



Caractéristiques des Masses d'Eau, Transport de masse et Variabilité de la circulation océanique en mer de Corail

Florent Gasparin

► **To cite this version:**

Florent Gasparin. Caractéristiques des Masses d'Eau, Transport de masse et Variabilité de la circulation océanique en mer de Corail. Océanographie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2012. Français. <tel-00840821>

HAL Id: tel-00840821

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00840821>

Submitted on 3 Jul 2013

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier
Discipline ou spécialité : Océanographie Physique

Présentée et soutenue par Florent Gasparin

Le 12 décembre 2012

Titre : *Caractéristiques des Masses d'Eau, Transport de Masse et Variabilité de la Circulation Océanique en mer de Corail (Pacifique sud-ouest)*

JURY

*Sabine Arnault (Examinatrice)
David Behringer (Rapporteur)
Isabelle Dadou (Présidence)
Alexandre Ganachaud (Co-encadrant)
Véronique Garçon (Examinatrice)
Christophe Maes (Directeur)
Sabrina Speich (Rapportrice)
Jérôme Vialard (Examineur)*

Ecole doctorale : Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)
Unité de recherche : Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS)
Directeur(s) de Thèse : Christophe Maes / Alexandre Ganachaud

Remerciements

Ces trois années achevées, je tiens tout d'abord à remercier Christophe et Alex qui ont su me faire confiance tout au long de ce « périple ». De part l'éloignement, j'ai pu profiter d'une grande autonomie, non sans de nombreux doutes. Mais nous avons toujours réussi à relever le défi et à travailler efficacement, je les en remercie.

Je remercie également les deux rapporteurs de ce travail, Sabrina Speich et David Behringer, pour leurs remarques et leur investissement. Un merci particulier à David Behringer qui s'est rendu disponible au pied levé.

Durant ces trois années, j'ai bénéficié d'un environnement de travail fort agréable tant au LEGOS à Toulouse qu'à l'IRD de Nouméa. Merci Yves Morel! Merci Yves DuPenhoat! Je remercie l'équipe gestionnaire de Toulouse : Catherine, Nadine, Martine et en particulier, Brigitte qui a toujours été d'une grande disponibilité. Enfin, je remercie le centre IRD de Nouméa de m'avoir accueilli à chaque fois dans de très bonnes conditions.

Un grand merci à l'équipe OLVAC : Gérard, Thierry, Lionel, Elodie, Marie-Hélène, Gaël, ... et plus particulièrement à Fabien, Fred et Sophie qui sont intervenus pour diverses raisons au cours de cette thèse et ont franchement contribué à entretenir voire relancer la motivation. Merci également à Véronique et Joël pour leur confiance et leur collaboration dans ces travaux.

Je tiens également à remercier Ken Ridgway pour son accueil très chaleureux au CSIRO à Hobart et pour son intérêt porté à mon travail durant ces trois années.

Une des particularités de cette thèse est la prépondérance d'analyses issues de campagnes océanographiques. Un grand merci à Christophe et Alex de m'avoir permis de participer à deux d'entre-elles; deux très bonnes expériences de terrain. Je remercie l'ensemble des personnes qui ont participé ou contribué, à divers degrés, à la collecte, aux traitements et à l'analyse des données de campagnes en mer qui sont au cœur de cette thèse.

Enfin, je conclurai ces remerciements en soulignant à quel point cette expérience m'a vraiment conforté dans l'envie de poursuivre dans cette démarche scientifique et m'a fourni de nombreux éléments pour envisager la suite des événements dans ce domaine. Et à titre d'illustration, je citerai un petit dicton d'Edgard Morin : « La connaissance est une navigation dans un océan d'incertitudes à travers des archipels de certitudes ».

RESUME :

Les eaux du gyre subtropical du Pacifique sud sont majoritairement transportées vers l'ouest par le Courant Equatorial Sud (SEC) situé entre 2°S et 30°S. Le transport d'eau de thermocline vers l'équateur via les courants de bord ouest a été identifié comme contribuant à la modulation basse fréquence du phénomène climatique El Niño-Oscillation Australe (ENSO). Initialement large et zonal, le SEC se divise en plusieurs jets et courants de bord ouest à la rencontre des archipels de Fidji (18°S-180°E), du Vanuatu (16°S-168°E), de la Nouvelle Calédonie (20°S-165°E) et des côtes australiennes. Entre 10°S et 20°S, ces eaux entrent en mer de Corail sous la forme de deux jets zonaux: le Jet Nord Calédonien (18°S-16°S) et le Jet Nord Vanuatu (14°S-11°S). Dans cette thèse, je documente la circulation océanique à l'aide de données hydrologiques issues de campagnes océanographiques (1993-2010) en adoptant deux méthodes d'inversion: le « modèle inverse en boîte » et l'« analyse multi-paramétrique optimale ». J'ai ensuite examiné la variabilité interannuelle pour contextualiser les résultats.

Dans une première partie, j'ai étudié des situations synoptiques en utilisant la méthode du modèle inverse en boîte afin de mettre en évidence le Courant Est Calédonien qui alimente le Jet Nord Calédonien. Ces deux courants sont fins (100 km) et profonds (0-1000 m) et transportent environ 15 Sv (1 Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Plus au nord, le Jet Nord Vanuatu est plus large (~ 300 km) et moins profond (0-500 m); il transporte environ 20 Sv. Ces eaux se dirigent vers l'Australie puis alimentent la mer des Salomon par l'intermédiaire du Sous-courant Côtier de Nouvelle Guinée estimé à 30 Sv.

Dans une deuxième partie, à l'aide d'une analyse multi-paramétrique optimale avec les propriétés des masses d'eau (T, S, et O_2), j'ai déterminé la composition des eaux sur chaque section hydrologique issues de campagnes récentes (1994-2010). J'ai mis en évidence le trajet et le mélange des eaux intermédiaires et des eaux de thermocline dans la mer de Corail. Dans la thermocline, l'alimentation du Sous-courant Côtier de Nouvelle Guinée est essentiellement assurée par les masses d'eau transportées par le Jet Nord Vanuatu, tandis que les eaux intermédiaires sont issues du Jet Nord Calédonien. Cette vision complémentaire de la circulation océanique alimentant la bande équatoriale montre que les eaux intermédiaires sont principalement transportées par les courants profonds tandis que les eaux de thermocline sont issues majoritairement du Jet Nord Vanuatu.

Dans une troisième partie, la variabilité de la circulation océanique est analysée sur la période 1993-2010 à l'aide d'une simulation numérique au $1/10^\circ$ et d'une méthode de reconstruction de profils hydrologiques utilisant les données satellitaires. Je montre que la variabilité interannuelle du SEC suit de trois mois le phénomène ENSO, et qu'elle est dominée par la variabilité du Jet Nord Vanuatu. Contrôlée par les vents, la variabilité du SEC est associée à une modulation de la pente de la thermocline, qui induit une intensification du transport de 6 ± 4 Sv suite à un événement El Niño et une diminution de 4 ± 4 Sv après un événement La Niña. Je montre également que la modulation de la thermocline entraîne l'apparition d'anomalies de température et de salinité, susceptibles d'être transmises vers la bande équatoriale.

Ce travail de thèse a ainsi amélioré les schémas de circulation régionale et fournit de nouvelles pistes d'investigations pour l'étude de la dynamique de la mer de Corail.

ABSTRACT :

Waters from the South Equatorial Current, the northern branch of the South Pacific subtropical gyre, have been identified as having an important contribution to climate variability and El Niño-Southern Oscillation. Initially a broad westward current extending from 2°S to 30°S, the South Equatorial Current splits upon the major archipelagos of Fiji (18°S, 180°E), Vanuatu (16°S, 168°E), New Caledonia (20°S, 165°E) and Australian coasts resulting in two major zonal jets entering the Coral Sea: the North Caledonian Jet (18°S, 180°E) and the North Vanuatu Jet (16°S, 168°E). In this work, I focus on the oceanic circulation using hydrographic data from ship cruises and I apply two inverse methods: the « inverse box model » and the « optimal multi-parametric analysis ». Then, I report interannual variability and its impacts on the Coral Sea circulation.

Firstly, I study the East Caledonian Current which runs along the east coast of New Caledonia and feeds the North Caledonian Jet. Both currents extend about 100 km horizontally and at least 1000 m depth vertically and transport 15 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). In the northern part, the North Vanuatu Jet is larger (~ 300 km) and shallower (0-500 m) and transports around 20 Sv. A part of these waters reaches Australia and supplies the Solomon Sea via its western boundary current, the New Guinea Coastal Undercurrent whose transport is estimated at 30 Sv, and well-defined by its water mass properties.

Secondly, I emphasize the thermocline and intermediate waters to depict water mass pathways and mixing. In the thermocline, the New Guinea Coastal Undercurrent is mainly supplied by the North Vanuatu Jet waters while in the intermediate level, waters come from the North Caledonian Jet. These complementary inverse methods show that intermediate waters are mainly carried by deep currents, while thermocline waters are carried by the North Vanuatu Jet.

In the third part, interannual variability is analyzed on the 1993-2010 period with a $1/10^\circ$ numerical simulation and a proxy method based on altimetric data. Interannual variability of the South Equatorial Current mass transport follows the El Niño-Southern Oscillation index with a 3-months lag. The North Vanuatu Jet leads this variability. Controlled by winds, the South Equatorial Current variability is associated with thermocline depth modulation, which involves intensification after an El Niño event (6 ± 4 Sv) and a decrease after La Niña (4 ± 4 Sv). We also show that temperature and salinity anomalies are the result of thermocline depth modulation.

This thesis improves circulation schemes of the region and suggests new foci to depict the southwest Pacific circulation.

Sommaire

I	CONTEXTE GENERAL ET ENJEUX SCIENTIFIQUES	1
I.1	L’Océan Pacifique Tropical: sa dynamique océanique et atmosphérique	2
I.1.1	La circulation atmosphérique tropicale	2
I.1.2	Océan-Atmosphère : un système couplé	3
I.1.3	La circulation océanique tropicale principaux courants	5
I.2	ENSO : la variabilité interannuelle du Pacifique sud-ouest	7
I.2.1	Mécanismes physiques d’ENSO	7
I.2.2	La modulation basse fréquence d’ENSO	9
I.2.3	Le programme international SPICE	13
I.3	Circulation océanique en mer de Corail	14
I.3.1	Dynamique océanique	16
I.3.2	Masses d’eau du Pacifique sud-ouest	18
I.3.3	Une région de plus en plus observée	20
I.4	Synthèse et Objectifs de la thèse	23
II	MATERIELS & METHODES	25
II.1	Jeux de données	26
II.1.1	Campagnes océanographiques	26
II.1.2	Données satellitaires	33
II.1.3	Modèles numériques	34
II.2	Approche par Méthodes Inverses	36
II.2.1	Inversion Géostrophique	36
II.2.2	Analyse Multi-Paramétrique Optimale	39
III	ETUDE DE CAS SYNOPTIQUES	43
III.1	Introduction	44
III.2	Etude d’un courant de bord ouest à l’est de la Nouvelle Calédonie	45
III.2.1	Résumé de l’article : <i>A Western Boundary Current East of New Caledonia : Observed Characteristics</i> (Article inséré en Annexe 1)	46
III.3	Etudes du Flux Entrant en mer de Corail	48
III.3.1	Inversion des données de la campagne SECALIS-3	48
III.3.2	Inversion des données de la campagne SECALIS-4	60
III.4	Etude du Flux Entrant en mer des Salomon	70

III.4.1	Inversion des données de la campagne FLUSEC-01	70
III.4.2	Résumé de l'article: <i>Oceanic transports through the Solomon Sea: the bend of the New Guinea Coastal Undercurrent (Article inséré en Annexe 2)</i>	71
III.5	Résumé de la circulation & Discussion	79
IV	ETUDE DES MASSES D'EAU	83
IV.1	Etude des Masses d'Eau en mer de Corail	84
IV.1.1	Introduction	84
IV.1.2	Descriptif des masses d'eau et Rappel du formalisme	85
IV.1.3	Analyse des Eaux Intermédiaires	90
IV.1.4	Analyse des Eaux de Thermocline	96
IV.1.5	Conclusion & Discussion	104
V	VARIABILITE INTERANNUELLE EN MER DE CORAIL	109
V.1	Variabilité interannuelle en mer de Corail	110
V.1.1	Introduction	110
V.1.2	Reconstruction de profils hydrologiques à partir de l'altimétrie	112
V.1.3	Variabilité interannuelle du SEC entrant en mer de Corail	115
V.1.4	Le NCJ et le NVJ : deux réponses différentes à ENSO	118
V.1.5	Conclusion & Discussion	124
ANNEXES		135
ANNEXE 1:	Article publié dans Deep Sea Research-Part I: Gasparin <i>et al.</i> , 2011, <i>A Western Boundary Current East of New Caledonia : Observed Characteristics</i> .	137
ANNEXE 2:	Article publié dans Geophysical Research Letter: Gasparin <i>et al.</i> , 2012, <i>Oceanic transports through the Solomon Sea: the bend of the New Guinea Coastal Undercurrent</i>	153
ANNEXE 3:	Variabilité haute fréquence du Transport de Masse	167
Références bibliographiques		171

Acronymes

AAIW	Antarctic Intermediate Water
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
BODAS	Bluelink Ocean Data Assimilation System
CARS	CSIRO Atlas for Regional Seas
CDW	Circumpolar Deep Water
CLIVAR	CLImate VARIability and predictability
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
CTD	Conductivity-Temperature-Depth
EAC	East Australian Current
ECC	East Caledonian Current
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasting
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
EUC	Equatorial UnderCurrent
GP	Grand Passage
GPC	Golf of Papua Current
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
ITCZ	InterTropical Convergence Zone
JAMSTEC	Japan Marine Science & Technology Center
L-ADCP	Lowered-Acoustic Doppler Current Profiler
LEGOS	Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
LLWBC	Low-Latitude Western Boundary Current
MES	Masse d'Eau Source
NC	Nouvelle Calédonie

NCJ	North Caledonian Jet
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NGCU	New Guinea Coastal Undercurrent
NQC	North Queensland Current
NVJ	North Vanuatu Jet
N.O.	Navire Océanographique
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OCCAM	Ocean Circulation and Climate Advanced Model
OFAM	Ocean Forecasting Australia Model
OGCM	Oceanic General Circulation Model
OMP	Optimal Multi-Parametric
OMP	Observatoire Midi-Pyrénées
OPA	Océan PArallelisé
PEW	Pacific Equatorial Water
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PDV	Pacific Decadal Variability
PNG	Papouasie Nouvelle Guinée
S-ADCP	Shipboard-Acoustic Doppler Current Profiler
SEC	South Equatorial Current
SECC	South Equatorial CounterCurrent
SPICE	Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment
SPTW	South Pacific Tropical Water
SPTWN	South Pacific Tropical Water North
SPTWS	South Pacific Tropical Water South
STCC	SubTropical CounterCurrent

SLA	Sea Level Anomaly
SLW	Subtropical Lower Water
SPEW	South Pacific Equatorial Water
SPCZ	South Pacific Convergence Zone
SST	Sea Surface Temperature
STC	SubTropical Cell
SST	Sea Surface Temperature
SWT	Source Water Type
TSW	Tropical Surface Water
UCDW	Upper Circumpolar Deep Water
WSPCW	Western South Pacific Central Water
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
WCRP	World Climate Research Programme
XBT	eXpendable BathyThermograph
XCTD	eXpendable Conductivity-Temperature-Depth

CONTEXTE GENERAL ET ENJEUX SCIENTIFIQUES

Sommaire

I.1	L'Océan Pacifique Tropical: sa dynamique océanique et atmosphérique	2
I.1.1	La circulation atmosphérique tropicale	2
I.1.2	Océan-Atmosphère : un système couplé	3
I.1.3	La circulation océanique tropicale principaux courants	5
I.2	ENSO : la variabilité interannuelle du Pacifique sud-ouest	7
I.2.1	Mécanismes physiques d'ENSO	7
I.2.2	La modulation basse fréquence d'ENSO	9
I.2.3	Le programme international SPICE	13
I.3	Circulation océanique en mer de Corail	14
I.3.1	Dynamique océanique	16
I.3.2	Masses d'eau du Pacifique sud-ouest	18
I.3.3	Une région de plus en plus observée	20
I.4	Synthèse et Objectifs de la thèse	23

izés) dirigés vers l'équateur. Ces vents sont en fait déviés vers l'est en raison de la rotation de la Terre et possèdent donc une forte composante est (sud-est pour l'hémisphère sud et nord-est pour l'hémisphère nord) (Hadley, 1735; Lorenz, 1967). La composante est des alizés constitue un des éléments essentiels de la Cellule de Walker au niveau de la bande équatoriale (Bjerknes, 1969). Les alizés amènent de l'air chaud et humide à l'ouest du bassin transféré au niveau de la haute atmosphère par des mouvements convectifs. Des vents d'ouest dans la haute atmosphère transportent cet air vers le Pacifique est où une zone de subsidence ramène un air sec en surface repris par les alizés.

Ainsi, la cellule de Hadley (méridienne) et la cellule de Walker (zonale) représentent les principales interactions entre l'océan et l'atmosphère au niveau de la bande tropicale et constituent des mécanismes essentiels à la machine climatique (moteurs) (Wang, 2002).

La convergence des alizés dirigés vers l'équateur participe aux mouvements convectifs ascendants, où de l'air chaud et humide se condense pour former des nuages et donner de fortes précipitations correspondant à la Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ, *InterTropical Convergence Zone*). En raison d'une masse continentale plus importante dans l'hémisphère nord, la position de l'ITCZ est décalée vers le nord, elle est centrée à 5°N (Philander *et al.*, 1996). Au niveau du Pacifique sud, une seconde zone de convergence s'étend de la Papouasie Nouvelle-Guinée (PNG) jusqu'à plus de 150°W dans un axe NW-SE. Cette zone, appelée Zone de Convergence du Pacifique Sud (SPCZ, *South Pacific Convergence Zone*), résulte de la présence de basses pressions au niveau du Pacifique sud-ouest. Les raisons de sa dissymétrie par rapport à l'ITCZ et son inclinaison ne sont pas encore bien comprises (Vincent, 1994).

I.1.2 Océan-Atmosphère : un système couplé

Les conditions océaniques de surface (température/salinité) forcent ces cellules de circulation atmosphérique qui à leur tour influencent la distribution des conditions de surface de l'océan.

La répartition de la température de surface (SST, *Sea Surface Temperature*) diminue de l'équateur au pôle en lien avec le rayonnement solaire et la sphéricité de la Terre (Figure I.2). Les alizés soufflant vers l'ouest sur la bande équatoriale entraînent une accumulation des eaux chaudes vers l'ouest. Ces eaux chaudes ($T > 28^{\circ}\text{C}$) concentrées dans le Pacifique équatorial ouest constituent le "réservoir d'eau chaude" (*warm pool*). En même temps, les alizés soufflant vers l'est au niveau de la bande équatoriale provoquent une divergence au niveau de l'équateur (Transport d'Ekman) compensée en subsurface par une remontée d'eau froide (Wyrtki & Kilonsky, 1984). Ce phénomène, plus présent au niveau du Pacifique central et Pacifique est, entraîne l'apparition d'une langue d'eau froide équatoriale (*cold tongue*).

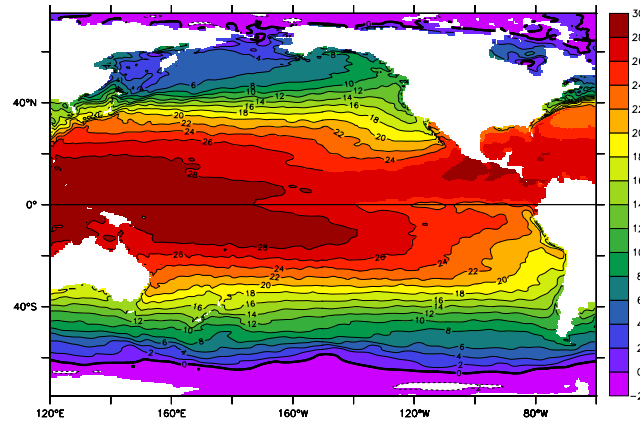


Figure I.2: Distribution de la température de surface de l'océan (°C) (Climatologie CARS, Ridgway & Dunn, 2003)

La distribution verticale moyenne de température à l'équateur sur la figure I.3 montre qu'à l'ouest, la *warm pool* est représentée par une couche presque homogène en température ($T > 28^\circ\text{C}$). La température diminue ensuite fortement avec la profondeur sur 150 m environ. Ce fort gradient vertical de température constitue la thermocline, souvent représentée par l'isotherme 20°C . La profondeur de la thermocline est ainsi plus profonde à l'ouest (~ 150 m) qu'à l'est (~ 50 m).

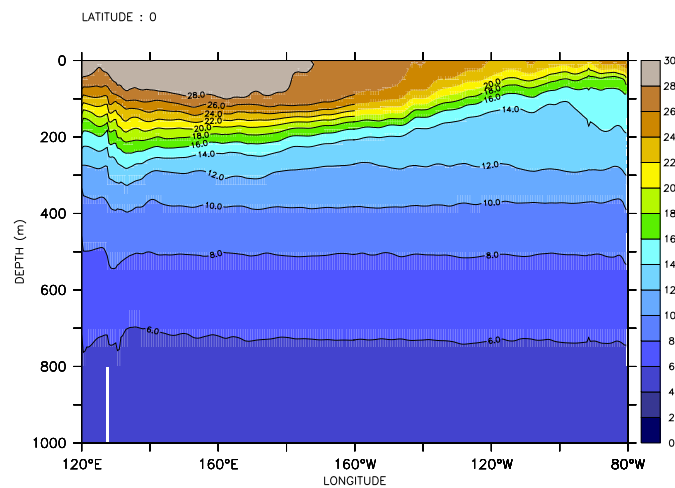


Figure I.3: Section de température à l'équateur (°C) (Climatologie CARS, Ridgway & Dunn, 2003)

Ainsi, par sa distribution de la température dans la bande équatoriale, l'océan agit sur la circulation atmosphérique par les transferts de chaleur qui créent des ascensions d'air chaud et humide, à l'origine de la forte concentration de nuages et de précipitations au niveau de l'ITCZ et de la SPCZ. Ces fortes précipitations sous les zones de convergence diminuent forte-

ment la salinité de surface à l'ouest du bassin qui coïncide avec les eaux chaudes de la *warm pool* (Figure I.4), tandis qu'à l'est, le minimum présent près de Panama résulte de la migration saisonnière de l'ITCZ vers le nord en milieu d'année (Alory *et al.*, 2012).

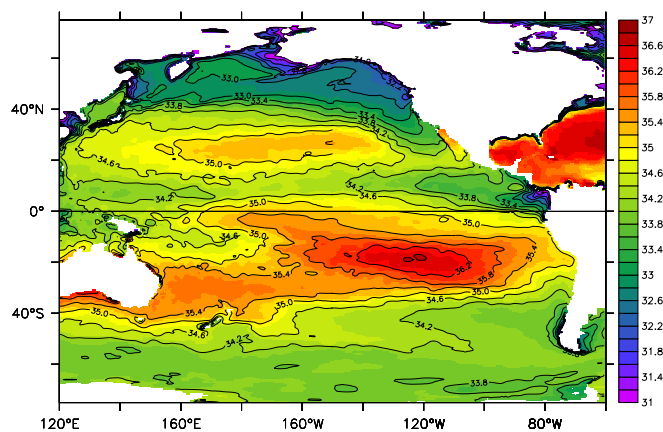


Figure I.4: Distribution de la salinité de surface de l'océan (Climatologie CARS, Ridgway & Dunn, 2003)

I.1.3 La circulation océanique tropicale principaux courants

La circulation océanique grande échelle peut être en grande partie expliquée par la théorie de Sverdrup contrôlée par les vents de surface (Sverdrup & Munk, 1947). En dehors de l'équateur, la convergence des eaux liée à la présence des alizés dans la bande tropicale et aux vents d'ouest plus au sud conduit la circulation grand échelle sous la forme du gyre subtropical, à rotation anticyclonique. Cette théorie explique la présence des principaux courants et l'existence de forts courants de bord à l'ouest des bassin par conservation de masse.

A l'équateur, la force de Coriolis est nulle, la circulation de surface est zonale et dirigée vers l'ouest suivant la direction des alizés. Les alizés du SE au sud et du NE au nord créent une divergence sur les premières centaines de mètres (Transport d'Ekman) créant une remontée d'eau plus profonde et donc plus froide au niveau de l'upwelling équatorial. En raison de la faible profondeur de la thermocline à l'est du bassin, ce phénomène est bien plus visible à l'est qu'à l'ouest (Wyrtki, 1981). Ces mécanismes entraînent l'apparition d'un courant zonal au niveau de la bande équatoriale: le sous-courant équatorial (EUC, *Equatorial UnderCurrent*). Dirigé vers l'est, il est situé au niveau de la thermocline équatoriale avec des vitesses maximales d'environ 1.5 m.s^{-1} et traverse tout le Pacifique équatorial le long de la pente de la thermocline. Comme nous le verrons par la suite, ce courant joue un rôle primordial pour le phénomène El Niño-Oscillation Australe (ENSO, *El Niño Southern Oscillation*) qui constitue la principale variabilité climatique interannuelle à l'échelle du globe.

Le Courant Equatorial Sud (SEC, *South Equatorial Current*) est dirigé vers l'ouest et s'étend de 4°N à 30°S en fonction des saisons. Ce large courant zonal, constitué de plusieurs veines, représente la branche nord du gyre subtropical du Pacifique sud. Entre les veines du SEC, le Contre-Courant Equatorial Sud (SECC, *South Equatorial CounterCurrent*) est positionné à ~8°-10°S dans une zone de vent faible, en lien avec la SPCZ. Il est caractérisé par une variabilité importante (Figure I.5).

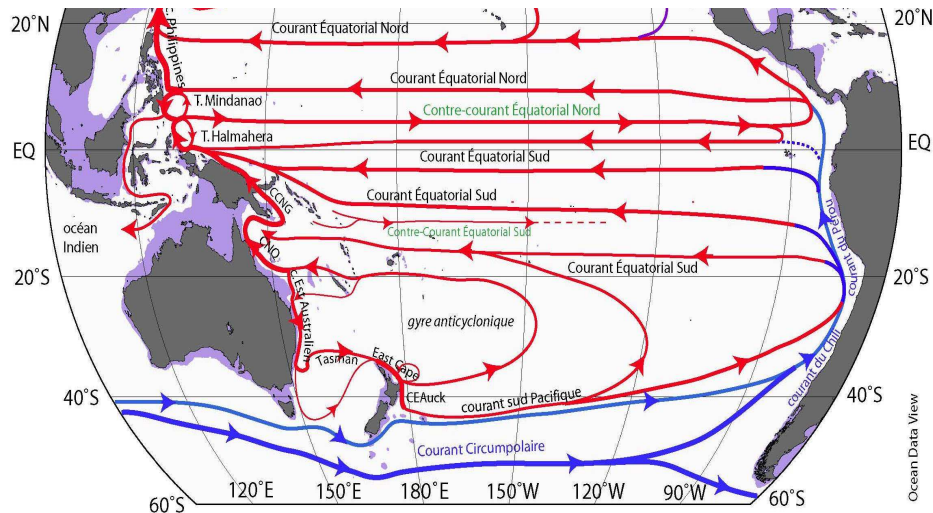


Figure I.5: Carte des principaux courants du Pacifique sud, CCNG = Contre-Courant de Nouvelle Guinée, CNQ = Courant du Nord Queensland, (adaptée de [Fieux, 2010](#)).

Les eaux du SEC atteignant les côtes de l'Australie et de PNG sont transférées vers le sud et l'équateur par les courants de bord ouest (Figure I.5). En direction du sud, le Courant Est Australien (EAC, *East Australien Current*) longe les côtes de l'Australie, d'où il alimente le Contre-Courant SubTropical (STCC, *SubTropical CounterCurrent*) et la mer de Tasmanie. Le Courant du Golfe de Papouasie (GPC, *Gulf of Papua Current*, représentant les anciens Courant du Nord Queensland (NQC, *North Queensland Current*) et Hiri Current ([SPICE-community, 2012](#))) se prolonge par le Courant Côtier de Nouvelle-Guinée (NGCC/NGCU, *New Guinea Coastal (Under) Current*) le long de la côte de PNG où il participe majoritairement à l'alimentation de l'EUC ([Tsuchiya et al., 1989](#); [Blanke & Raynaud, 1997](#); [Izumo et al., 2002](#); [Grenier et al., 2011](#)) (Fig. I.5).

La circulation du Pacifique sud-ouest décrite précédemment contribue aux échanges entre les subtropiques et la bande équatoriale et pourrait intervenir dans la modulation basse fréquence du phénomène ENSO. Dans la suite de cette introduction, nous présentons brièvement le phénomène ENSO et les principales raisons de l'intérêt récent pour le Pacifique sud-

ouest tropical.

I.2 ENSO : la variabilité interannuelle du Pacifique sud-ouest

Le phénomène climatique ENSO, plus connu par sa phase chaude El Niño, est une oscillation climatique originaire du Pacifique équatorial mais dont les conséquences sont ressenties sur l'ensemble de la planète. Malgré les nombreux travaux effectués depuis 20 à 30 ans, ENSO soulève encore de nombreuses questions.

Les conséquences d'ENSO peuvent être désastreuses notamment aux abords de l'Océan Pacifique. Lors de l'été austral, un évènement El Niño se manifeste par d'intenses précipitations au niveau de la côte est américaine, région habituellement aride. A l'inverse, l'ouest du Pacifique (Indonésie, Australie, PNG) est soumis à d'extrêmes sécheresses, favorisant des incendies. Les conséquences environnementales mais aussi sociales et économiques ont poussé les autorités et la communauté scientifique à élaborer des projets spécifiques visant d'abord à observer, puis tenter d'expliquer et de comprendre pour ensuite être en capacité de prévoir et d'anticiper un tel phénomène.

Grâce au développement des systèmes d'observations satellitaires et in situ, tels que le réseau de mouillages TAO (*Tropical Ocean Atmosphere*), le réseau de marégraphes, le réseau de HR-XBT (High Resolution-eXpandable BathyThermograph) ou encore le récent réseau de flotteurs Argo, des progrès ont permis d'améliorer la compréhension d'ENSO. La modélisation numérique a également contribué de manière considérable à la compréhension et à la prévision de tels évènements. Les systèmes de prévision ont d'ailleurs déjà permis d'anticiper les conséquences d'ENSO en adaptant l'agriculture notamment (Podesta *et al.*, 2002).

I.2.1 Mécanismes physiques d'ENSO

Ce phénomène climatique se caractérise par l'alternance plus ou moins régulière de phases chaudes, neutres et froides ayant une périodicité de 2 à 7 ans.

En conditions neutres (Figure I.6), les alizés soufflent vers l'ouest au niveau de la bande équatoriale et entraînent les eaux chaudes du Pacifique équatorial vers l'ouest provoquant un approfondissement de la thermocline à l'ouest et une remontée à l'est. Une cellule convective à l'ouest se met en place au dessus de la "warm pool", constituant la branche est de la circulation zonale de Walker.

Pendant un évènement El Niño (Figure I.7), l'affaiblissement des alizés (voir un renverse-

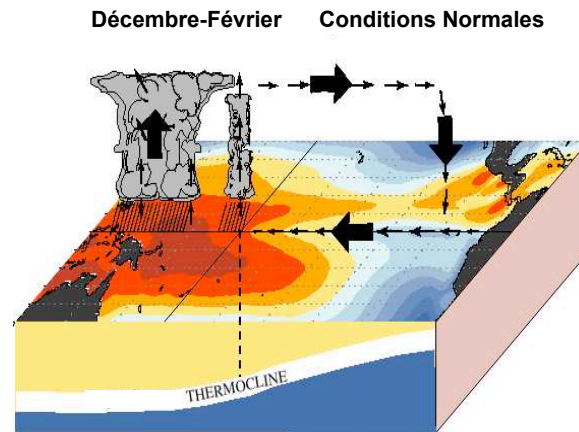


Figure I.6: Interaction océan-atmosphère en conditions neutres.

ment) est associé à un décalage vers l'est des eaux chaudes de la "warm pool". Le gradient longitudinal est diminué, l'upwelling à l'est est ralenti, la pente zonale de la thermocline est réduite. Ces éléments accentuent l'affaiblissement des alizés et amplifient le processus (rétroaction positive océan-atmosphère de Bjerknes (1969)). La cellule convective est alors déplacée vers l'est, pouvant même scinder en deux la cellule de Walker. La formation de nuages dans le centre et à l'est du bassin provoque des pluies torrentielles à l'est et de fortes sécheresses à l'ouest.

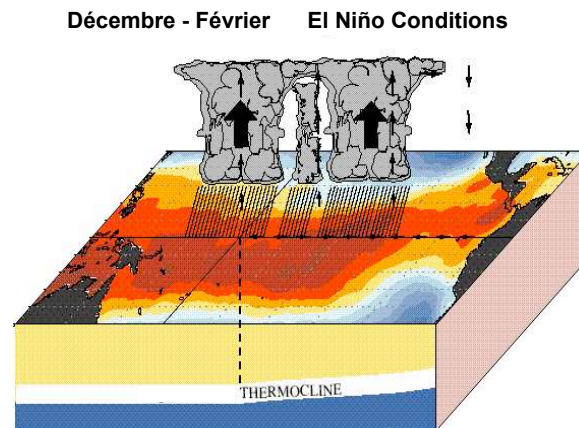


Figure I.7: Interaction océan-atmosphère en conditions El Niño.

Les épisodes El Niño peuvent être suivis par des événements froids appelés La Niña (Figure I.8), ceux-ci étant souvent considérés comme les opposés des événements chauds El Niño. Cette phase est caractérisée par un renforcement des alizés poussant encore plus l'ouest les eaux chaudes, accentuant ainsi l'upwelling d'Amérique du sud qui s'étend plus vers l'ouest, et

décalant la cellule de Walker vers l'ouest.

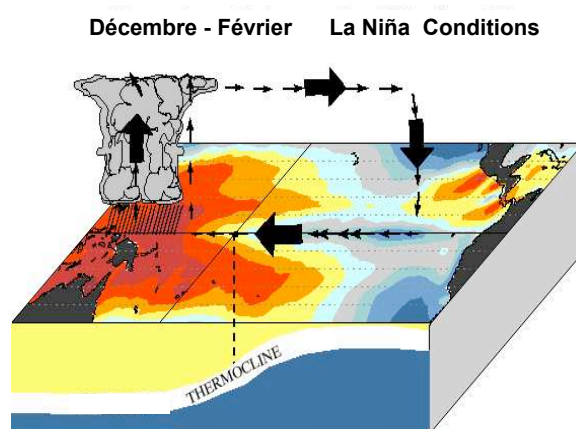


Figure I.8: Interaction océan-atmosphère en conditions La Niña.

Plus récemment, l'identification de deux types d'El Niño propose une nouvelle vision d'appréhender le phénomène ENSO. Les El Niño du Pacifique est (EP El Niño, *Eastern Pacific El Niño*) ont leurs anomalies maximales de SST à l'est du bassin tandis que les El Niño du Pacifique central (CP El Niño, *Central Pacific El Niño*) ont leurs anomalies maximales près de la ligne de changement de date (Kao & Yu, 2009) (Voir Wang *et al.* (2012) pour une review).

I.2.2 La modulation basse fréquence d'ENSO

Outre cette variabilité interannuelle, des variabilités quant à la fréquence et l'intensité des événements ont été observées sur des échelles de temps décennales voir multi-décennales. Cette modulation à basse fréquence d'ENSO est appelée "Variabilité Décennale du Pacifique" (PDV, *Pacific Decadal Variability*), souvent nommée PDO (*Pacific Decadal Oscillation*) (Mantua *et al.*, 1997; Mantua & Hare, 2002). Plusieurs travaux décrivent la PDV comme la superposition de plusieurs phénomènes (ENSO, variabilité atmosphérique, mécanismes océaniques) tandis que d'autres suggèrent que la PDV résulte d'interactions océan-atmosphère liant le Pacifique tropical et les plus hautes latitudes (voir Liu (2012) pour une review).

I.2.2.1 Connexions extra-tropiques / tropiques

Les études sur ces interactions proposent plusieurs mécanismes responsables de la modulation basse fréquences d'ENSO. Certains travaux mettent en jeu la variabilité décennale de l'alimentation des eaux de thermocline vers l'équateur (tunnel océanique), tandis que d'autres

attribuent cette modulation à la variabilité de l'atmosphère des subtropiques vers les tropiques via l'atmosphère (pont atmosphérique, *Pierce et al. (2000)*) ou encore aux non-linéarités de la dynamique océan-atmosphère équatoriale.

Nous nous intéressons ici au mécanisme du « Tunnel » océanique qui a motivé en grande partie les travaux sur le Pacifique sud-ouest.

Tunnels océaniques La cellule subtropicale (STC, *SubTropical Cell*) constitue l'un des mécanismes permettant d'expliquer les connexions entre les extra-tropiques et l'équateur (*McCreary & Lu, 1994; Liu et al., 1994*). La circulation peut être schématisée par une subduction des eaux subtropicales aux moyennes latitudes empruntant les courants de bord ouest pour rejoindre la bande équatoriale où ils remontent au niveau de l'upwelling équatorial avant de retourner vers de plus hautes latitudes dans les couches de surface (Figure I.9).

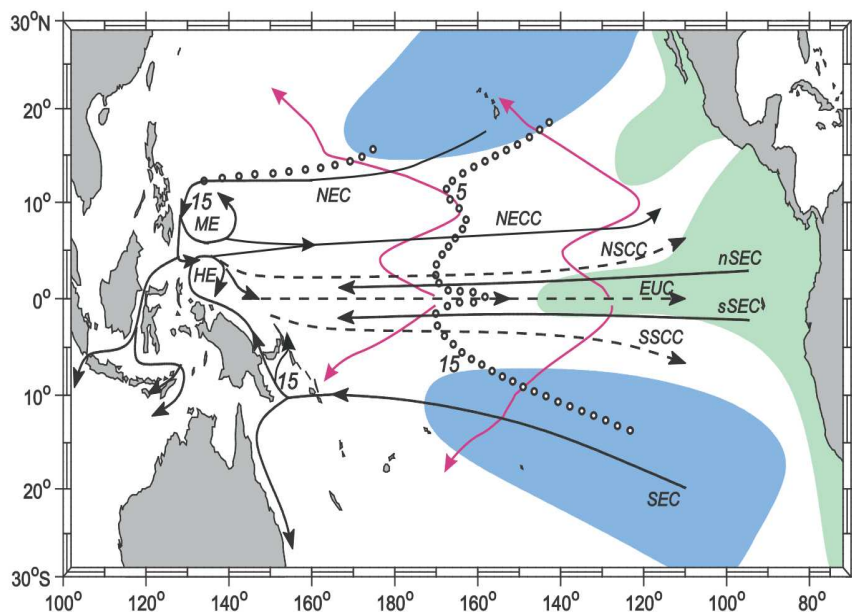


Figure I.9: Représentation schématique des branches de circulation du Pacifique, où les zones de subduction sont en bleu et les zones d'upwelling en vert participant à la cellule de circulation subtropicale. Transport intérieur est en pointillé, le transport des eaux intermédiaires en tireté, les transports de surface vers les pôles sont en magenta. NEC = North Equatorial Current; nSEC, sSEC = north, south South Equatorial Current; NECC = North Equatorial CounterCurrent; EUC = Equatorial UnderCurrent; NSCC, SSCC = North and South Subsurface CounterCurrent; ME = Mindanao Eddy; HE = Halmahera Eddy. (*Schott et al., 2004*)

Entre les années 1950 et 2000, *McPhaden & Zhang (2002)* s'aperçoivent qu'un ralentissement des transports (thermocline) convergeant à l'équateur coïncide avec une augmentation de la température de surface équatoriale; ceci incriminant une modulation de l'intensité de l'upwelling équatorial (Figure I.10a). Ce fort lien entre l'intensité des transports convergents et la température de la surface a de nouveau été mis en évidence à partir des années 2000 lors

d'un rebond (McPhaden & Zhang, 2004). Ces modulations se déroulant sur des échelles de temps supérieures à quelques années marquent la variabilité décennale du Pacifique tropical et montrent l'un des rôles joués par l'océan dans la variabilité basse fréquence du Pacifique.

Ce mécanisme, proposé par Kleeman *et al.* (1999), suggère que la variabilité de la STC contrôlée par le vent peut affecter la structure thermique équatoriale par la modulation de la quantité d'eau advectée à l'équateur (mécanisme $\mathbf{V}'\bar{T}$).

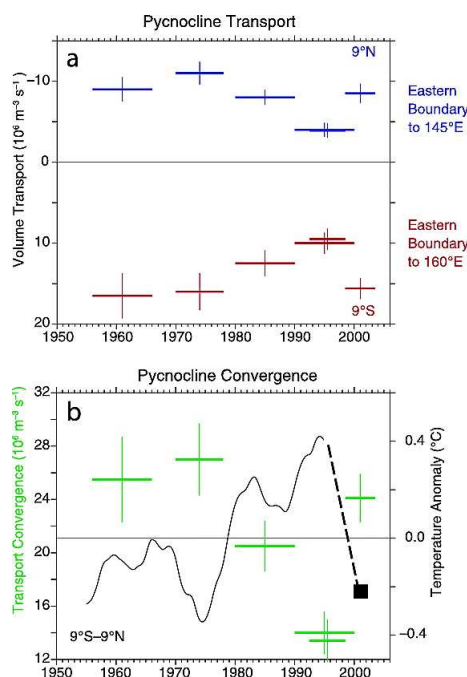


Figure I.10: Transports méridiens dans la pycnocline (\sim thermocline) à 9°S et 9°N et Anomalies de température de surface entre 1950 et 2003 (9°N–9°S, 90°W–180°W) représentant la région de l'upwelling équatorial. La période 1950-1999 est tirée du McPhaden & Zhang (2002). a) Transports méridiens moyens intégrés zonalement et b) Convergence du transport méridien moyen. Températures dérivées (1950-1999) de Reynolds *et al.* (2002) filtrées deux fois avec une moyenne glissante à 5 ans. La seule moyenne entre 1998 et 2003 est reliée par les pointillés. Les anomalies sont relatives à la moyenne sur 1950-1999.

Un second mécanisme (Gu & Philander, 1997) propose que des anomalies de température issues des subtropiques sont advectées vers les tropiques modifiant la température de surface sur des échelles interdécennales (mécanisme $\bar{V}\mathbf{T}'$). Cette circulation dirigée vers l'équateur suivrait les surfaces isopycnes au sein de la STC et viendrait alimenter l'upwelling équatorial modifiant ainsi les caractéristiques des eaux de surface interagissant avec l'atmosphère. Plusieurs études basées sur des observations montrent que de telles anomalies de température sont transférées des subtropiques vers les tropiques (Zhang *et al.*, 1998; Johnson & McPhaden,

1999; Luo & Yamagata, 2001).

Cependant, les STC des deux hémisphères comportent des spécificités associées principalement au décalage de l'ITCZ vers le nord (centrée à $\sim 5^\circ\text{N}$) impliquant des différences significatives des transports arrivant à l'équateur autant dans leur intensité que dans leur variabilité. Dans le Pacifique nord, le transport intérieur vers l'équateur est limité par la présence de l'ITCZ tandis qu'une partie conséquente du transport des courants de bord ouest se dirige dans le détroit indonésien. Dans le sud, l'absence d'ITCZ implique une contribution similaire du transport intérieur et des courants de bord ouest. La STC du Pacifique Sud transporte plus d'eau dans la région équatoriale que son homologue du Pacifique nord (Johnson & McPhaden, 1999; Schott *et al.*, 2004). De plus, malgré la prépondérance du Pacifique nord dans la littérature de la modulation basse fréquence d'ENSO jusque dans les années 2000, des observations (Luo & Yamagata, 2001; Giese *et al.*, 2002; Holland *et al.*, 2007) et des simulations numériques (Luo *et al.*, 2003, 2005; Matei *et al.*, 2008) ont montré que des signaux importants de subsurface issus du Pacifique subtropical sud se transmettaient à l'équateur.

I.2.2.2 Zoom sur le Pacifique tropical sud

Le Pacifique sud représente environ 70% des eaux de l'EUC (Butt & Lindstrom, 1994; Tsuchiya, 1981; Tsuchiya *et al.*, 1989) et contribue de manière substantielle aux eaux arrivant en surface dans le Pacifique équatorial est (Blanke & Raynaud, 1997; Izumo *et al.*, 2002; Grenier *et al.*, 2011). Dans le même temps, de nombreuses études ont montré une forte influence d'ENSO sur la circulation océanique du Pacifique sud-ouest (Delcroix *et al.*, 1992; Ridgway *et al.*, 1993; Holbrook & Bindoff, 1997; Delcroix, 1998; Gouriou & Delcroix, 2002; Singh & Delcroix, 2011).

Ainsi, le Pacifique sud-ouest est susceptible de participer à la modulation d'ENSO par le transport d'anomalies de température et/ou par une modulation du transport des courants de bord ouest alimentant la bande équatoriale (Figure I.11).

Les anomalies considérées se présentent sous forme d'anomalie sur une isopycne donnée, c'est-à-dire que la densité se conserve et que les anomalies de température et de salinité se compensent de sorte à conserver la densité, on les nomme "anomalies de *spiciness*". Elles sont générées par des processus de mélange dans des régions où la stratification est faible en hiver et le gradient de salinité instable (Yeager & Large, 2004, 2007).

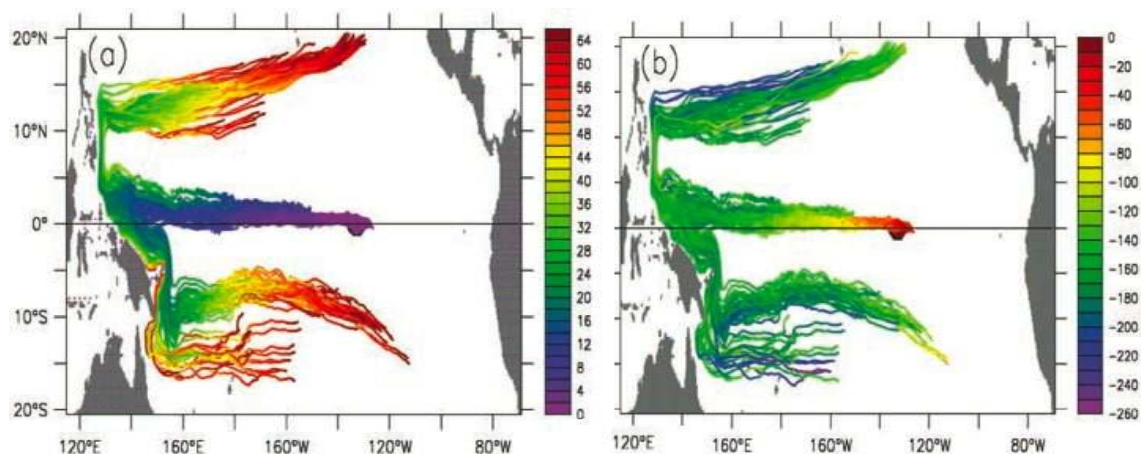


Figure I.11: a) Trajectoires rétroactives de particules inséminées dans la « langue d'eau froide » en juin 1998. Les couleurs représentent le nombre de mois avant juin 1998. b) Profondeur des trajectoires (en m) (Izumo *et al.*, 2002).

I.2.3 Le programme international SPICE

Cependant, la région de courant de bord ouest du Pacifique sud reste encore trop peu observée, modélisée, étudiée, et ce malgré sa forte contribution à la bande équatoriale. Pour cela, une collaboration internationale a été mise en place afin d'établir un programme d'étude spécifique à la région. Entériné par WRCP/CLIVAR (*World Climate Research Programme / Climate Variability and Predictability*) en 2008, le programme SPICE (*Southwest Pacific Oceanic Circulation and Climate Experiment*) vise à observer, modéliser et comprendre le rôle de la circulation océanique du Pacifique sud-ouest dans la modulation basse fréquence du phénomène ENSO.

Les travaux sont organisés autour de cinq axes majeurs (Figure I.12) comprenant notamment:

1. L'étude de l'entrée des eaux de thermocline, à savoir la formation des jets et leur variabilité, la dynamique de la bifurcation au niveau de l'Australie, les sources de variabilité (téléconnexions d'ENSO, ondes de Rossby) forcés par le vent, le rôle du NCJ dans la distribution des eaux Nord/Sud.
2. Le Golfe de Papouasie et la mer des Salomon, par la compréhension des caractéristiques et du transport des eaux, l'impact des détroits, la répartition entre courants de bord ouest et flux direct, le rôle des tourbillons, les transformations des masses d'eau.

Ce programme a permis de mettre en place une série d'observations conséquente de manière coordonnée (réalisations de campagnes océanographiques, déploiements de planeurs sous-marins,

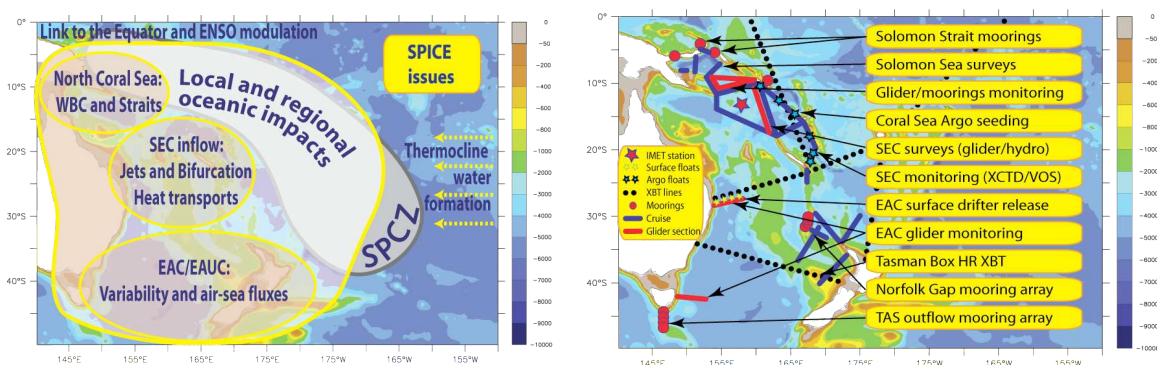


Figure I.12: (gauche) Axes majeurs du programme SPICE, d'après le plan d'implémentation (Ganachaud *et al.*, 2008b); (droite) Organisation des travaux d'observations du programme SPICE, (www.clivar.org)

de flotteurs Argo, de mouillages, tirs de sondes XBT, etc ...) (Figure I.12).

Dans la suite de cette introduction, nous établissons une synthèse des travaux sur la circulation océanique du Pacifique sud-ouest, constituant la base de mes travaux de thèse.

I.3 Circulation océanique en mer de Corail

La topographie de la mer de Corail, et plus généralement du Pacifique sud-ouest, est caractérisée par des reliefs importants; c'est une zone à forts accidents bathymétriques (figure I.13). Situées sur le bord ouest du Pacifique tropical, les eaux de thermocline de la mer de Corail sont originaires de l'est, au centre du gyre subtropical (Donguy, 1994). Arrivées au niveau de l'Australie, ces eaux bifurquent pour former un courant de bord ouest dirigé vers le sud, le Courant Est Australien (EAC, *East Australian Current*), et le Courant du Golfe de Papouasie (GPC, *Gulf of Papua Current*) dirigé vers le nord, alimentant la mer des Salomon (Qu & Lindstrom, 2002). Le GPC contourne la PNG pour former le Sous-Courant de Nouvelle Guinée (NGCU, *New Guinea Coastal Undercurrent*). Cet ensemble de courants de bord ouest représente la partie occidentale du gyre subtropicale du Pacifique sud.

Participant à l'alimentation de la bande équatoriale, plusieurs travaux ont montré que les eaux du Pacifique sud dominaient l'alimentation du sous-courant équatorial (Tsuchiya, 1981; Tsuchiya *et al.*, 1989; Tsuchiya, 1991; Lindstrom *et al.*, 1987; Butt & Lindstrom, 1994). De plus, la modélisation numérique utilisant des traceurs passifs a montré qu'une part importante des eaux alimentant le sous-courant équatorial était issue des courants de bord ouest du Pacifique sud-ouest et aboutissait à la langue d'eau froide (« cold tongue »), à l'est du Pacifique équatorial (Blanke & Raynaud, 1997; Izumo *et al.*, 2002; Grenier *et al.*, 2011) (Figure I.11).

Cette circulation s'étend aux couches intermédiaires comme le montre les propriétés de masses d'eau ou les trajectoires de flotteurs Argo (Tsuchiya, 1991; Qu & Lindstrom, 2004; Zenk *et al.*, 2005; Maes *et al.*, 2007b) (Figure I.14).

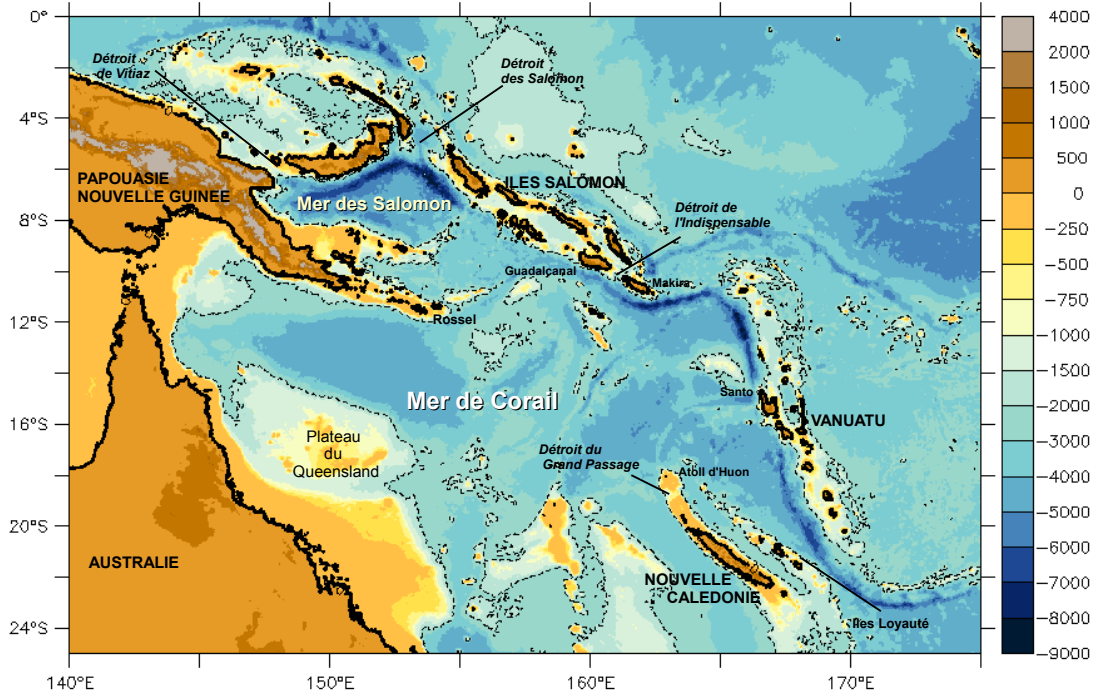


Figure I.13: Carte topographique du Pacifique sud-ouest tropical, (Smith & Sandwell, 1997).

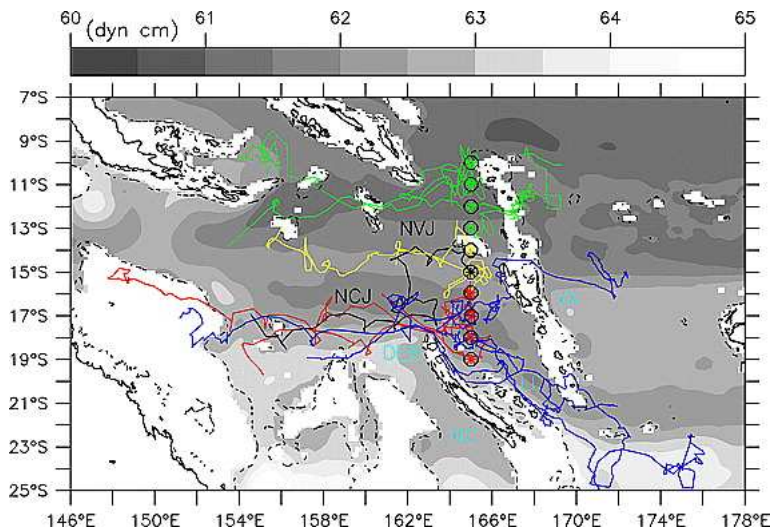


Figure I.14: Trajectoires de flotteurs Argo à la profondeur de dérive (~ 1000 m). Les cercles noirs représentent les positions de déploiement des flotteurs en avril 2005. Les autres flotteurs considérés (en bleu) ont été déployés dans la partie est de la région. En fond, la hauteur dynamique moyenne (entre 1000 m et 2000 m, référence) simulée par le modèle OCCAM au $1/12^\circ$. (Maes *et al.*, 2007b)

I.3.1 Dynamique océanique

Wyrтки (1962a,c) fut l'un des premiers à décrire en détails la circulation du Pacifique sud-ouest à l'aide de plusieurs sections hydrologiques à basse résolution réalisées lors de campagnes océanographiques. D'autres travaux ont également contribué à améliorer la compréhension de la circulation régionale. Les principales structures de courant comme le large courant zonal issu de l'est, le Courant Equatorial Sud (SEC, *South Equatorial Current*) et le fort courant de bord ouest longeant les côtes australiennes vers le sud, le Courant Est Australien (EAC, *East Australian Current*) ont pu être observées. Les premières estimations des transports de masse ainsi que la mise en évidence des principales masses d'eau datent de ces travaux (Scully-Power, 1973; Thompson & Veronis, 1980; Andrews & Clegg, 1989).

Mais, c'est depuis les travaux de Webb (2000) que l'intérêt pour la mer de Corail et plus généralement pour la Pacifique sud-ouest s'est accru. A l'aide du modèle OCCAM au $1/4^\circ$ (Figure I.15), Webb met en évidence la présence de jets aux extrémités nord/sud des archipels de Fidji, du Vanuatu et de la Nouvelle Calédonie. Il montre que le SEC, large courant zonal dirigé vers l'ouest, se divise en jets et courants de bord ouest suite à la rencontre de ces îles et archipels.

A 180°E , l'île de Fidji provoque la formation du Jet Nord Fidjien (NFJ, *North Fijian Jet*), et du Jet Sud Fidjien (SFJ, *South Fijian Jet*). A partir de 170°E , la présence de la Nouvelle Calédonie et du Vanuatu crée trois jets zonaux, le Jet Sud Calédonien (SCJ, *South Caledonian Jet*), le Jet Nord Calédonien (NCJ, *North Caledonian Jet*) et le Jet North Vanuatais (NVJ, *North Vanuatu Jet*).

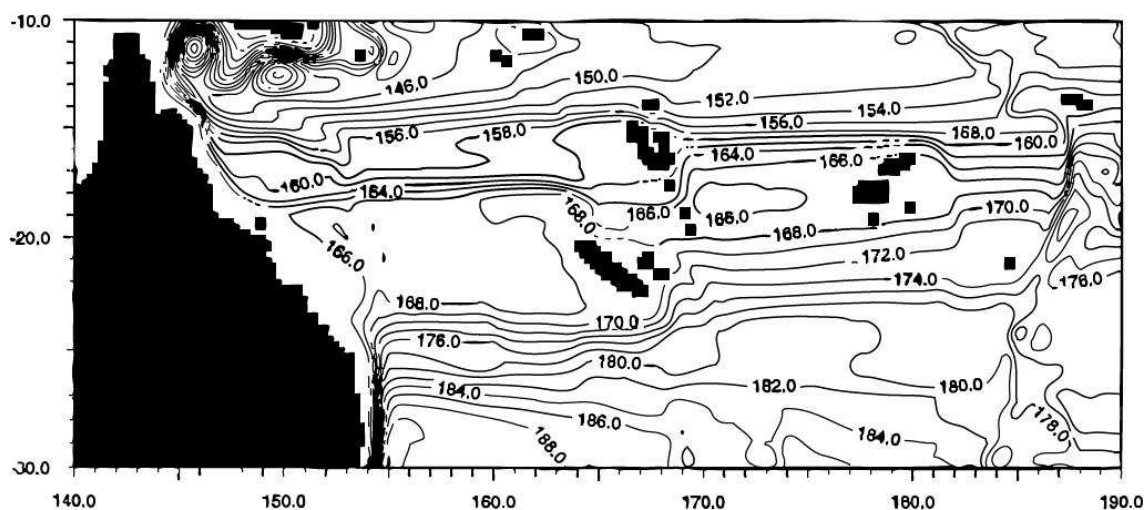


Figure I.15: Fonction de courant barotrope (en Sv) issue du modèle OCCAM au $1/4^\circ$ (Webb, 2000).

Depuis, la dynamique de ces jets a été étudiée afin de comprendre les principaux mécanismes responsables d'une telle circulation. D'abord à l'aide de données satellitaires, Hughes (2002) met en évidence la signature de jets à partir de l'altimétrie puis Kessler & Gourdeau (2006) montrent que les vents à eux seuls possèdent déjà une signature zonale. Suite à l'introduction de la règle de l'île (« *island rule* ») par Godfrey (1989), une estimation de la fonction de courant barotrope représente la circulation sous forme de jets à partir de la seule connaissance du rotationnel de vent et de la topographie (Kessler & Gourdeau, 2007; Ganachaud *et al.*, 2008a; Qiu *et al.*, 2009). La règle de l'île est une généralisation de la fonction de courant de Sverdrup qui tient compte de l'effet de blocage des îles et des courants de bord ouest qui en résulte (Figure I.16). Cependant, des travaux numériques suggèrent que les effets topographiques jouent également un rôle important dans la représentation des jets notamment dans leur position méridienne ou dans leur intensité (Couvelard *et al.*, 2008).

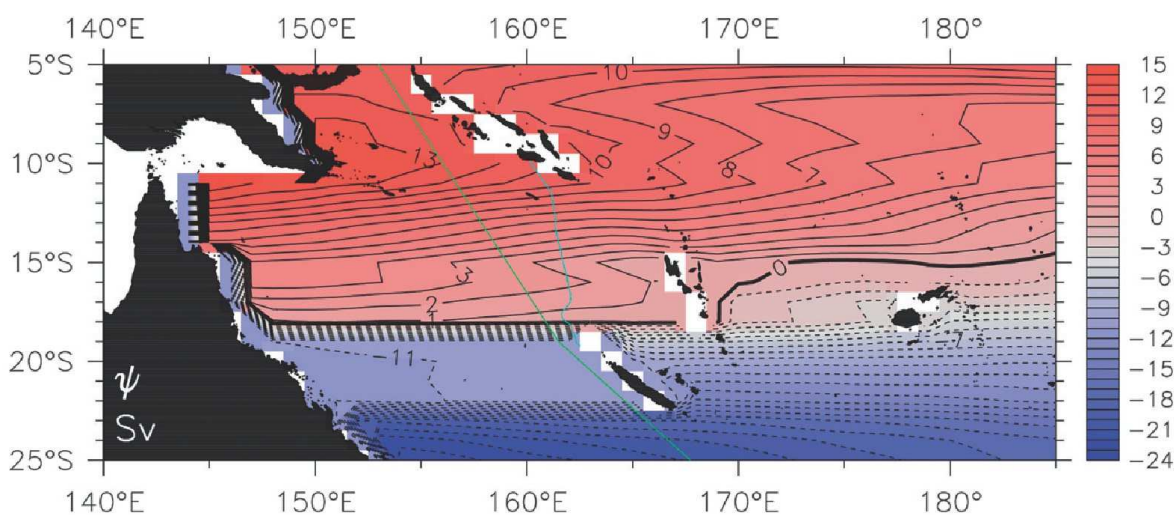


Figure I.16: Fonction de courant de transport (en Sv) calculée à partir de la règle de l'île et des champs de rotationnel des vents ERS sur la période 1991-2000.

D'importants détails de la circulation ont également été mis en évidence grâce à des études basées sur des champs hydrologiques climatologiques. La climatologie CARS (*CSIRO Atlas of Regional Seas*) utilise des techniques d'interpolation permettant de tenir compte à la fois des fortes variations bathymétriques et de la présence des îles (Dunn & Ridgway, 2002; Ridgway *et al.*, 2002) (Figure I.17). Elle intègre aujourd'hui les profils hydrologiques issus de flotteurs Argo. A l'aide d'une méthode similaire, Qu & Lindstrom (2002) ont montré que la latitude de la bifurcation du SEC contre l'Australie était dépendante de la profondeur; et la connexion de la mer de Corail avec la mer des Salomon par les courants de bord ouest le long des côtes de la PNG.

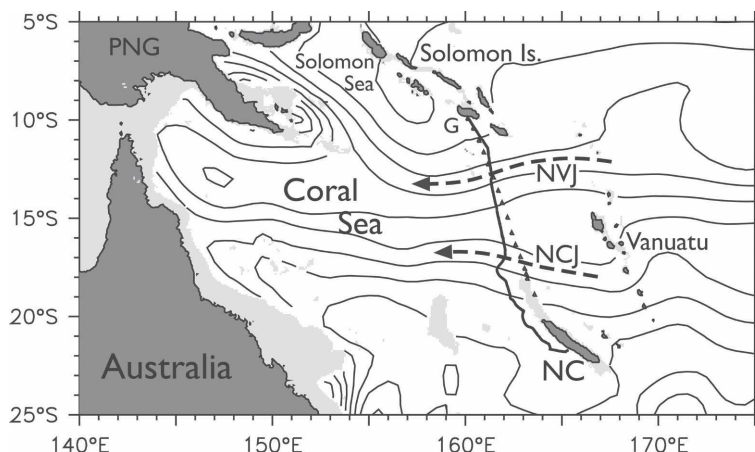


Figure I.17: Circulation de la mer de Corail déduite de la climatologie CARS sur l'isopycne $\sigma=25.5$ (~ 200 m). Les zones en gris foncé sont les terres tandis que les zones en gris clair sont les fonds océaniques inférieurs à 200 m. NC=Nouvelle Calédonie, PNG=Papouasie Nouvelle-Guinée, G=Guadalcanal. Les principaux jets sont indiqués par des flèches (Gourdeau *et al.*, 2008).

Comprendre la dynamique océanique constitue le principal objectif de l'océanographie physique. A l'aide d'outils différents, la circulation océanique du Pacifique sud-ouest est progressivement décryptée. Depuis les travaux de Wunsch (1977), l'inversion géostrophique a été maintes fois utilisée pour comprendre la dynamique grande échelle et notamment les transports de masse, les flux de chaleur (mais aussi nutritifs) dans différentes parties de l'océan (Paillet & Mercier, 1997; Ganachaud & Wunsch, 2000; Ganachaud *et al.*, 2000; Lux *et al.*, 2001; Naveira Garabato *et al.*, 2003; Casal *et al.*, 2009). Dans le Pacifique sud, Wunsch *et al.* (1983) ont appliqué cette méthode d'inversion à deux sections zonales pour étudier la circulation méridienne entre 28°S et 43°S. Dans le Pacifique sud-ouest, Ganachaud *et al.* (2008a) ont montré la bifurcation le long de la Nouvelle Calédonie.

Dans cette thèse, nous nous proposons d'étendre ces analyses à l'ensemble de la mer de Corail pour étudier la dynamique des flux entrants. Nous appliquons cet outil à trois campagnes océanographiques synoptiques effectuées entre 2005 et 2008 que nous détaillons par la suite.

I.3.2 Masses d'eau du Pacifique sud-ouest

Plusieurs études ont montré que les eaux des courants de bord ouest de basse latitude alimentaient la bande équatoriale (Tsuchiya, 1981, 1991; Lindstrom *et al.*, 1987; Melet *et al.*, 2011) et plus spécifiquement le Sous-Courant Equatorial (l'EUC, *Equatorial UnderCurrent*) (Tsuchiya *et al.*, 1989; Blanke & Raynaud, 1997; Izumo *et al.*, 2002; Fukumori *et al.*, 2004; Grenier *et al.*, 2011). A l'échelle décennale, les anomalies de l'EUC peuvent même avoir un impact sur le cli-

mat du Pacifique équatorial et dans la modulation basse fréquence d'ENSO (Luo & Yamagata, 2001; Izumo *et al.*, 2002; Luo *et al.*, 2005).

D'abord décrites par Wyrтки (1962c), l'ensemble des masses d'eau de la mer de Corail sont très stratifiées et proviennent majoritairement du gyre subtropical (Tsuchiya, 1981; Sokolov & Rintoul, 2000). Elles sont caractérisées par leur position le long de la colonne d'eau, leur origine et leurs caractéristiques hydrologiques.

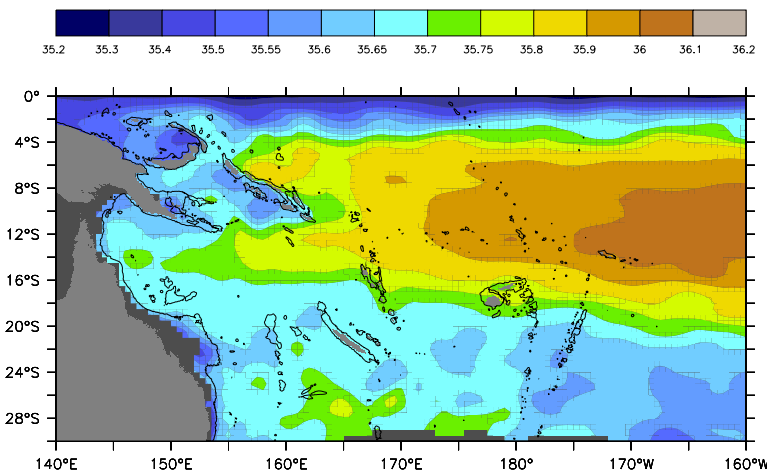


Figure I.18: Salinité au niveau de l'isopycne $\sigma=25 \text{ kg.m}^{-3}$ représentant les eaux de thermocline tropicales, (Climatologie CARS, Ridgway & Dunn, 2003)

En mer de Corail, les eaux de surface, caractérisées par une température élevée et une salinité faible, constituent l'Eau de Surface Tropicale (TSW, *Tropical Surface Water*) qui se forme à l'est sous l'effet des fortes précipitations de l'ITCZ (Wyrтки, 1962c; Sokolov & Rintoul, 2000). Deux maxima de salinité sont à l'origine des eaux de thermocline tropicales du Pacifique sud; le premier au centre du gyre subtropical (Figure I.18), et un second au nord de la Nouvelle Zélande (Donguy, 1994; Donguy & Hénin, 1977). Les eaux de thermocline, comprenant les eaux tropicales représentant le maximum de salinité de subsurface ($S=35.6-36.0$), plongent sous des eaux plus légères. Sous les eaux tropicales, les eaux centrales se forment au niveau de la convergence subtropicale et sont caractérisées par un diagramme θ -S en segment de droite (Sprintall & Tomczak, 1993).

Formées au niveau du Front SubAntarctique dans le SE du bassin, les eaux intermédiaires sont créées lors de la convergence subtropicale, dans une zone de faible salinité (Schneider *et al.*, 2003). Elles circulent ensuite au sein du gyre au cours duquel leurs caractéristiques sont érodées (Maes *et al.*, 2007b). Dans le Pacifique sud-ouest, elles proviennent du sud-est (Figure I.19) et sont caractérisées par de faibles salinités (~ 34.4) et de fortes concentrations en oxygène

dissous. Elles atteignent la bande équatoriale grâce aux courants de bord ouest (Tsuchiya, 1991; Zenk *et al.*, 2005).

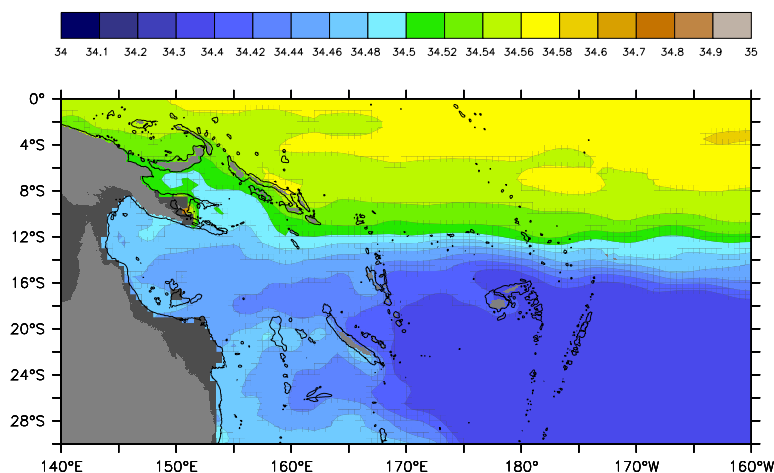


Figure I.19: Salinité au niveau de l'isopycne $\sigma=27.2 \text{ kg.m}^{-3}$ représentant les eaux intermédiaires, (Climatologie CARS, Ridgway & Dunn, 2003)

Les eaux profondes du Pacifique sud-ouest, d'abord décrites par Wyrтки (1961), ont une origine circumpolaire (Callahan, 1972). Ces eaux se déplacent du sud vers le nord et atteignent les îles Salomon (Wyrтки, 1961; Sokolov & Rintoul, 2000). Nos analyses se concentrant sur la couche 0-2000 m, nous nous restreignons à la partie supérieure des eaux circumpolaires ($\sim 2000 \text{ m}$) marquée par un minimum d'oxygène (Callahan, 1972).

Pour étudier les masses d'eau, l'analyse multiparamétrique optimale (OMP, *Optimum Multiparametric Analysis*) est une méthode d'inversion mathématique déterminant les mélanges de masses d'eau qu'ils soient diapycnaux ou isopycnaux (Tomczak, 1981; Mackas *et al.*, 1987; Tomczak & Large, 1989). Utilisant des données hydrologiques, l'OMP a été largement utilisée dans la communauté scientifique dans de nombreuses régions (Maamaatuaiahutapu *et al.*, 1992; Poole & Tomczak, 1999; Budillon *et al.*, 2010; Cardin *et al.*, 2011; Sudre *et al.*, 2011). Le principe de l'OMP repose sur les propriétés physiques/chimiques mesurées en un point considéré comme résultant du mélange d'un certain nombre de masses d'eaux.

Disposant de nombreuses sections hydrologiques, nous effectuons une telle analyse pour mettre en évidence les trajets des masses d'eau ainsi que leur mélange. Le but sera également de quantifier les contributions des différents jets.

I.3.3 Une région de plus en plus observée

La région du Pacifique sud-ouest est une région très peu documentée. Après les travaux de Wyrтки (Wyrтки, 1961, 1962c,a), seules quelques campagnes se sont déroulées dans le Pacifique

sud-ouest tropical dont les campagnes WEPOCS (Lindstrom *et al.*, 1987), et celles le long de la longitude 165°E (Delcroix *et al.*, 1987; Gouriou *et al.*, 2006). A la fin des années 1990, Tomczak & Hao (1989) discutent des masses d'eau en mer de Corail avec des données échantillonnées en 1986. Dans le cadre du programme WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*, deux sections (1993, 1994) ont cependant apporté une nouvelle vision de la circulation mer de Corail grâce aux travaux de Tsimplis *et al.* (1998) et surtout de Sokolov & Rintoul (2000).

Mais, c'est durant la préparation du programme international SPICE que des efforts ont été concentrés sur le Pacifique sud-ouest avec notamment les campagnes SECALIS en entrée de la mer de Corail (Ganachaud *et al.*, 2008a; Gourdeau *et al.*, 2008) et les campagnes FRONTALIS (Eldin *et al.*, 2004; Maes *et al.*, 2007b; Maes, 2008; Marin *et al.*, 2010) suivies des campagnes FLUSEC (Gasparin *et al.*, 2012) et SECARGO (mai 2010). C'est au cours de l'une d'entre elles qu'un planeur sous-marin a été déployé (Figure I.20) entre la Nouvelle Calédonie et les îles Salomon. En entrée de la mer des Salomon, une série de déploiements récents a d'ailleurs permis d'évaluer la variabilité du flux entrant (Davis *et al.*, 2012). De plus, deux campagnes océanographiques importantes effectuées en juillet-septembre 2012 ont permis des échantillonnages inédits en mer des Salomon (Campagne Pandora, jul. 2012) et au niveau de la bifurcation du SEC contre le plateau du Queensland (campagne Bifurcation, sep. 2012). Au cours de la campagne Pandora, 10 mouillages ont été déposés dans les détroits de la mer des Salomon pour une durée 1,5 ans (Figure V.16).

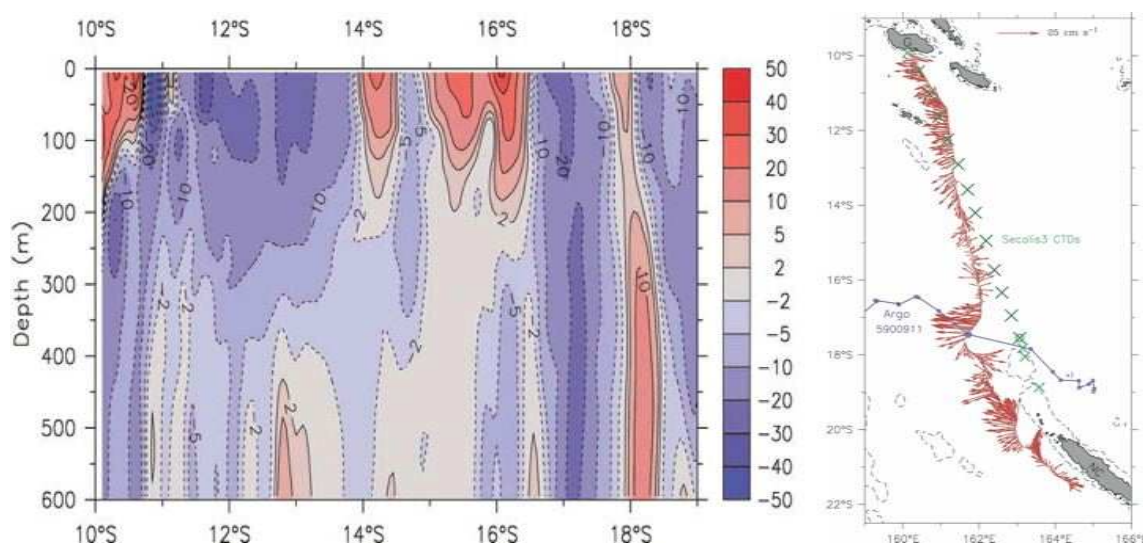


Figure I.20: (panneau gauche) Vitesses géostrophiques (cm.s^{-1}) déterminées par le glider (panneau droit) Vitesses absolues moyennées sur la couche 0-600 m issues du glider entre la Nouvelle Calédonie et les îles Salomon (rouge) et position des stations hydrologiques de la campagne SECALIS-3 (jul. 2005) (en vert) (Gourdeau *et al.*, 2008).

Plus récemment, des compilations de données in situ telles les S-ADCP ou les flotteurs lagrangiens ont permis d'établir des situations climatologiques de la circulation dans le Pacifique sud-ouest (Choukroun *et al.*, 2010; Cravatte *et al.*, 2011; Hristova & Kessler, 2012). Cet ensemble d'observations ponctuelles a considérablement amélioré notre vision de l'océan Pacifique sud-ouest mais représente pour la plupart des états de l'océan à un instant donné. De nombreuses études déroulées dans le Pacifique sud-ouest sont incluses dans un contexte climatique. Comprendre la variabilité de l'océan permet de replacer les situations ponctuelles dans une vision plus globale.

Les outils satellitaires ont été plusieurs fois utilisés dans cette région car ils fournissent une vision spatiale et temporelle considérable de l'état de l'océan (Li & Clarke, 2007; Qiu *et al.*, 2009; Melet *et al.*, 2010b). Dans le même temps, dans le cadre du programme Argo, des flotteurs autonomes échantillonnent l'océan tous les 10 jours. Avec un nombre moyen de 3000 dans l'Océan global, ces nouvelles observations en mer de Corail fourniront une quantité de données conséquente dans l'avenir (Roemmich & Gilson, 2009). La modélisation numérique possède également de nombreuses qualités pour l'étude de la variabilité.

Ainsi, nous nous appliquerons dans cette thèse à comprendre la variabilité de la circulation océanique en mer de Corail. L'objectif sera de replacer nos estimations synoptiques dans le contexte interannuel. Les données altimétriques disponibles depuis 1993 seront utilisées et complétées par un modèle de circulation générale océanique.

I.4 Synthèse et Objectifs de la thèse

▷ *Caractéristiques du Pacifique sud-ouest*

Contribuant de manière substantielle aux apports de la bande équatoriale, le Pacifique sud-ouest joue un rôle climatique essentiel. La mer de Corail constitue une zone d'intérêt climatique en répartissant vers l'équateur et vers le pôle sud les eaux du gyre subtropical. A travers ses courants de bord ouest, la mer de Corail constitue une alimentation majeure de l'EUC établissant un des liens primordiaux entre les subtropiques et l'équateur. Malgré le fait qu'elle alimente également l'EAC se dirigeant vers les hautes latitudes, la mer de Corail, et plus généralement le Pacifique sud-ouest, sont principalement mis en cause pour leur potentielle influence sur la cellule subtropicale du Pacifique sud. En effet, le Pacifique sud-ouest intervient dans la variabilité interannuelle et dans la modulation basse fréquence du phénomène ENSO.

Initiée par les alizés dans la bande tropicale et les vents d'ouest au niveau des subtropiques, la circulation du Pacifique sud tropical s'établit sous la forme d'un gyre anticyclonique. Constituant la branche nord du gyre, le SEC est un large courant zonal orienté vers l'ouest entre 2°S et 30°S qui contrôle la circulation océanique de la bande tropicale. En raison d'une topographie très accidentée, le SEC heurte des îles et archipels qui créent un système de jets zonaux. En mer de Corail, il est composé de trois jets zonaux (le SCJ, le NCJ et le NVJ), dirigés vers l'ouest qui subissent une bifurcation créant des courants de bord ouest dirigés vers le sud (EAC) et vers l'équateur (GPC, NGCU).

La région étant peu échantillonnée, la connaissance de ces jets est récente mais s'est considérablement améliorée avec le développement d'outils de mesure performants. Néanmoins, de nombreuses questions demeurent sur les détails de la circulation océanique en mer de Corail et de sa variabilité associée.

▷ *Problématiques scientifiques*

Les objectifs scientifiques de cette thèse sont regroupés autour de trois axes :

- Décrire la circulation océanique en mer de Corail à partir d'un ensemble de données hydrologiques considérées comme des cas synoptiques de la circulation afin de mettre en évidence les principales structures de la dynamique océanique.
- Déterminer les trajets des masses d'eau en entrée de la mer de Corail et quantifier leur répartition et leur mélange après la bifurcation contre l'Australie afin d'affiner les schémas de circulation du devenir des ces eaux.
- Estimer la variabilité interannuelle associée au phénomène ENSO et caractériser les impacts sur la dynamique et les masses d'eau.

▷ *Approche méthodologique*

Dans un premier temps, nous avons utilisé un ensemble de données hydrologiques issues de plusieurs campagnes océanographiques interceptant un courant de bord ouest le long de la Nouvelle Calédonie. Puis, un traitement statistique de données hydrologiques a permis d'obtenir trois visions synoptiques de la circulation en mer de Corail, qui ont ensuite été comparées à deux simulations numériques. A partir de l'ensemble des données hydrologiques, une inversion multiparamétrique a été appliquée pour la détermination et la quantification des masses d'eau. Pour finir, une méthode de reconstruction de profils hydrologiques basée sur les données altimétriques et une simulation numérique ont permis d'établir des séries temporelles décrivant la variabilité interannuelle en mer de Corail.

▷ *Structure de la thèse*

Après avoir décrit les principales données et méthodes utilisées dans cette thèse (Chapitre II), nous étudierons la circulation océanique en mer de Corail au travers de l'analyse des structures dynamiques et des propriétés de masses d'eau (Chapitre III). Une première étude focalisée à l'est de la Nouvelle Calédonie permettra de mettre en évidence un courant de bord ouest longeant les côtes est de l'île. Puis, nous nous intéresserons à l'entrée en mer de Corail à travers les deux chenaux, Nouvelle Calédonie/Vanuatu et Vanuatu/Iles Salomon. Pour terminer ce chapitre, nous nous concentrerons sur l'entrée en mer des Salomon et notamment sur le NGCU qui relie la mer de Corail à la mer des Salomon.

Dans un deuxième temps, nous nous focaliserons sur les différentes masses d'eau composant les eaux de thermocline et les eaux intermédiaires. Nous mettrons en évidence leurs origines, leur principaux trajets et leurs mélanges (Chapitre IV).

Pour terminer, nous aborderons la variabilité interannuelle de la circulation océanique en mettant en évidence les impacts du phénomène ENSO sur la dynamique du SEC et l'influence sur les propriétés des masses d'eau (Chapitre V).

Nous clôturerons cette thèse en montrant que le NCJ et le NVJ ont leurs propres spécificités, influent différemment sur la distribution des masses d'eau, et, que même à l'échelle interannuelle et décennale, ils se distinguent par leur comportement. En conclusion, nous reprendrons l'ensemble des éléments et ouvriront des perspectives sur les futures pistes d'investigations permettant de mieux cerner le rôle climatique de la circulation océanique en mer de Corail.

MATERIELS & METHODES

Sommaire

II.1 Jeux de données	26
II.1.1 Campagnes océanographiques	26
II.1.2 Données satellitaires	33
II.1.3 Modèles numériques	34
II.2 Approche par Méthodes Inverses	36
II.2.1 Inversion Géostrophique	36
II.2.2 Analyse Multi-Paramétrique Optimale	39

fell

II.1 Jeux de données

Ce travail de thèse est principalement basé sur l'analyse de données hydrologiques issues de campagnes océanographiques, récentes pour la plupart. Certaines analyses s'appuient également sur des simulations numériques globales et des données issues de l'altimétrie. De plus, des profils hydrologiques déduits de sondes XBT/XCTD (eXpendable BathyThermograph/eXpendable Conductivity-Depth-Temperature) et de flotteurs Argo ont été utilisés pour compléter certaines sections hydrologiques.

II.1.1 Campagnes océanographiques

Hormis les campagnes effectuées dans le cadre du programme WOCE (P11, P21, P21-REVISIT), l'ensemble des campagnes utilisées a principalement été mené par les équipes IRD (Institut de Recherche pour le Développement) de Brest, Toulouse et Nouméa. Un travail préliminaire a dû être effectué pour compiler l'ensemble de ces données. Le tableau II.1 répertorie les mesures effectuées pour chaque campagne ainsi que les chapitres dans lesquels elles sont utilisées.

Campagne	Date	Prog.	Mesures effectuées				Pmax	Chapitres
P11	Jun 1993	WOCE	CTD	O ₂	S-ADCP		fond	IV
P21	Jun 1994	WOCE	CTD	O ₂	S-ADCP		fond	III, IV
SECALIS-1	Jul 2003	SPICE	CTD	O ₂	S-ADCP		1000	III, IV
SECALIS-2	Déc 2004	SPICE	CTD		S-ADCP		2000	III
SECALIS-3	Jul 2005	SPICE	CTD	O ₂	S-ADCP		2000	III, IV
SECALIS-4	Nov 2006	SPICE	CTD	O ₂	S-ADCP	L-ADCP	2000	III, IV
FRONTALIS-2	Avr 2004	TOGA	CTD	O ₂	S-ADCP	L-ADCP	1000	III
FRONTALIS-3	Avr 2005	TOGA	CTD	O ₂	S-ADCP	L-ADCP	1000	III
FLUSEC	Août 2007	SPICE	CTD	O ₂	S-ADCP	L-ADCP	2000	III, IV
P21-REVISIT	Jun 2009	WOCE	CTD	O ₂	S-ADCP	L-ADCP	fond	III, IV
SECARGO	Mai 2010	SPICE	CTD	O ₂	S-ADCP	L-ADCP	2000	III, IV

Table II.1: Récapitulatif des campagnes océanographiques utilisées. *Prog.*=programme de recherche, *Pmax* = profondeur maximale, *WOCE*=World Ocean Circulation Experiment, *SPICE*=Southwest Pacific Oceanic Circulation and Climate Experiment, *TOGA*=Tropical Ocean Global Atmosphere, *CTD*=Conductivity-Temperature-Depth, *ADCP*=Acoustic Doppler Current Profiler, *S-ADCP*=Shipboard-ADCP, *L-ADCP*=Lowered-ADCP.

II.1.1.1 Contexte des campagnes océanographiques

Le programme WOCE (woce.nodc.noaa.gov) constitue la collecte internationale de données in situ sans-précédent effectuée dans tous les océans du monde (Figure II.1). A ce titre, elle est aujourd'hui la source de données hydrologiques majeure suite aux nombreuses sections

trans-océaniques réalisées entre 1990 et 1998 (zonale ou méridienne). Composante majeure du *World Climate Research Programme* (WCRP, www.wcrp-climate.org), elle s'inscrit dans le cadre général de la compréhension du rôle de l'océan dans le système climatique. Les campagnes WOCE jouent également un rôle prépondérant dans les avancements de la modélisation numérique de l'océan et notamment pour la prévision climatique. Plusieurs radiales ont été échantillonnées à nouveau, comme c'est le cas pour la section P21 effectuée en 1994 qui a été ré-échantillonnée en 2009 par les japonais du JAMSTEC (Uchida *et al.*, 2011).

Trois campagnes WOCE ont été utilisées dans cette thèse, toutes réalisées dans l'océan Pacifique sud (Figure II.1). La campagne P11S (1993) est une section méridienne autour de 155°E tandis que la P21 (1994, 2009) est zonale autour de 18°S. Les informations et les données relatives à ces campagnes sont regroupées sur le *WOCE Atlas Volume 2: Pacific Ocean* (Talley *et al.*, 2007).

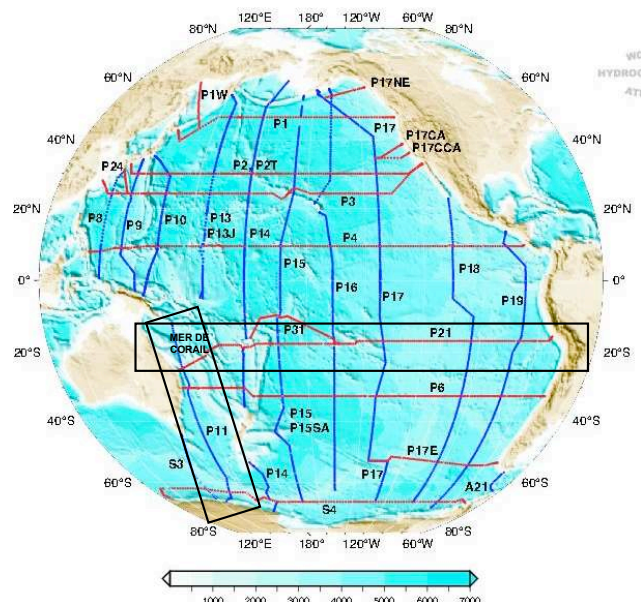


Figure II.1: Sections issues du programme WOCE dans le Pacifique. Les sections P21 et P11 sont entourées en noir (tiré du *WOCE Atlas Volume 2: Pacific Ocean*, Talley *et al.* (2007)).

Les campagnes FRONTALIS (2001, 2004, 2005) (Figure II.2) ont été menées à bord du N.O. ALIS (IRD) dans le but d'observer et de comprendre les mécanismes contrôlant la zone frontale sur le bord est de la "warm pool" dans le Pacifique ouest équatorial. Ces campagnes sont également intégrées à la série de campagnes le long du méridien 165°E débutées en 1984. Seules les données au sud de 15°S (à l'est de la Nouvelle Calédonie) issues des campagnes FRONTALIS-2 en Avril 2004 (Ganachaud *et al.*, 2006a) et FRONTALIS-3 en Mai 2005 (Maes

et al., 2007a) ont été utilisées dans cette thèse.

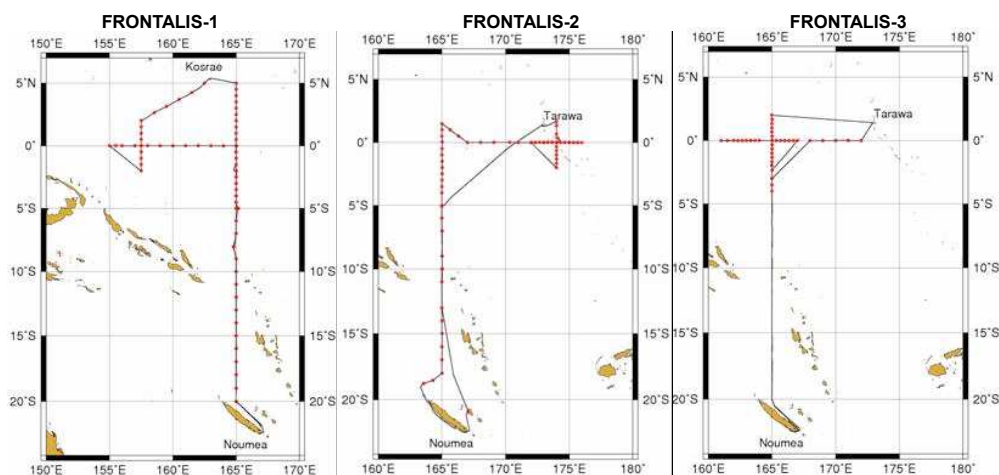


Figure II.2: Positions des stations hydrologiques (·) et trajectoires des campagnes océanographiques FRONTALIS-1 (2002), FRONTALIS-2 (2004), et FRONTALIS-3 (2005).

Les campagnes SECALIS (2003, 2004, 2005, 2006) ont été effectuée dans le but d'observer et d'améliorer la compréhension de la circulation de l'océan Pacifique sud-ouest (Figure II.3). Les premiers résultats (Ganachaud *et al.*, 2008a; Gourdeau *et al.*, 2008) ont d'ailleurs été déterminants pour la création du programme de recherche international SPICE. Toutes ces campagnes ont été réalisées par les équipes de l'IRD (Brest, Toulouse, Nouméa). Il n'existe pas de rapport de campagne pour SECALIS-1. L'analyse des campagnes SECALIS-3 (Gourdeau *et al.*, 2006) et SECALIS-4 (Gourdeau *et al.*, 2007) constituent des axes majeurs du chapitre III; les campagnes SECALIS-1 et SECALIS-2 (Ganachaud *et al.*, 2006b) viennent en compléments au sein des études des chapitres III et IV.

La campagne FLUSEC-01 a été menée dans le cadre du programme SPICE afin de comprendre la dynamique océanique de la mer de Corail. Effectuée à bord du N.O. Alis en Août 2007 (Maes *et al.*, 2008), elle s'intéresse à estimer le transport de masse entrant en mer des Salomon depuis la mer de Corail, entre l'extrémité sud-est de l'archipel des Louisiades (Papouasie Nouvelle-Guinée) et l'extrémité sud de l'île de Makira (Iles Salomon) (Fig. II.3). Il s'agit aussi de mesurer les principales propriétés des masses d'eau et de comprendre leur répartition à l'entrée de la mer des Salomon.

La campagne SECARGO a été effectuée en mai 2010 à bord du N.O. Alis le long de la côte est de la Nouvelle Calédonie dans le but d'étudier la dynamique et les caractéristiques hydrologiques du courant de bord ouest longeant la côte de Nouvelle Calédonie qui alimente le

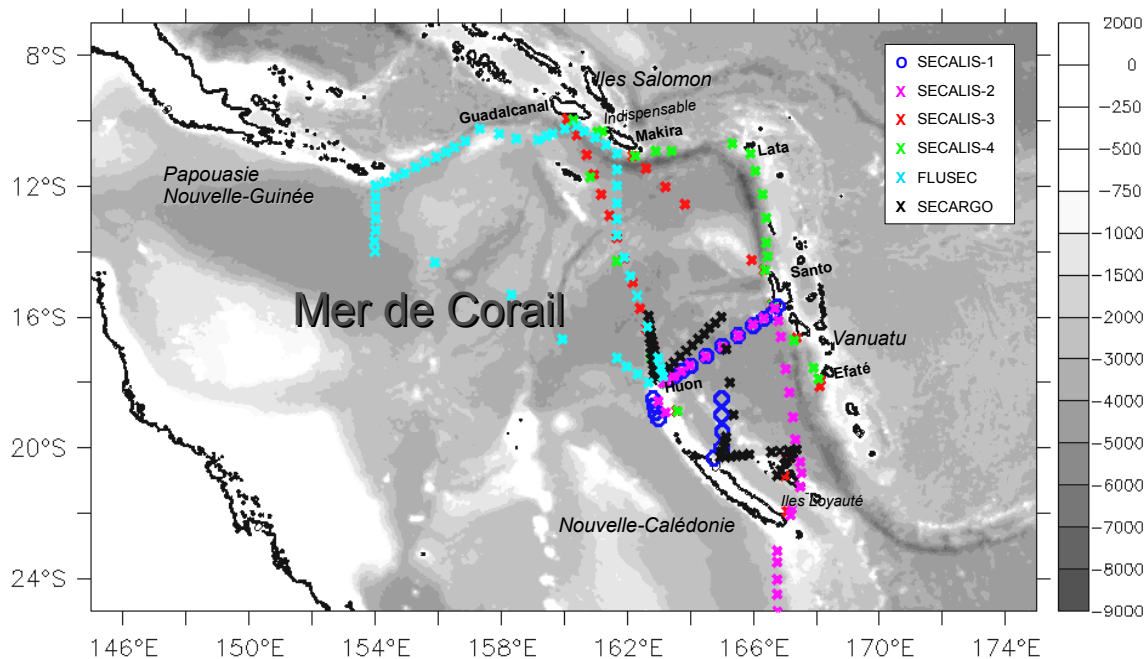


Figure II.3: Positions des stations hydrologiques (X) des campagnes SECALIS-1 (jul. 2003), SECALIS-2 (déc. 2004), SECALIS-3 (jul. 2005), SECALIS-4 (nov. 2006), FLUSEC (août. 2007) et SECARGO (mai 2010).

Jet Nord Caledonien (NCJ, *North Caledonian Jet*), l'un des deux principaux jets entrant en mer de Corail (Fig. II.3).

II.1.1.2 Instruments de Mesures

La sonde *Conductivity - Temperature - Depth - Oxygen* (CTD- O_2) (SBE911+, www.seabird.com) comprend des capteurs de pression, de température, de conductivité (et d'oxygène pour une CTD- O_2) (Figure II.4). Elle est montée sur une structure métallique nommée *bathysonde* et relie le bateau par un câble électroporteur. Les différents capteurs communiquent ainsi via le câble électroporteur avec le bateau en fournissant des mesures de manière quasi-instantanée. Sur cette même bathysonde, un ensemble de bouteilles, appelé *rosette*, permet de calibrer/étalonner les mesures des capteurs et d'effectuer d'autres analyses (nutritifs, terres rares, etc ...). Ces bouteilles de prélèvement (bouteilles Niskin) sont déclenchées à des profondeurs déterminées puis analysées à leur remontée. Globalement, la sonde possède une résolution (précision) en température et en salinité respectivement de 0.001°C (0.002°C) et 10^{-4} (0.0002). La concentration en oxygène dissous possède une précision de $1 \mu\text{mol.l}^{-1}$ pour une résolution de $0.5 \mu\text{mol.l}^{-1}$.

Après un traitement des données issues de la bathysonde, les profils des propriétés des masses d'eau le long de la colonne d'eau à chaque station hydrologique permettent l'obtention

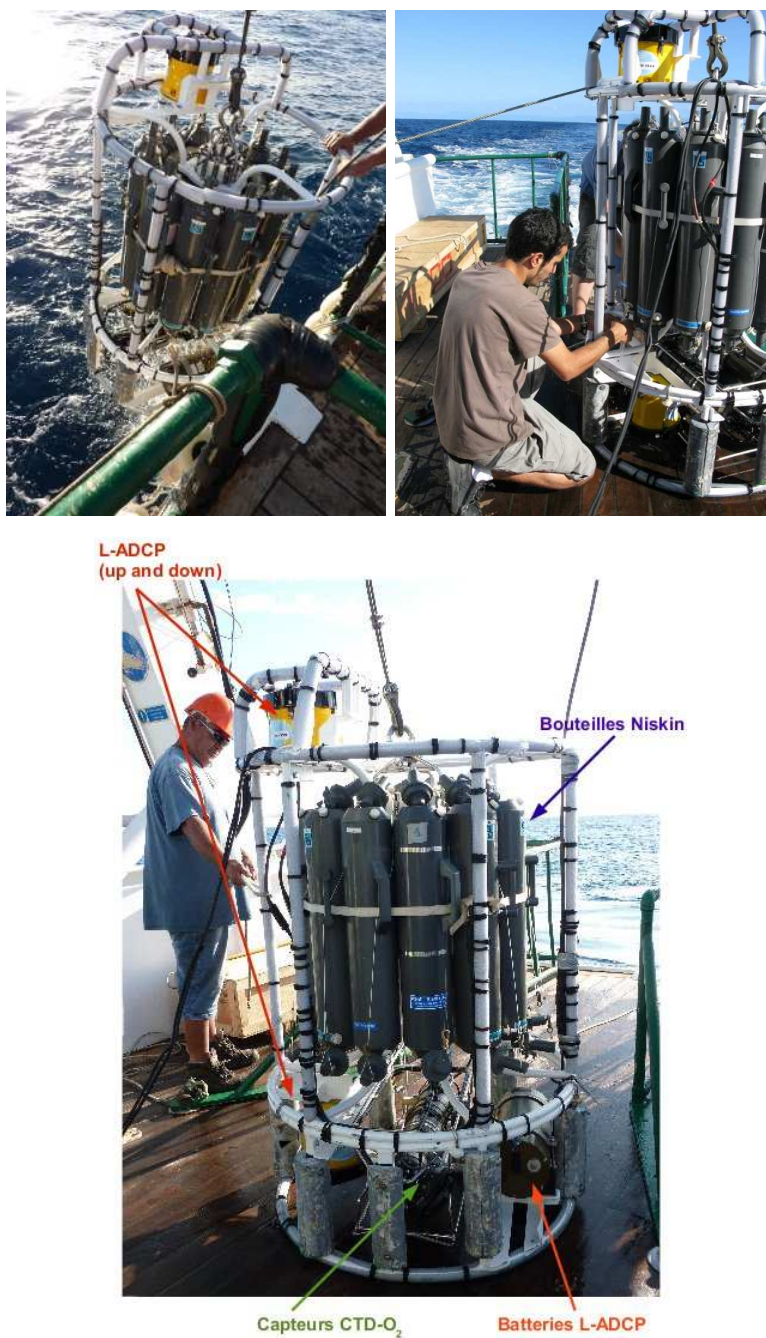


Figure II.4: Bathysonde (rosette) et les différents capteurs et profileurs de courant. a) Remontée de la bathysonde lors d'une station hydrologique. b) Récupération des eaux des bouteilles de prélèvements. c) Descriptif des éléments fixés sur la bathysonde. (Campagne SECARGO, Mai 2010), (photo C.Maes).

de sections hydrologiques (Figure II.5).

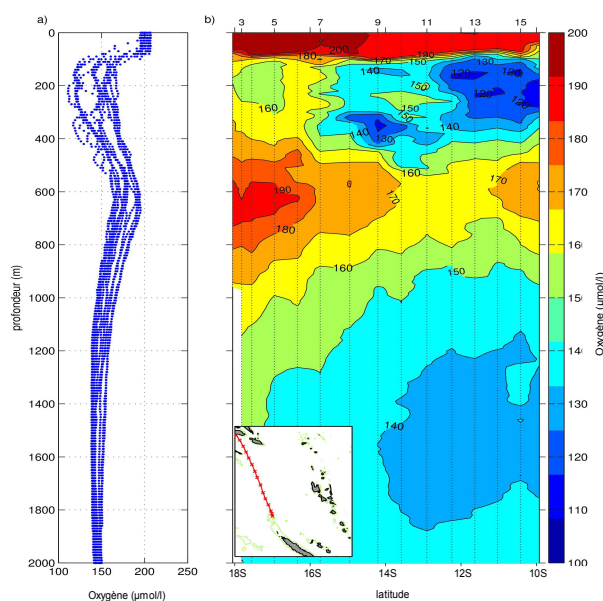


Figure II.5: a) Profils individuels de concentrations en oxygène; b) Représentation en section latitudinale d'oxygène ($\mu\text{mol.l}^{-1}$), (Campagne SECALIS-3, [Gourdeau et al., 2006](#)).

Les courantomètres *Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)* sont équipés d'un SONAR (*SOund Navigation And Ranging*), et utilisent l'effet Doppler pour estimer des vitesses de courants instantanées. Ils émettent des trains d'ondes sonores ('ping') qui se réfléchissent sur les particules en suspension (supposées sans mouvement propre) se déplaçant à la vitesse des courants. La différence entre la fréquence émise et la fréquence réfléchie (reçue) renseigne sur la composante de la vitesse des particules dans l'axe de propagation de l'onde. Quatre faisceaux sont nécessaires pour obtenir les 3 composantes de la vitesse (Figure II.6). Des traitements élaborés sont ensuite nécessaires pour convertir ces mesures directes en vitesse de courant ([Visbeck, 2002](#); [Hummon & Firing, 2003](#)).

Nous avons utilisé deux types d'ADCP ayant des caractéristiques propres. Le profileur de coque à effet Doppler (ou *Shipboard-ADCP, S-ADCP*), monté à la coque du navire, fournit des mesures de courants en continu le long de la route du navire. La fréquence des appareils (généralement à 150 kHz) limite les mesures à 200-300 m de profondeur. De récents appareils à plus longue portée permettent des mesures continues atteignant plus de 1000 m. L'erreur sur le S-ADCP est de $\pm 5 \text{ cm.s}^{-1}$ ([Hummon & Firing, 2003](#)). Le *Lowered-ADCP (L-ADCP)* est fixé sur la bathysonde (Fig. II.4). Ce profileur se déplace avec l'ensemble de l'équipement le long de la colonne d'eau et fournit des mesures ponctuelles (au niveau des stations hydrologiques) sur l'ensemble de la colonne d'eau (Figure II.7). La précision de courants issus du LADCP

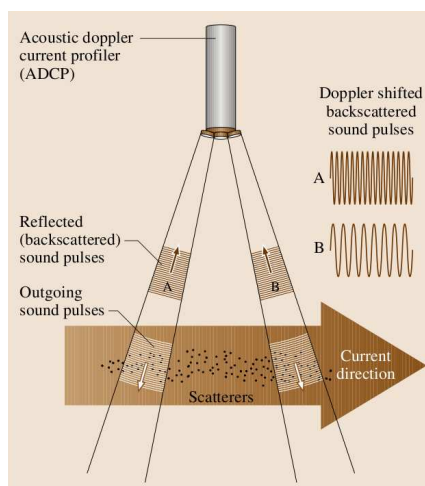


Figure II.6: Principe de l'ADCP (Tropea *et al.*, 2007).

avoisine les $\pm 3-4 \text{ cm.s}^{-1}$ (Thurnherr, 2010).

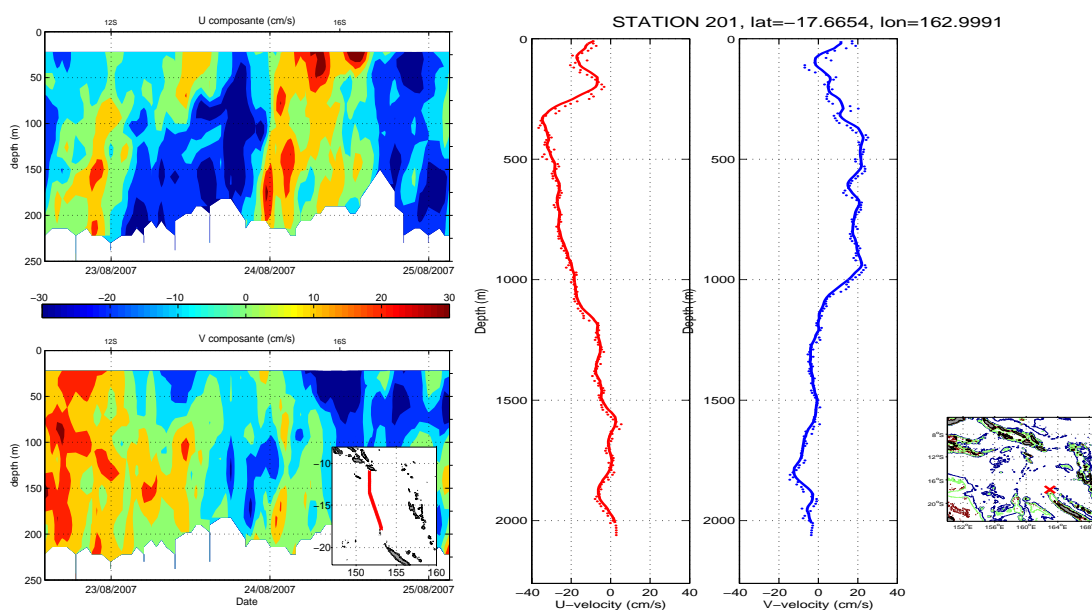


Figure II.7: Vitesses issues des courantomètres Shipboard-ADCP (S-ADCP) and Lower-ADCP (L-ADCP) en cm/s (Campagne FLUSEC, Maes *et al.*, 2008).

Les sondes XBT et XCTD (*eXpandable BathyThermograph, eXpandable Conductivity-Temperature-Depth*) sont utilisées à partir de navires marchands ou scientifiques en route. La sonde, directement déployée du bateau en mouvement, permet d'obtenir un profil continu de température jusqu'à 700 m généralement (voir 1500 m selon le modèle). Un fil relie la sonde au bateau qui transmet le signal émis par le capteur de température. Lorsque le fil est totalement déroulé, il se casse, la sonde est alors perdue. La pression est déterminée par une

équation de chute (Kizu *et al.*, 2005; Wijffels *et al.*, 2008). Les profils de température obtenus sont moins précis que ceux obtenus à l'aide d'une CTD mais leur simplicité d'utilisation (tirs de bateaux marchands en route) et leur faible coût en font des instruments qui restent très utilisés avec notamment les sections haute-résolution HR-XBT de la SCRIPPS (www-hrx.ucsd.edu/). Les sondes XCTD fonctionnent sur le même principe que les XBT, avec une mesure de conductivité/salinité en plus.

Les flotteurs Argo sont déployés à partir de navires océanographiques ou d'opportunité. Préalablement programmé, cet engin autonome effectue des cycles de 10 jours sur plusieurs années, jusqu'à épuisement de ses batteries. Chaque cycle comporte une descente de quelques heures vers une immersion de 1000 m, où le flotteur dérive pendant environ 10 jours. Il plonge ensuite à 2000 m, d'où il échantillonne la température et la salinité jusqu'en surface. Une fois en surface, il transmet ses données par satellite puis entame un nouveau cycle (Figure II.8). La trajectoire de plusieurs flotteurs renseigne également sur les courants à 1000 m. Un atlas ($1^\circ \times 1^\circ$) à partir de flotteurs fournit des profils hydrologiques mensuels de 0 à 2000 m depuis 2004 (Roemmich & Gilson, 2009).

Dans le cadre du chapitre III, deux profils de température et salinité de la surface à 2000 m issus de deux flotteurs Argo ont été extraits de la base française et européenne CORIOLIS (www.coriolis.eu.org/).

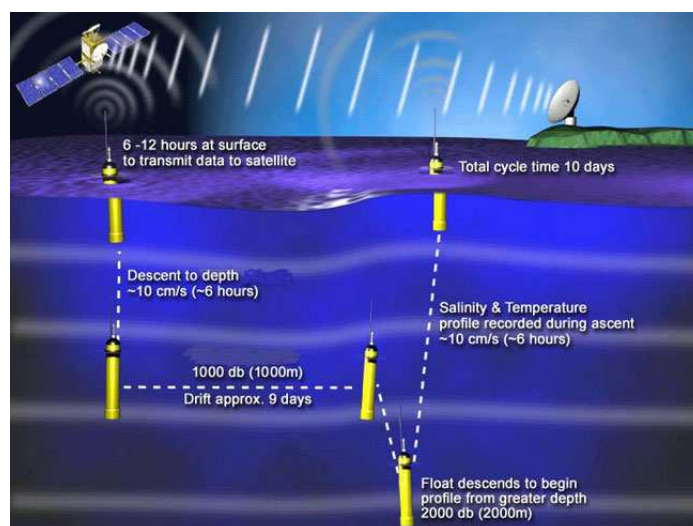


Figure II.8: Principe d'un flotteur Argo.

II.1.2 Données satellitaires

Altimétrie Nous avons utilisé les produits grillés issus de la base de données AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic*; Ducet *et al.* (2000); www.aviso.org).

oceanobs.com). Les données issues de plusieurs satellites (Topex/Poseidon (T/P), Jason-1/-2, ERS-1/-2, ENVISAT, Geosat Follow-On) y sont combinées en fonction du temps de manière à établir des cartes de résolution $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ sur une grille Mercator tous les 7 jours depuis Novembre 1992 à aujourd'hui. Les champs AVISO sont présentés comme étant des anomalies par rapport à une moyenne entre 1993 et 1998. Les champs utilisés sont les anomalies de hauteurs de mer (SLA, *Sea Level Anomalies*) et les anomalies de vitesses géostrophiques correspondantes.

Champs de vent de surface Afin d'estimer les transports d'Ekman, j'ai utilisé les estimations de tensions de vent issues de la NOAA. Les *Blended Sea Winds* sont des champs de vents et tensions de vent grillés, à haute résolution, sur une grille globale de 0.25° avec des résolutions temporelles multiples. Nous avons utilisé les champs mensuels. La période s'étend de juillet 1987 à aujourd'hui. La vitesse de vent est générée par une combinaison de plusieurs satellites (jusqu'à six depuis 2002). La direction du vent est issue de la réanalyse 2 NCEP (NRA-2). La direction est ensuite interpolée sur une grille de vitesse des champs combinés.

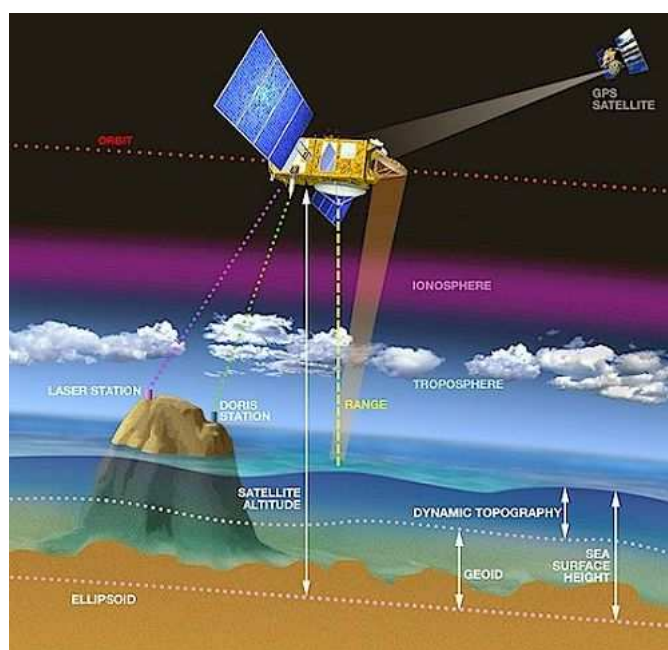


Figure II.9: Principe de l'altimétrie.

II.1.3 Modèles numériques

L'un des principaux inconvénients de l'utilisation de données issues de campagnes océanographiques est le caractère instantané des jeux de données. En effet, cette caractéristique ne permet pas de bien dissocier l'ensemble des signaux lors de la mesure, ceux issus de la variabil-

ité haute-fréquence, méso-échelle, saisonnière ou encore interannuelle voir décennale à multi-décennale. Plusieurs simulations numériques ont alors été utilisées pour comprendre la dynamique et étudier la variabilité interannuelle du transport de masse entrant en mer de Corail (chapitre V.1). Ces simulations ont été sélectionnées selon leur capacité à représenter les observations.

OFAM Le modèle OFAM3 (www.cmar.csiro.au/staff/oke/OFAM.htm) est une configuration "eddy-resolving" quasi-globale (sans l'Arctique) du modèle MOM (*Modular Ocean Model*, (Griffies *et al.*, 2004)) développé dans le but d'être couplé au système d'assimilation BODAS (*Bluelink Ocean Data Assimilation System*). La résolution de la grille est de $1/10^\circ$, la topographie est GEBCO-08, les flux de surface sont forcés par ceux du centre européen ECMWF. Initialisé avec les champs moyens de température et de salinité issus de la climatologie CARS (*CSIRO Atlas for Regional Seas*, Ridgway & Dunn, 2003), le modèle est intégré sur 13 ans de « spin up » de 1993 à 2005. Il est ensuite réinitialisé avec les champs de température, salinité, hauteur de mer et vitesses du spin-up puis intégré sur la période 1993 à 2011. Ce modèle est basé sur la conservation des volumes.

ORCA12 La simulation ORCA12 est basée sur le modèle couplé océan-glace ORCA-LIM dont la composante océanique est le modèle hydrostatique aux équations primitives OPA (Océan PARallélisé; Madec *et al.* (1999); www.lodyc.jussieu.fr/opa/). La simulation OPA est basée sur un modèle océanique de circulation générale (OGCM) aux différences finies ayant 50 niveaux. La simulation utilisée est effectuée sur une configuration globale au $1/12^\circ$ sans assimilation. Le forçage des vents est effectué avec les champs ECMWF, la condition initiale est la climatologie de Levitus-98, la topographie est une combinaison ETOPO2, BEDMAP, GEBCO. Les champs utilisés sont la température, la salinité et les vitesses horizontales. La période s'étend de janvier 2002 à décembre 2008.

OCCAM Dans le cadre du chapitre III.2, les sorties mensuelles (www.noc.soton.ac.uk/JRD/OCCAM/) du modèle global OCCAM au $1/12^\circ$ (Oceanic Circulation and Climate Advanced Modelling, Lee *et al.* (2007)) ont été utilisées (modèle au $1/4^\circ$ dans Webb, 2000). Ces simulations à 66 niveaux verticaux sont basées sur le modèle MOM et utilisent une topographie dérivée de Smith & Sandwell (1997). Les flux de surface sont forcés par NCAR. Les champs sont intégrés de 1988 à 2004. Tous les détails sont rappelés dans Lee *et al.* (2007).

II.2 Approche par Méthodes Inverses

J'ai utilisé dans ce travail deux méthodes d'inversion statistique à partir de données in situ issues des campagnes océanographiques. La première, le « modèle inverse en boîte », repose sur la dynamique géostrophique des courants tandis que la seconde, l'« analyse multi-paramétrique optimale », renseigne sur la composition et l'origine des différentes masses d'eaux. Ces deux méthodes complémentaires constituent des outils robustes pour l'étude des courants océaniques.

II.2.1 Inversion Géostrophique

Le « modèle inverse en boîte » (en anglais *inverse box model*) est un outil statistique fournissant des estimations de courants géostrophiques absolus à partir de données hydrologiques issues de campagnes océanographiques.

L'un des principaux objectifs de l'océanographie physique est de décrire la circulation océanique, qu'elle concerne des phénomènes locaux ou de plus grande échelle. Dans le contexte de variabilité climatique, comprendre les transports océaniques de grande échelle constitue encore l'un des enjeux majeurs, et ce d'autant plus dans les régions relativement peu explorées comme le Pacifique sud-ouest. Quelque soit l'échelle, la variabilité omniprésente de l'océan représente un problème important à l'estimation d'un état moyen. Malgré les nombreux outils disponibles aujourd'hui, obtenir des mesures continues de courants en chaque point de l'espace sur l'ensemble de la colonne d'eau serait un challenge inconcevable.

II.2.1.1 Dynamique géostrophique et Transport d'Ekman

Face à cette incapacité factuelle d'obtenir des mesures globales et directes de courants, la méthode dynamique reste l'une des principales façons de décrire une circulation moyenne de l'Océan. A partir des équations de Saint-Venant, l'approximation géostrophique établit un équilibre entre la force de Coriolis et la force du gradient de pression tandis que le transport d'Ekman résulte d'un équilibre entre la tension de vent et la force de Coriolis. Ces équilibres ne peuvent s'appliquer que dans le cadre d'hypothèses particulières (Tomczak & Godfrey, 1994). Le nombre de Rossby (représentant le rapport entre le terme d'accélération et le terme de Coriolis) doit être très inférieur à 1. Selon Wunsch (1996), un fluide peut être considéré en équilibre géostrophique si les échelles de temps sont plus longues que la journée, que les échelles spatiales excèdent le rayon de Rossby (~ 100 km dans notre région) et que le fluide ne se situe pas à proximité immédiate de la surface et de l'équateur.

Les profils hydrologiques permettent de déduire la densité de l'eau en un point mesuré.

Sous l'**hypothèse géostrophique**, une vitesse relative peut ainsi être estimée par la relation intégrée du vent thermique :

$$v_{abs}(x, z) = v_{rel}(x, z_0) + v_0(x) = -\frac{g}{\rho f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho(x, z)}{\partial x} dz + v_0 \quad (\text{II.1})$$

où z est la coordonnée verticale, z_0 est la profondeur arbitraire de référence et $v_0 = v(z_0)$ la constante d'intégration qui représente la vitesse au niveau de référence.

La difficulté majeure pour avoir accès à une estimation des vitesses géostrophiques absolues tient à la méconnaissance de cette constante v_0 qui représente la vitesse de référence. Depuis de nombreuses années, plusieurs méthodes ont été développées pour tenter de palier à cette inconnue dont la plupart étant basées sur l'existence d'une profondeur où la vitesse serait nulle, le *level of no motion*. Ce niveau est souvent pris à la profondeur maximale de la mesure. En général, ce choix n'est pas incohérent dans l'océan du large où la dynamique océanique profonde est attendue comme faible. En revanche, près des bords ouest des océans, les courants y sont puissants et profonds avec des vitesses souvent non-nulles jusqu'à plus de 2000 m (Wunsch, 1996).

Sous l'effet de la friction du vent sur l'océan et de la force de Coriolis, un transport d'eau, le **transport d'Ekman**, est induit au niveau des eaux de surface (de la surface à 100-200 m) dirigé à 90° vers la gauche dans l'hémisphère sud et inversement dans l'hémisphère nord.

Le transport d'Ekman méridional est calculé tel que :

$$T_{Ek}(x, t) = -\tau^x(x, t)/f \quad (\text{II.2})$$

où x est la distance sur la longitude, t est le temps, τ^x est la tension de vent zonal et f le paramètre de Coriolis.

II.2.1.2 Principe du Modèle inverse en boîte (Figure II.10)

Cette méthode d'inversion permet d'estimer une solution pour v_0 qui respecte un certain nombre de contraintes telles que la conservation de la masse ou la compatibilité avec des mesures indépendantes. Les principales informations que l'on insère sont les estimations du transport d'Ekman, des contraintes liées à la topographie et enfin des estimations a priori des vitesses de référence.

L'ajustement est établi en posant la conservation de la masse et de certaines propriétés de

masses d'eau dans différentes couches de densité au sein d'une "boite". Les techniques de base sont décrites par Wunsch (1996, 2006) qui utilisent le théorème de *Gauss-Markov* (estimateur des moindres carrés) pour estimer les vitesses de références et les transports d'Ekman le long des sections hydrologiques.

Pour résumer, cet ajustement est effectué de sorte que :

1. le volume (la "boite") soit en équilibre géostrophique en tenant compte des flux d'Ekman,
2. la conservation d'un nombre arbitraire de propriétés (masse, température, salinité, etc...) soit assurée,
3. des contraintes indépendantes sur les transports de masse, flux de propriétés ou vitesses de référence soient prises en compte.

II.2.1.3 Formulation de l'estimateur de Gauss-Markov

Ces contraintes s'écrivent sous forme d'une équation :

$$\mathbf{E}\mathbf{x} + \mathbf{n} = \mathbf{y} \quad (\text{II.3})$$

où \mathbf{E} est la *matrice d'inversion*, \mathbf{x} est le vecteur *inconnues*, \mathbf{y} est le vecteur *observations* et \mathbf{n} est le vecteur bruit.

L'estimateur de Gauss Markov (Wunsch (1996), p184) est un cas particulier de l'estimateur de moindre carrés où l'on injecte une information a priori sur les inconnues du système. L'estimateur détermine une solution $\tilde{\mathbf{x}}$ telle que la dispersion autour de l'espérance $\mathbf{P} = \langle (\tilde{\mathbf{x}} - \mathbf{x}_{\text{true}}) \rangle$ soit minimisée.

Notons maintenant : $\mathbf{R}_{\mathbf{xx}} = \langle \mathbf{xx}^T \rangle$, la connaissance a priori de la solution et $\mathbf{R}_{\mathbf{nn}} = \langle \mathbf{nn}^T \rangle$, le bruit a priori sur les équations de conservation.

On peut trouver une combinaison linéaire de $\tilde{\mathbf{x}}$ tel que

$$\tilde{\mathbf{x}} = \mathbf{B}\mathbf{y} \quad (\text{II.4})$$

$$\mathbf{B} = \mathbf{R}_{\mathbf{xx}}\mathbf{E}^T(\mathbf{E}\mathbf{R}_{\mathbf{xx}}\mathbf{E}^T + \mathbf{R}_{\mathbf{nn}})^{-1} \quad (\text{II.5})$$

$$\mathbf{P} = \mathbf{R}_{\mathbf{xx}} - \mathbf{B}\mathbf{E}\mathbf{R}_{\mathbf{xx}} \quad (\text{II.6})$$

De manière à inclure les contributions des propriétés des masses d'eau, les équations d'anomalies ont un poids inversement proportionnel aux erreurs a priori sur la conservation

de la masse multipliées par l'écart-type de la propriété considérée sur une couche donnée, en tenant compte d'un facteur d'échelle adimensionné. Ce facteur d'échelle a été déterminé expérimentalement de sorte que toutes les contraintes soient remplies, c'est à dire que les résidus soient nuls (compris dans la barre d'erreur) (Ganachaud, 2003).

Les incertitudes a priori \mathbf{R}_{xx} et \mathbf{R}_{nn} ont été déterminées à partir d'études ultérieures traitant des erreurs de conservation (Ganachaud, 2003), de travaux utilisant la même méthode dans la région (Ganachaud *et al.*, 2008a) et de la connaissance générale de la circulation régionale (Sokolov & Rintoul, 2000; Maes *et al.*, 2007b; Couvelard *et al.*, 2008; Ganachaud *et al.*, 2008a; Gourdeau *et al.*, 2008).

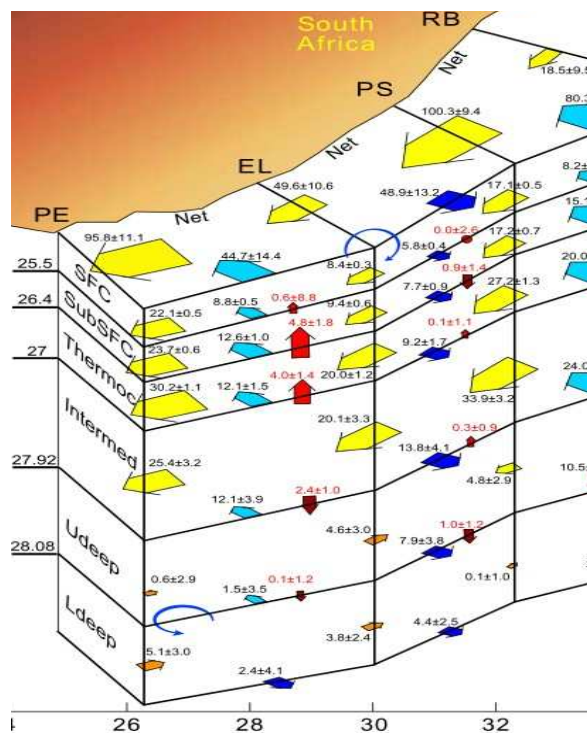


Figure II.10: Inversion de Casal *et al.* (2009) au niveau du courant des Aiguilles. Les courants sont exprimés en Sverdrup.

II.2.2 Analyse Multi-Paramétrique Optimale

L'étude du mélange entre différentes masses d'eau océaniques fut d'abord introduite par Jacobsen (1927) qui détermina graphiquement le mélange à partir de diagrammes TS (Température-Salinité). Plus récemment, Tomczak (1981) puis Tomczak & Large (1989) et Mackas *et al.* (1987) étendirent cette technique en développant la méthode d'analyse mutli-paramétrique op-

timale (OMP analysis, *Optimal Multi Parametric analysis*) basée sur une méthode d'inversion. L'idée principale est l'utilisation des paramètres hydrologiques (T, S, O₂, sels nutritifs) considérés comme quasi-conservatifs pour déterminer le mélange entre différentes masses d'eau sur la base d'un système d'équations linéaires. Cette méthode a l'avantage de ne pas restreindre le mélange au niveaux des surfaces isopycnales.

II.2.2.1 Principe

Pour introduire la méthode d'analyse multi-paramétrique, prenons l'exemple de deux Masses d'Eau Sources (MES), MES1 et MES2 ayant des caractéristiques en température (T₁, T₂) et en salinité (S₁, S₂) propres. Si un échantillon E, ayant les caractéristiques T, S, est constitué d'un mélange de ces (et seulement) deux MES (quelque soit les proportions) alors la linéarité du mélange entraîne que la position de l'échantillon E se situera sur le segment joignant les 2 MES comme vu sur la figure II.11a. Cette linéarité suppose que le système est fermé, c'est à dire qu'il n'y a pas d'échange d'eau ou de chaleur avec l'extérieur et que les traceurs soient conservatifs (pas de modification du traceur au sein du système).

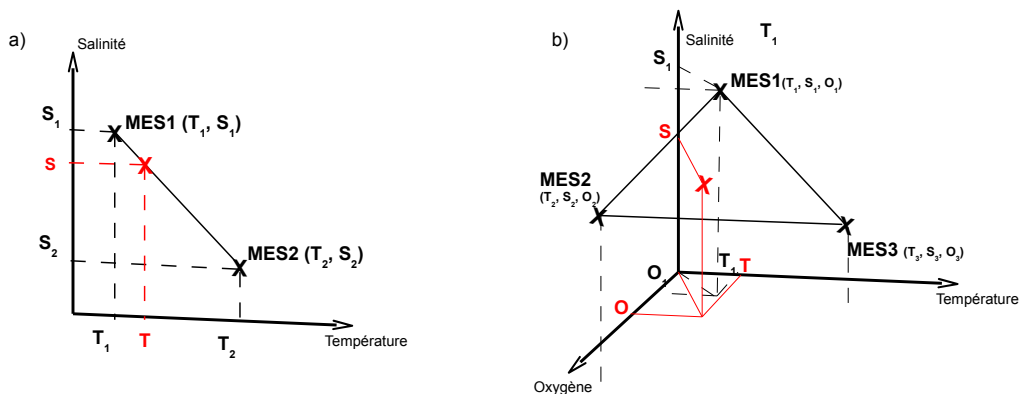


Figure II.11: Schémas des analyses multi-paramétriques. a) Représentation de l'échantillon (T,S; en rouge) sur la droite constituant les mélanges potentiels entre MES1 et MES2. b) idem pour trois MES où l'échantillon doit se placer sur l'aire délimitée par le triangle formé par MES1, MES2 et MES3.

De manière analogue au cas de deux MES, on peut voir sur le schéma II.11b le cas des trois MES définissant une surface où un échantillon E (T, S, O₂) composé d'un mélange de ces trois MES devra être situé sur la surface délimitée par le triangle MES1-MES2-MES3.

II.2.2.2 Formulation

En suivant le formalisme de Tomczak & Large (1989), l'analyse multi-paramétrique optimale, où n masses d'eau sont représentées à l'aide de $p - 1$ paramètres indépendants ($p > n$), repose

sur une inversion mathématique représentée par un système de p équations de conservations (+ la conservation de la masse):

$$\mathbf{G}\mathbf{x} - \mathbf{d} = \mathbf{R} \quad (\text{II.7})$$

où G est la matrice contenant les valeurs des paramètres définissant les MES, d est le vecteur contenant les observations (les paramètres observés de l'échantillon), x est le vecteur contenant les pourcentages de chaque MES dans l'échantillon et R est le vecteur résidu.

Ainsi, un poids important est associé à un paramètre ayant une grande précision. La variabilité des masses d'eau est également prise en compte dans cette matrice. Lorsqu'une masse d'eau se déplace, ses paramètres évoluent par mélange. Les variations de ses propriétés ont été évaluées pour chaque masse d'eau le long de son parcours. La matrice $W (= \sigma I)$ est considérée comme diagonale, c'est à dire que la covariance entre les traceurs est nulle. Cette hypothèse (forte) revenant à considérer les traceurs comme indépendants reste cependant cohérente (Maa-[maatuaiahutapu et al., 1992](#)).

Après avoir normalisé et pondéré les équations en fonction de la précision, de la variabilité et de la capacité de conservation de chaque paramètre (Mackas *et al.*, 1987; Tomczak & Large, 1989), la résolution du système se fait par la méthode des moindres carrés visant à minimiser la somme des carrés des résidus D^2 :

$$\mathbf{D}^2 = (\mathbf{G}\mathbf{x} - \mathbf{d})^T \mathbf{W}^{-1} (\mathbf{G}\mathbf{x} - \mathbf{d}) \quad (\text{II.8})$$

où T est la transposée de la matrice, W^{-1} est la matrice inverse de covariance *poids*.

II.2.2.3 Résidus

Les résidus indiquent la qualité de la solution de manière objective. Ils représentent l'écart entre la solution optimale et les observations (c'est à dire, la somme de toutes les contributions moins 1). Avec un résidu de conservation de masse faible, les propriétés des données hydrologiques sont correctement retranscrites par les masses d'eaux sources considérées. A l'inverse, un résidu trop important indique une mauvaise définition de masses d'eau sources. Un seuil du résidu de conservation de la masse peut être appliqué pour tenir compte des régions mal-représentées et donc extraites des résultats. Cette limite prise à 5% permet de tenir compte de la variabilité environnementale et des erreurs de mesure (Poole & Tomczak, 1999; Budillon *et al.*, 2003).

II.2.2.4 Test de stabilité

Un test de stabilité a également été ajouté à l'aide de 100 expériences où la matrice d'inversion G est perturbée aléatoirement dans un intervalle représentant une fois l'écart-type de chaque paramètre défini par la matrice-poids W (Maamaatuaiahutapu *et al.*, 1992). Cela équivaut à tester la stabilité de la solution en montrant que le résultat ne change pas significativement en modifiant légèrement les définitions des masses d'eau sources. La moyenne de ces inversions sera comparée à la solution nominale, mais nous n'analyserons que la solution moyenne des 100 perturbations.

Cette méthode n'est pas sans risques d'où la nécessité d'une bonne connaissance des masses d'eau présentes dans la région et de la physique des courants. Afin d'éviter toute interprétation erronée des résultats, cette méthode doit être complétée à d'autres outils d'analyses (Larque, 1996).

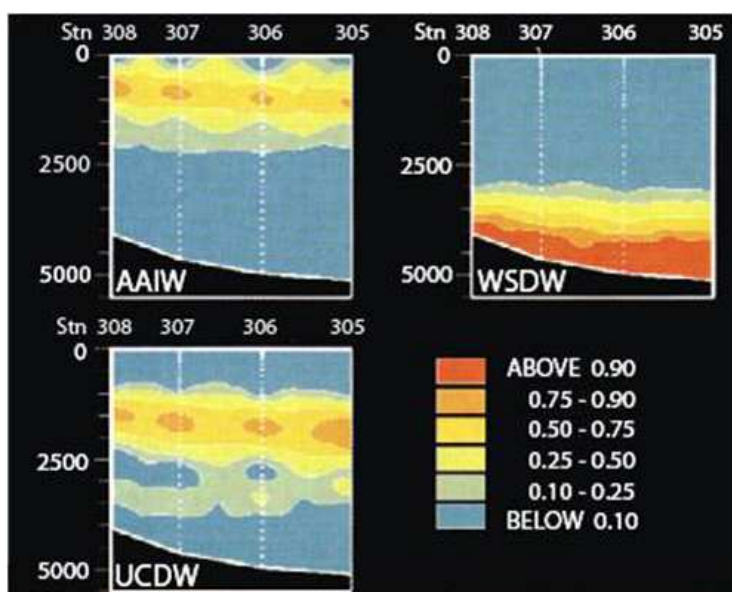


Figure II.12: Exemple d'analyse Multi-Paramétrique Optimale (OMP) de masses d'eau dans l'Atlantique sud-ouest, montrant la fraction de trois masses d'eau différentes (AAIW, *Antarctic Intermediate Water*); WSDW, *Weddell Sea Deep Water*; UCDW, *Upper Circumpolar Deep Water*), Maamaatuaiahutapu *et al.* (1992).

ETUDE DE CAS SYNOPTIQUES

Sommaire

III.1 Introduction	44
III.2 Etude d'un courant de bord ouest à l'est de la Nouvelle Calédonie .	45
III.2.1 Résumé de l'article : <i>A Western Boundary Current East of New Caledonia</i> : <i>Observed Characteristics</i> (Article inséré en Annexe 1)	46
III.3 Etudes du Flux Entrant en mer de Corail	48
III.3.1 Inversion des données de la campagne SECALIS-3	48
III.3.2 Inversion des données de la campagne SECALIS-4	60
III.4 Etude du Flux Entrant en mer des Salomon	70
III.4.1 Inversion des données de la campagne FLUSEC-01	70
III.4.2 Résumé de l'article: <i>Oceanic transports through the Solomon Sea: the bend</i> <i>of the New Guinea Coastal Undercurrent</i> (Article inséré en Annexe 2) . .	71
III.5 Résumé de la circulation & Discussion	79

III.1 Introduction

Afin de décrire la circulation océanique en mer de Corail, un ensemble de campagnes océanographiques a été effectué dans le cadre du programme SPICE (voir Chap. II). Les données hydrologiques issues de campagnes océanographiques restent le principal moyen d'échantillonner l'océan sur l'ensemble de la colonne d'eau et notamment au niveau des régions où la topographie est très accidentée.

Les flotteurs Argo, qui fournissent des profils hydrologiques profonds (jusqu'à 2000 m), dérivent avec les courants profonds et restent trop peu nombreux pour décrire l'océan Pacifique sud-ouest de manière synoptique. De plus, ils sont souvent perdus dans les zones de courants de bord caractérisées par de fortes vitesses près de reliefs escarpés. Même si les planeurs sous-marins sont très performants, ces outils complexes sont encore en développement (tests de nouveaux capteurs pour mesurer l'oxygène et les sels nutritifs) et demandent une connaissance technique importante et une très grande implication humaine. Les campagnes océanographiques ont le très grand avantage de permettre la mesure simultanée des paramètres hydrologiques tels que la température, la salinité, l'oxygène, les sels nutritifs ou encore d'éléments traces ainsi que d'autres mesures telles que des estimations directes de courants.

Ce chapitre est donc focalisé sur l'étude de la circulation des courants en mer de Corail, par la description puis l'analyse de différentes situations. Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à la côte est de la Nouvelle Calédonie où la dynamique régionale suggérait la présence d'un courant de bord ouest. Ce courant a été mis en évidence et décrit à l'aide de données hydrologiques et de données de courantomètres à partir de sept campagnes effectuées entre 1994 et 2010.

Nous avons ensuite étudié les deux jets zonaux, le Jet Nord Calédonien (NCJ, *North Caledonian Jet*) et le Jet Nord Vanuatais (NVJ, *North Vanuatu Jet*), entrant en mer de Corail à partir de deux campagnes dans le but d'obtenir une vision plus globale de la circulation entrante. Le principal objectif était autant de décrire la dynamique des courants que de comprendre la répartition des masses d'eau.

Pour finir, nous avons de nouveau utilisé cette méthode d'inversion pour étudier le flux entrant en mer des Salomon à travers la connexion entre le Courant du Golfe de Papouasie (GPC, *Gulf of Papua Current*) et du Sous-courant Côtier de Nouvelle-Guinée (NGCU, *New Guinea Coastal Undercurrent*). Il s'agissait d'analyser les structures verticales des jets et de comprendre comment se répartissent les différentes veines de courants en arrivant en mer des Salomon pour estimer les transports océaniques atteignant ensuite la bande équatoriale.

III.2 Etude d'un courant de bord ouest à l'est de la Nouvelle Calédonie

Principalement influencée par le Courant Équatorial Sud (SEC, *South Equatorial Current*) qui constitue un large courant zonal dirigé vers l'ouest, la circulation du chenal entre la Nouvelle Calédonie et l'archipel du Vanuatu représente un apport important des eaux entrant en mer de Corail (Webb, 2000; Sokolov & Rintoul, 2000; Ganachaud *et al.*, 2008a). Ces deux archipels d'îles ayant une orientation quasi-méridiennes sont des obstacles majeurs au SEC et créent ainsi des courants de bord ouest le long de ces reliefs accidentés (Webb, 2000).

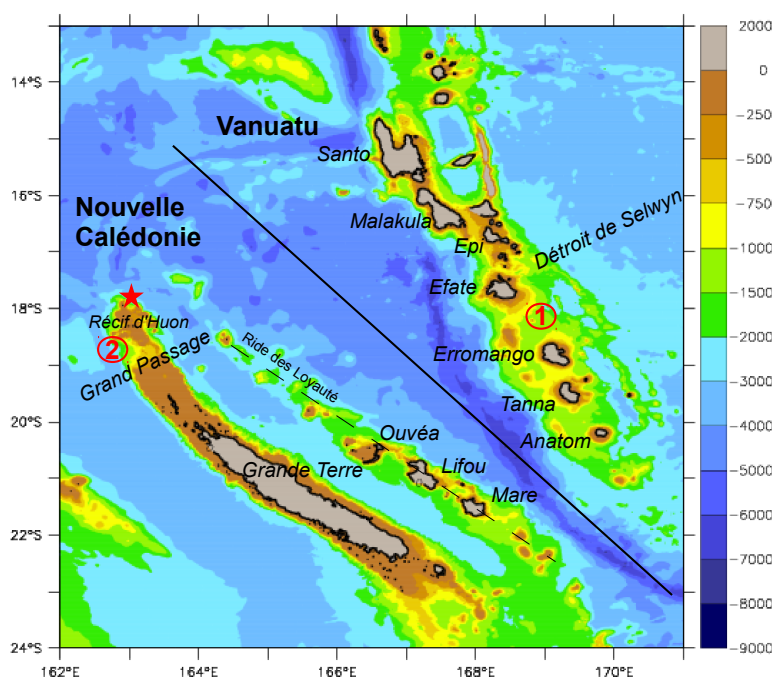


Figure III.1: Bathymétrie du chenal Nouvelle Calédonie / Vanuatu (en m). (1) et (2) désignent les deux principaux détroits. « * » indique la position de la station hydrologique répétée. L'archipel de Nouvelle Calédonie est situé au sud de la ligne noire (trait plein), au nord, l'archipel du Vanuatu. Le trait pointillé montre la rive des Loyauté.

La topographie de la région est organisée en reliefs longitudinaux s'étendant sur un axe nord-nord-ouest/sud-sud-est (Figure III.1). Entre 167°E et 170°E, l'archipel du Vanuatu, d'origine volcanique, est constitué de plus de 80 îles d'où la présence de nombreux détroits, la plupart étant peu profonds (<100 m). Cependant, entre 19°S et 18°S, le détroit séparant Éfate d'Érromango (1) est large (~100 km) et profond (>1000 m). Au niveau de la Nouvelle Calédonie, un premier axe, où se trouve l'île principale (« la Grande Terre »), constitue un obstacle continu, à l'exception de l'extrémité nord; le détroit du *Grand Passage* (2), de 500 m

de profondeur et d'une largeur de 40 km, sépare le récif d'Huon et la Grande Terre. Plus à l'est, un axe plus fin, la ride des Loyauté crée un chenal entre la Nouvelle Calédonie et les îles Loyauté. Ces reliefs abrupts ont un impact très fort sur la circulation océanique régionale (Couvelard *et al.*, 2008).

Les modèles numériques et analytiques (Godfrey, 1989; Webb, 2000; Couvelard *et al.*, 2008), ainsi que des climatologies (Qu & Lindstrom, 2002; Ridgway & Dunn, 2003) ont suggéré la présence d'un courant de bord ouest le long de la côte est de la Nouvelle Calédonie. Participant de manière significative à l'apport des eaux en mer de Corail, ce courant de bord ouest a fait l'objet d'une étude particulière. A partir de données hydrologiques issues de 7 campagnes océanographiques réalisées entre 1994 et 2010, nous montrons que ce courant participe à la dynamique régionale de manière pérenne et qu'il représente un apport majeur de la mer de Corail.

III.2.1 Résumé de l'article : *A Western Boundary Current East of New Caledonia : Observed Characteristics* (Article inséré en Annexe 1)

Cette étude consiste en une compilation de 8 sections hydrologiques de la surface à 1000 m de profondeur issues de 7 campagnes océanographiques effectuées dans la région entre 1994 et 2010. A partir de données hydrologiques (CTD- O_2) et des estimations directes de courants (L-ADCP), nous mettons en évidence l'existence d'un courant de bord ouest le long de la Nouvelle Calédonie, qui était suggéré par les modèles et les climatologies, mais jamais décrit en détails. Longeant les côtes à l'est de la Nouvelle Calédonie, nous proposons de le nommer, le "Courant Est Calédonien" (ECC, *East Caledonian Current*).

L'*East Caledonian Current* est donc visible sur l'ensemble des 8 sections. Nous en décrivons les principales caractéristiques physiques, ainsi que les propriétés de masses d'eau à l'aide notamment de sections géostrophiques et des paramètres hydrologiques. Il apparait comme un courant profond (de la surface à ~ 1000 m) et relativement étroit (~ 70 km), caractéristiques similaires au NCJ. Situé près de la côte de Nouvelle Calédonie (10-100 km), le coeur du courant possède des propriétés de masses d'eau spécifiques. Nous montrons que les valeurs des propriétés de masses d'eau sont cohérentes avec la climatologie CARS et reflètent un mélange (érosion des extrema de salinité et d'oxygène) le long du parcours de l'ECC avec des eaux venant de l'est. La présence de plusieurs veines est attribuée au relief sous-marin complexe avec notamment la ride des Loyauté qui semble créer plusieurs branches.

Malgré une variabilité importante au niveau des estimations de transport géostrophique (20

Sv pendant SECARGO, mai 2010), les 8 estimations fournissent un transport moyen de 13 ± 4 Sv, équivalent au transport du NCJ. Des différences liées à la position de l'échantillonnage sont attribuées à une alimentation par l'est qui augmente l'intensité du courant le long de son parcours. Les propriétés de masse d'eau montrent également une variabilité que l'on attribue principalement à de la variabilité grande échelle montrant un courant de bord ouest principalement influencé par la variabilité du gyre subtropical. Une analyse d'une simulation moyenne à partir du modèle global OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Model*) montre une bonne cohérence aux observations, tant sur le trajet de l'ECC que sur sa structure, et confirme un apport de l'est, à travers les îles de l'archipel du Vanuatu.

Principal apport du NCJ, la dynamique de ce courant entre dans l'ensemble des problématiques visant à comprendre le rôle de la circulation océanique dans les transferts des subtropiques à l'équateur. Notre étude étant limitée par un nombre restreint d'observations, une prochaine étape serait de déterminer la variabilité de ce courant à l'aide d'un outil numérique ou d'observations continues (altimétrie).

III.3 Etudes du Flux Entrant en mer de Corail

Les quatre campagnes océanographiques SECALIS 1-2-3-4 (2003, 2004, 2005, 2006) ont été effectuées entre les îles Salomon, la Nouvelle Calédonie et l'archipel du Vanuatu (160°E - 170°E , 22°S - 10°S) (Chapitre II) afin de déterminer les composantes de transport du Courant Equatorial Sud (SEC, *South Equatorial Current*) entrant en mer de Corail entre ces différentes îles (Figure III.2).

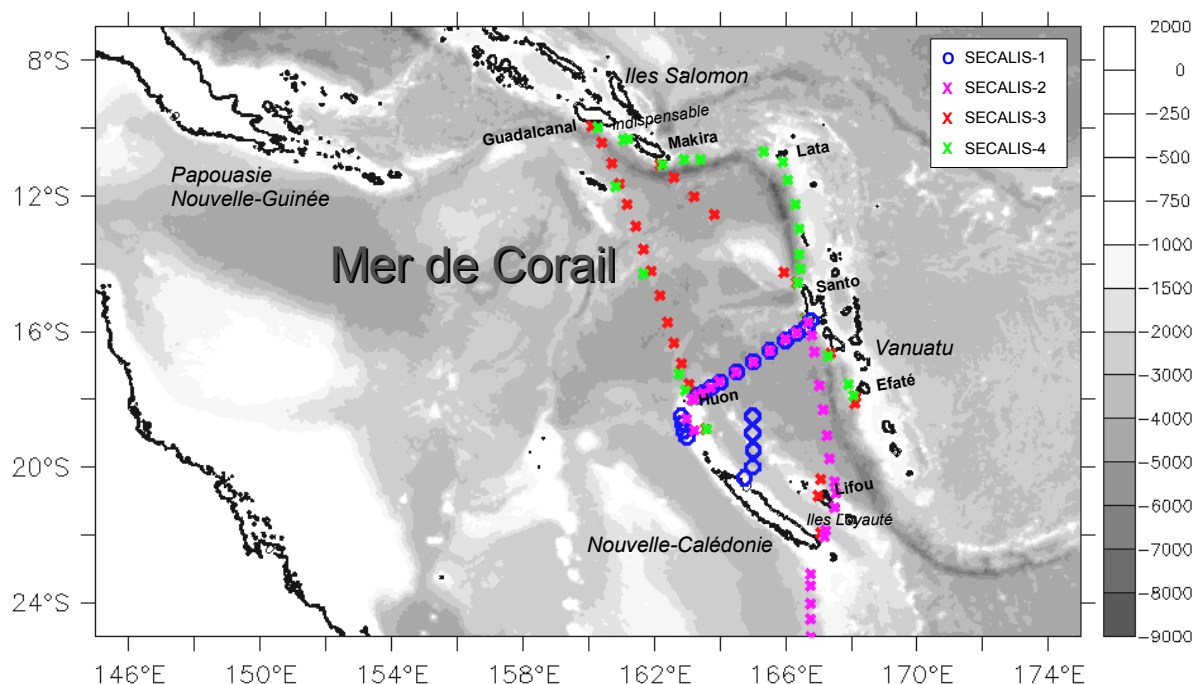


Figure III.2: Stations hydrologiques ('X'/'O') des campagnes océanographiques SECALIS. La bathymétrie est indiquée en gris (en *m*) (Smith & Sandwell, 1997).

Dans cette section, nous nous concentrons sur les deux dernières campagnes SECALIS-3 et SECALIS-4 (Fig. III.2) qui forment deux domaines fermés (« boîtes ») de la surface à 2000 m de profondeur (1800 m pour SECALIS-4) permettant d'utiliser le modèle inverse (inversion statistique) décrit au chapitre II. Pour chacune de ces deux campagnes, nous détaillons les choix des paramètres de l'inversion, et les résultats propres à chacune d'entre elles que nous discutons.

III.3.1 Inversion des données de la campagne SECALIS-3

La campagne océanographique SECALIS-3 a été effectuée du 11 au 24 juillet 2005 durant laquelle, 31 profils hydrologiques (T, S, O_2) de 0 à 1800 m ont échantillonné l'entrée est de la mer de Corail (Gourdeau *et al.*, 2007).

III.3.1.1 Paramétrage de l'inversion

Comme expliqué dans le chapitre II, l'inversion géostrophique en boîte nécessite une estimation des transports d'Ekman, des vitesses de référence à priori, et l'apport de contraintes supplémentaires notamment en lien à la présence de la topographie complexe pouvant entraîner des apports non observés.

Transport d'Ekman Les transports d'Ekman (tableau III.1) sont déduits par intégration à travers les 3 sections hydrologiques à partir des champs mensuels de vents de la réanalyse ERA-40 du centre européen ECMWF et des champs mensuels *NOAA/NCDC Blended monthly* du centre de données américain de la NOAA. Les deux champs de tension de vents fournissent des valeurs quasi-identiques.

section	ERA-Interim	blended-NOAA	Contraintes
SECALIS3-Ouest	-3.1	-3.1	-3 ± 1
SECALIS3-Est	-5.1	-5.3	-5 ± 2

Table III.1: Transports d'Ekman à travers les sections hydrologiques à partir de champs de tension de vents ERA-40 et blended-NOAA (en Sv, positif vers nord/est). SECALIS3-Est: section Salomon-Vanuatu-NC; SECALIS3-Ouest: section NC-Salomon.

En revanche, la précision sur le transport « moyen » est difficile à évaluer. Il semblerait que l'équation du transport d'Ekman (Chapitre II) serait une bonne approximation lors de vents faibles (Schudlich & Price, 1998). De plus, Roemmich *et al.* (2001) montre que des produits de vents différents peuvent donner des différences de transports jusqu'à 50%. Dans notre cas, nous obtenons des estimations similaires à partir de deux produits de tensions de vents. Etant donné que les transports d'Ekman sont calculés sur des distances relativement faibles (~ 1000 km), nous estimons que l'incertitude ne dépasse pas 30% de nos estimations avec une limite inférieure de 1 Sv (Ganachaud, 2003).

Vitesses de références à priori En l'absence de profils L-ADCP durant cette campagne océanographique, nous partons de vitesses a priori nulles. En revanche, les incertitudes ont été déduites de notre connaissance de la circulation de la région. Loin des côtes, les vitesses en profondeur (~ 2000 m) sont généralement de faible intensité (0 ± 2 cm.s⁻¹) (Ganachaud *et al.*, 2008a). A l'inverse au niveau des courants de bord ouest, les courants profonds ont a priori des amplitudes pouvant atteindre plus de 10 cm.s⁻¹ à 1000 m (Gasparin *et al.*, 2011) et plusieurs cm.s⁻¹ à 2000 m (Gasparin *et al.*, 2012). Les vitesses a priori à 2000 m sont considérées à 0 ± 2 cm.s⁻¹ loin des côtes et à 0 ± 5 cm.s⁻¹ dans les courants de bord ouest (ECC, NCJ, Gasparin *et al.*, 2011).

Contraintes Topographiques Près de l’archipel du Vanuatu où la bathymétrie est complexe, les transports profonds ont été contraints à une valeur quasi-nulle (tableau III.2). La présence d’ondes internes près des reliefs accidentés peut entraîner des estimations géostrophiques incohérentes (voir section III.5). Une incertitude de 1 Sv a été considérée pour tenir compte du fait :

- que les stations ne sont pas positionnées dans les détroits mais à l’extérieur (d’où l’existence possible de faibles transports en profondeur)
- et de l’erreur liée à notre connaissance de la bathymétrie.

Localisation	Stations	z_{max} (m)	dist.	Seuil (m)	Contrainte (Sv)
Grand Passage	S1-S2	1000-1000	100	600	0 ± 1
Indispensable	S16-S17	2000-2000	260	1600	0 ± 1
Santo-Malakula	S23-S24	1750-1000	140	100	0 ± 1
Malakula-Efaté	S24-S25	1000-1000	165	800	0 ± 1

Table III.2: Contraintes sur le transport de masse des paires de stations situées autour de l’archipel du Vanuatu, z_{max} =profondeur maximale des stations, dist = distance entre station, Seuil=profondeur du détroit.

Dans le détroit du Grand Passage (18°S, 163°E), de fortes incertitudes subsistent quand au flux entrant et ce notamment en raison de l’impact significatif de la marée barotrope sur les courants du détroit (Bordoï, 2012). Son transport avoisine les 3 Sv vers l’ouest (Gourdeau *et al.*, 2008; Ganachaud *et al.*, 2008a; Bordoï, 2012). Pour cette raison, nous avons appliqué une contrainte spécifique sur le transport de masse de -3 ± 3 Sv.

Couches isopycnes et poids Les contraintes sur la conservation de la masse ont été déterminées en suivant les estimations d’erreurs de Ganachaud (2003) qui tiennent compte de la variabilité moyenne au sein de la couche. De plus, une contrainte spécifique sur la dernière couche de ± 2 Sv en lien avec les échanges potentiels de la « boîte » et des couches plus profondes a été ajoutée (Ganachaud *et al.*, 2008a). Les contraintes sur la masse ainsi que les facteurs d’échelles appliqués aux équations d’anomalies des propriétés sont répertoriés dans le tableau III.3 (voir chap. II). Notons également qu’un transfert entre les couches est estimé à $\pm 1.10^{-4}$ cm.s⁻¹ (Ganachaud *et al.*, 2008a).

III.3.1.2 Solution optimale

Après l’inversion, les transports d’Ekman sont déterminés de manière à équilibrer la couche de surface. Le transport d’Ekman à travers la section *NC-SAL* est estimé à 3 ± 1.5 Sv vers l’ouest et à 4 ± 2 Sv vers l’ouest pour la section *SAL-VAN-NC*. Dans le Grand Passage, le transport est estimé à 0 ± 1 Sv.

Iso. sup.	Iso. inf.	Masse	Chaleur	Salinité	Oxygène
surface	23.5	5	N.C.	0.1	N.C.
23.5	25.5	2	N.C.	0.1	N.C.
25.5	26.5	0.5	0.5	0.1	0.5
26.5	27	0.5	0.5	0.1	0.5
27	27.3	0.5	0.5	0.1	0.5
27.3	27.5	0.5	0.5	0.1	0.5.
27.5	27.65	0.5	0.5	0.1	0.5.
27.65	2000 m	2	N.C.	N.C.	N.C.
surface	2000 m	5	N.C.	N.C.	N.C.

Table III.3: Surfaces isopycnes délimitant les couches utilisées pour contraindre le modèle inverse; Contraintes sur la masse ; Facteurs d'échelle sans dimension appliqués aux équations d'anomalies de chaleur, de salinité et d'oxygène. (Iso. sup. = Surface isopycne supérieure, Iso. inf = surface isopycne inférieure, N.C. = Non-contraint)

Vitesses géostrophiques La vitesse géostrophique entre la NC et les îles Salomon met en évidence les 2 jets entrant en mer de Corail: le *North Caledonian Jet* (NCJ) entre 18°S et 16°S et le *North Vanuatu Jet* (NVJ) entre 14°S et 11°S (Figure III.3a, b; en bleu, vitesses négatives). Le NCJ au sud de 16°S sur la figure III.3a apparaît comme un jet profond vers l'ouest avec des vitesses supérieures à 5 cm.s⁻¹ s'étendant de la surface à 1000 m de profondeur. Son noyau, entre la surface et 300 m de profondeur, possède des vitesses supérieures à 20 cm.s⁻¹. Sur la figure III.3b, entre 18°S et 20°S, le flux est encore globalement vers le nord-ouest. L'absence de stations intermédiaires entre la chaîne des Loyauté et l'archipel du Vanuatu (principale alimentation du NCJ) ne permet pas d'identifier l'*East Caledonian Current* (ECC) longeant les côtes des îles Loyauté (Gasparin *et al.*, 2011).

Au nord de 15°S, le NVJ possède une forme caractéristique avec deux noyaux: un premier profond avec des vitesses supérieures à 10 cm.s⁻¹ de la surface à 800 m de profondeur entre 12°S et 13°S et un second entre 11°S et 12°S avec des vitesses supérieures à 5 cm.s⁻¹ entre 0 et 300 m (Figure III.3). Cette structure est similaire sur les 2 sections. Sur la section *SAL-VAN-NC*, un jet vers l'ouest, relativement profond (100-1000 m), est présent au nord de l'île de Santo (stations 21-22), mais pas sur la section *NC-SAL*.

Une troisième structure caractéristique apparaît à 15°S-16°S, le Contre-courant de la mer de Corail (CSCC, *Coral Sea CounterCurrent*) (Qiu *et al.*, 2009), sous forme d'un jet de surface atteignant 100 m de profondeur.

Transports de masse Les principales estimations du transport de masse déterminant la circulation régionale durant le mois de juillet 2005, peuvent se subdiviser entre les transports entre les îles (NC, Vanuatu, Salomon), les jets (NVJ, NCJ, CSCC) et les détroits du Grand Passage, de l'Indispensable, et le détroit séparant Efaté d'Erramango (Vanuatu).

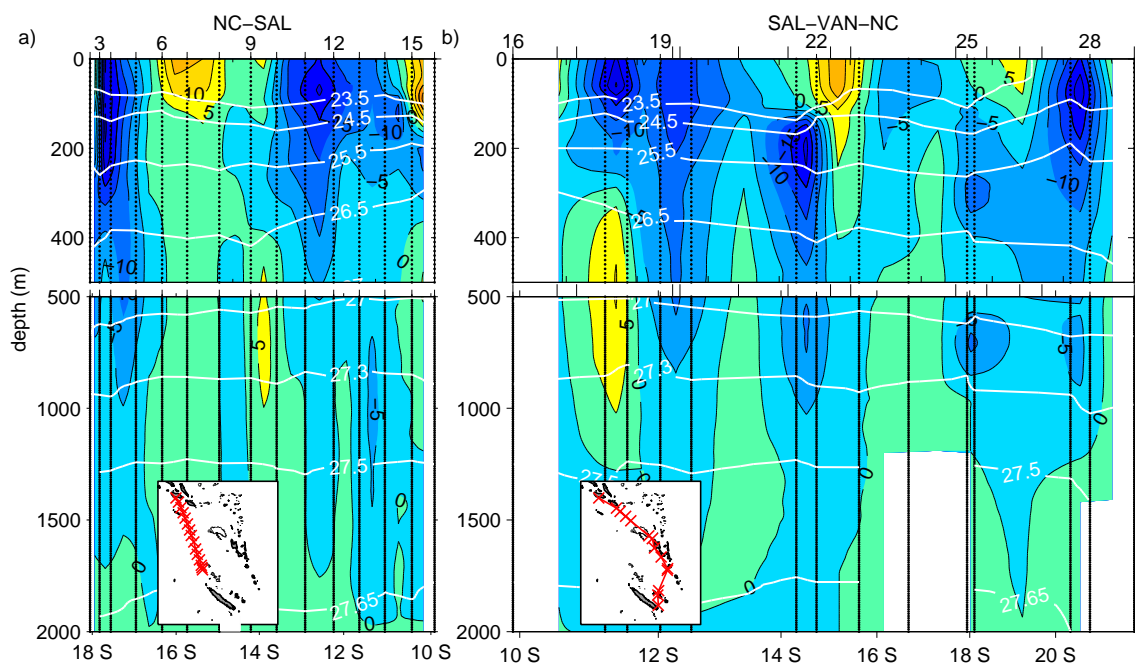


Figure III.3: Sections des courants géostrophiques de la campagne SECALIS-3 issues de l'inversion. Le numéro des stations hydrologiques est indiqué sur l'axe supérieur. Les sections sont représentées sur les cartes (en rouge). Les vitesses négatives sont en bleu, positives en vert/jaune (en cm.s^{-1}).

Sur la section *SAL-VAN-NC*, le transport de masse (géostrophique + Ekman) est estimé à 37 ± 7 Sv en direction de l'ouest dont 4 ± 2 Sv sont liés au transport d'Ekman. Sur les 33 ± 7 Sv liés à la géostrophie, 17 ± 7 Sv passent entre les îles de Makira (Salomon) et de Santo (Vanuatu), 3 ± 6 Sv vers le sud à travers le détroit de l'Indispensable et 13 ± 6 Sv vers le nord entre la NC et l'île vanuataise de Santo. Sur la section *NC-SAL*, un large transport vers l'ouest entre le récif d'Huon et l'île de Guadalcanal est estimé à 29 ± 6 Sv vers l'ouest dont un transport d'Ekman de 3 ± 1 Sv. 5 ± 2 Sv vers l'ouest passent à travers le Grand Passage.

Lorsque l'on regarde plus en détail, le NVJ est de 20 ± 6 Sv sur la section 'NC-SAL' ce qui est tout à fait cohérent avec les 19 ± 7 Sv en amont sur la section *SAL-VAN-NC*. Il semble être alimenté en partie par les eaux du détroit de l'Indispensable (3 Sv). Le NCJ est estimé à 15 ± 5 Sv vers l'ouest. Dans la partie sud, on distingue un flux de 2 ± 2 Sv vers le sud entre la NC et les îles Loyauté tandis qu'un large flux de 15 ± 5 Sv vers le nord semble alimenter grandement l'ECC puis le NCJ (Gasparin *et al.*, 2011). Ces estimations sont en accord avec Ganachaud *et al.* (2008a).

Transport de chaleur Le transport de chaleur (enthalpie) entrant entre le sud de la NC et l'île de Guadalcanal est de 2.5 ± 0.3 PW dirigés vers l'ouest où 0.2 ± 0.1 passe à travers le Grand Passage. 2.1 ± 0.2 PW passent entre la NC et l'île de Guadalcanal, comparables

aux -1.7 ± 0.2 déterminés lors de la campagne FLUSEC en Août 2007. Un flux de 300 ± 300 W.m^{-2} (perte de chaleur par l'océan) est établi par l'inversion. En comparaison, le flux de chaleur de surface provenant du centre européen ECMWF ($1.5^\circ \times 1.5^\circ$) correspond à une perte de 20 W.m^{-2} tandis que celui issu du centre américain NCEP ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) est une perte de 170 W.m^{-2} .

Caractérisation des jets Afin de mettre en relation les propriétés des masses d'eau avec les transports au sein de la « boîte », nous avons tracé le transport de masse (flèches) combiné aux propriétés des masses d'eau (couleur des flèches) au sein des principales couches isopycnes (Figure III.4).

Les eaux de la **thermocline supérieure** ($\sigma=23.5-25.5$) sont situées entre 100 et 250 m de profondeur. Les distributions de salinité et d'oxygène suggèrent deux origines distinctes délimitées par la latitude 16°S . Au nord, des eaux salées (>35.8) et peu oxygénées ($<130 \mu\text{mol.l}^{-1}$) sont transportées par le NVJ (flèches vers l'ouest), tandis qu'au sud des eaux avec une salinité plus basse (~ 35.6) coïncident avec des concentrations en oxygène élevées. A cette profondeur, les transports de masse signalent la présence de l'ECC à l'est des îles Loyauté puis du NCJ à l'extrémité nord de la NC. Ce schéma de circulation est en accord avec [Gasparin et al. \(2011\)](#). Une érosion de ces caractéristiques du sud au nord de la NC atteste d'un mélange de l'ECC avec des eaux plus au nord.

Les eaux de **thermocline inférieure** ($\sigma=25.5-27$) sont situées entre 250 et 500 m de profondeur. Elles sont marquées par la présence d'un maximum de salinité le long de la côte de NC. Coïncidant avec des eaux à oxygène plus élevé, elles marquent une alimentation par le sud mais également par un flux à l'extrémité nord de Santo. Malgré leur basse salinité, les eaux au sud de Makira sont plutôt caractérisées par un minimum d'oxygène ($130-140 \mu\text{mol.l}^{-1}$).

Les **eaux intermédiaires** ($\sigma=27$ et $\sigma=27.5$, 500 m-1300 m), sont également marquées par une différence en oxygène entre le nord et le sud de la latitude 16°S . Le schéma décrit pour les eaux de thermocline reste identique pour les eaux intermédiaires. Des eaux ayant une salinité faible (<34.45) et un oxygène fort sont originaires du sud du Vanuatu et alimentent la mer de Corail à travers le chenal entre la NC et Vanuatu. Plus au nord, des eaux salées (~ 34.5) et très faiblement oxygénées ($<130 \mu\text{mol.l}^{-1}$) se dirigent globalement vers l'Ouest.

III.3.1.3 Discussion

Circulation régionale Cette étude à l'aide des données de la campagne SECALIS-3 confirme le schéma de circulation général du Pacifique sud ouest (à l'ouest de 170°E) en jets zonaux s'établissant à l'extrémité des îles de la NC et du Vanuatu, obstacles du SEC ([Webb, 2000](#); [Kessler & Gourdeau, 2007](#); [Gourdeau et al., 2008](#)). La mer de Corail est principalement

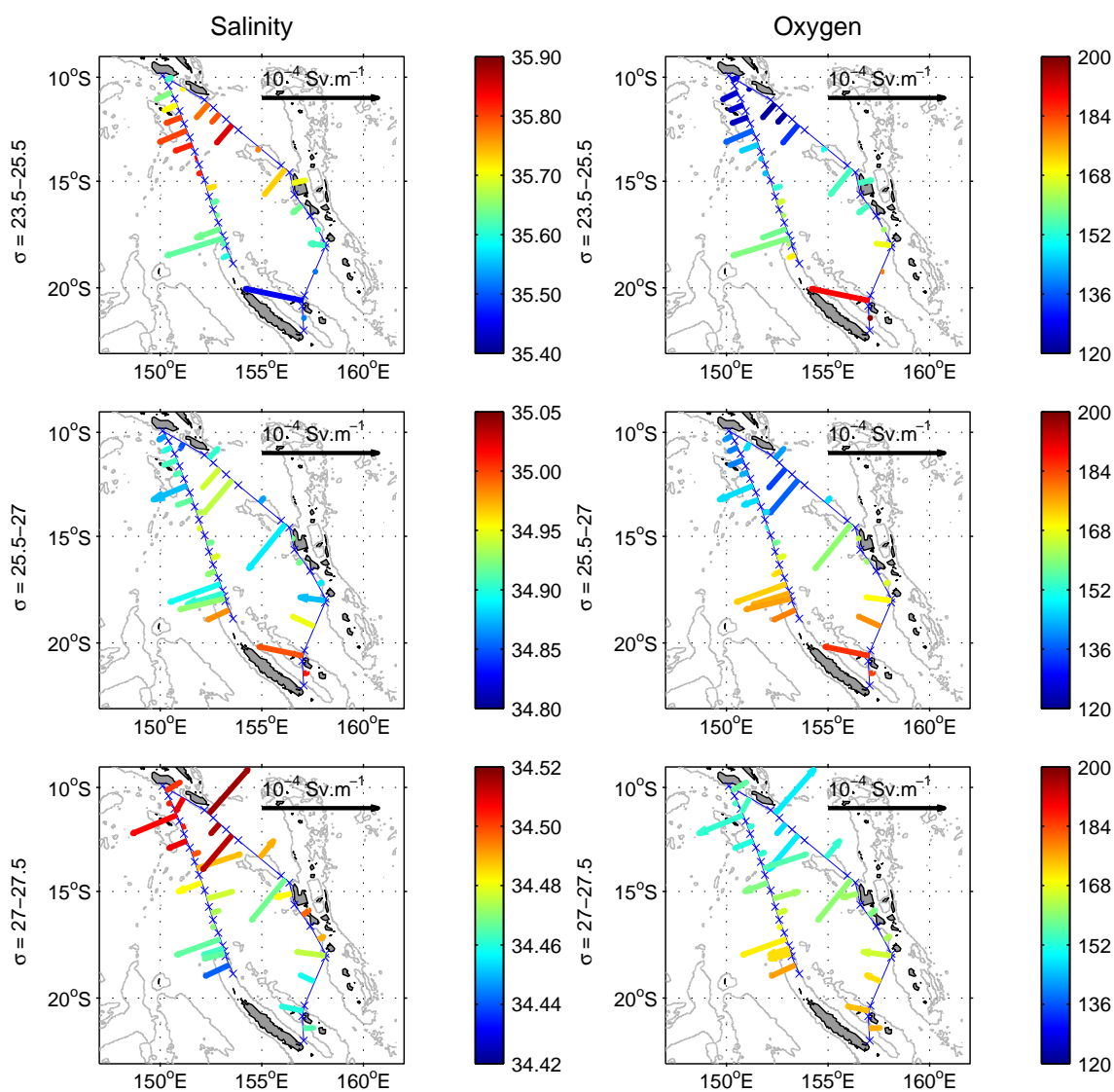


Figure III.4: Transport de masse (flèches) et propriété de masse d'eau, salinité (gauche)/concentration en oxygène en $\mu\text{mol.l}^{-1}$ (droite), moyennées par couche. a) Eaux de thermocline supérieure définies entre $\sigma = 23.5 - 25.5$; b) Eaux de thermocline inférieures ($\sigma = 25.5 - 27.0$); c) Eaux intermédiaires ($\sigma = 27.0 - 27.5$). Le transport est normalisé horizontalement (Sv.m^{-1} , échelle présente dans le coin en haut à droite); Les flèches colorées donnent la moyenne de salinité/oxygène sur la couche.

alimentée par deux jets, le *North Vanuatu Jet* et le *North Caledonian Jet* entrant en mer de Corail entre la NC et les îles Salomon. Ces jets sont visibles de la surface à plus de 500 m de profondeur (Figure III.3, III.5). Le NVJ, large (~ 300 km) et peu profond (~ 500 m), est situé au nord de 15°S tandis que le NCJ situé entre 18°S et 16°S est profond (>1500 m) et plus étroit (~ 100 km). Les mesures directes de courant issues des S-ADCP confirment ce schéma de circulation pour la couche de surface (0-250 m) (Figure III.5).

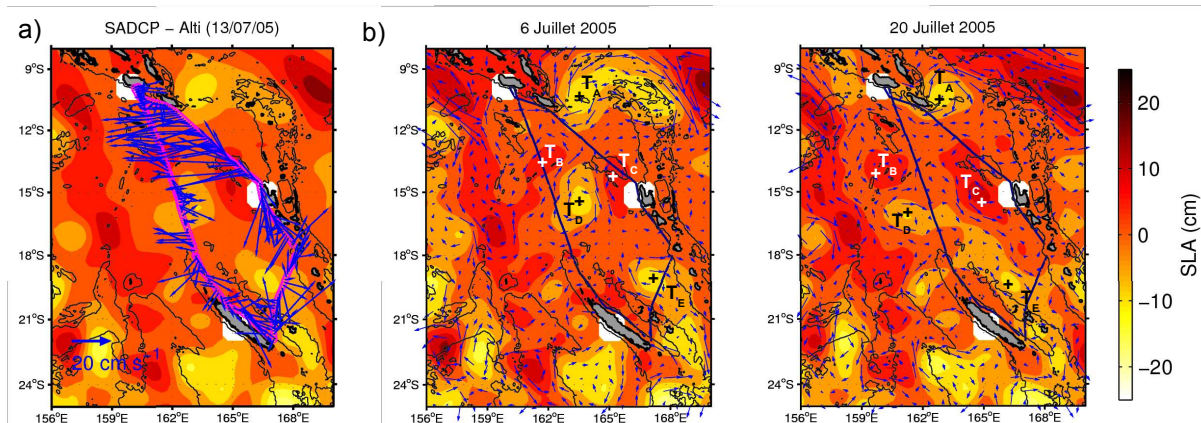


Figure III.5: a) Courants S-ADCP de la couche 0-200 m moyennés à 60 minutes de la campagne SECALIS-3. En arrière-plan, les anomalies de hauteurs de mer du 13/07/2005 correspondant sont représentées par l'échelle de couleur rouge-jaune. b), c) Anomalie de hauteur de mer durant la campagne SECALIS-3 (en cm). Les flèches en bleu indiquent l'anomalie de courant géostrophique issue des hauteurs de mer. La trajectoire de la campagne est en bleu foncé.

La situation de méso-échelle est marquée par la présence de 5 principaux tourbillons : 3 à rotation cyclonique (en jaune, T_A , T_D , T_E) et 2 à rotation anti-cyclonique (en rouge, T_B , T_C) (Figure III.5b,c). Leur position reste relativement stable durant le mois de juillet 2005. Le tourbillon cyclonique T_A à l'est de Makira (163°E , 10°S) crée une anomalie de courant vers l'ouest au sud de l'île. Deux autres vers 162°E (T_B et T_D) créent une anomalie de courant vers l'est autour de 15°S . Notons également la présence du tourbillon T_C au nord de Santo.

La figure III.5a montre les mesures directes de courants S-ADCP sur la couche 0-200 m. Entre 10.5°S et 14.5°S , des vitesses zonales vers l'ouest sont la nette signature de surface du NVJ. On note la présence des deux tourbillons à l'Est de Makira (T_A) et à l'ouest de Santo (T_D) dont les effets sont d'amplifier ce flux vers l'ouest. Au sud-ouest de Santo, un fort flux vers le sud est collé à la côte et pourrait amener des eaux du nord de Santo vers le sud.

Transports et vitesses géostrophiques Le transport entre la NC et les îles Salomon (Guadalcanal) est estimé lors de la campagne SECALIS-3 à -29 ± 4 Sv dont 25 ± 4 Sv passent entre Makira (Salomon) et l'île de Santo (Vanuatu) et 4 ± 2 Sv à travers le détroit de l'Indispensable. Plus au sud, entre la NC et le Vanuatu, le flux de 10 Sv est dirigé vers

le nord. Ces estimations du SEC à $\sim 163^\circ\text{E}$ sont tout à fait représentatives de la circulation moyenne décrite par [Gourdeau *et al.* \(2008\)](#) et la climatologie CARS ([Ridgway & Dunn, 2003](#)) qui fournissent un transport moyen en entrée de la mer de Corail d'environ 30 Sv. A partir de la climatologie CARS, d'un modèle linéaire en ondes de Rossby à gravité réduite et du modèle global ORCA, [Kessler & Gourdeau \(2007\)](#) montrent que la variabilité du transport du SEC est de ± 6 Sv avec un maximum en Octobre-Novembre et un minimum de transport en Mars-Avril, le transport étant proche de la moyenne en Juillet-Août. Effectuée en Juillet, la valeur de -29 ± 4 est cohérente à la variabilité annuelle.

Entre 0 et 2000 m, le NCJ est estimé à 15 ± 5 Sv et le NVJ à 20 ± 5 . Comme noté par [Kessler & Gourdeau \(2007\)](#), leur répartition verticale diffère. Le NVJ est large (300 km) et peu profond (~ 500 m) alors que le NCJ est fin (100 km) et profond (> 1000 m). Le NCJ suit la côte de NC et constitue la continuité de l'ECC qui longe les côtes de NC. Le NVJ est composé de deux branches formées par les îles au nord du Vanuatu qui fusionnent lors de leur traversée en mer de Corail.

Comparaison avec les modèles BlueLink / ORCA12 A partir de deux simulations numériques issues des modèles français ORCA ([Madec *et al.*, 1999](#)) et australien OFAM3 ([Schiller *et al.*, 2008](#)), des comparaisons ont pu être effectuées pour tester la validité des modèles numériques dans la région et apporter des éléments supplémentaires à l'étude de la circulation océanique de la région. En se concentrant sur l'entrée de la mer de Corail sur une section méridienne à 162.5°E , les sections de vitesses totales et géostrophiques puis les transports ont été analysées.

La comparaison entre les **champs de vitesse** totaux u et v (figure III.6, panneaux gauches) et les vitesses géostrophiques (Fig.III.6, panneaux droits) indique un équilibre géostrophique. Les structures sont identiques, seules les vitesses sont légèrement plus faibles sur les sections géostrophiques que sur les sections de vitesses totales.

Sur les sections de vitesses de la figure III.6, le NCJ et le NVJ sont représentés distinctement par les vitesses négatives (en bleu). Au sud de 17°S , le NCJ est étroit et profond (~ 1000 - 1500 m) avec des vitesses supérieures à 10 cm.s^{-1} en son coeur. Au nord de 16°S , des vitesses négatives au-dessus de 500 m de profondeur sont la signature du NVJ. Concentrées dans les couches de subsurface, les vitesses en son noyau sont également supérieures à 10 cm.s^{-1} .

Cependant, des différences notables existent entre les deux simulations. Le NCJ semble être bien mieux représenté avec le modèle OFAM3. Il est plus étroit, directement situé au nord de 18°S , et surtout possède des vitesses plus importantes supérieures à 10 cm.s^{-1} atteignant presque 1000 m. ORCA12 montre un jet plus large, moins puissant, dont les vitesses semblent

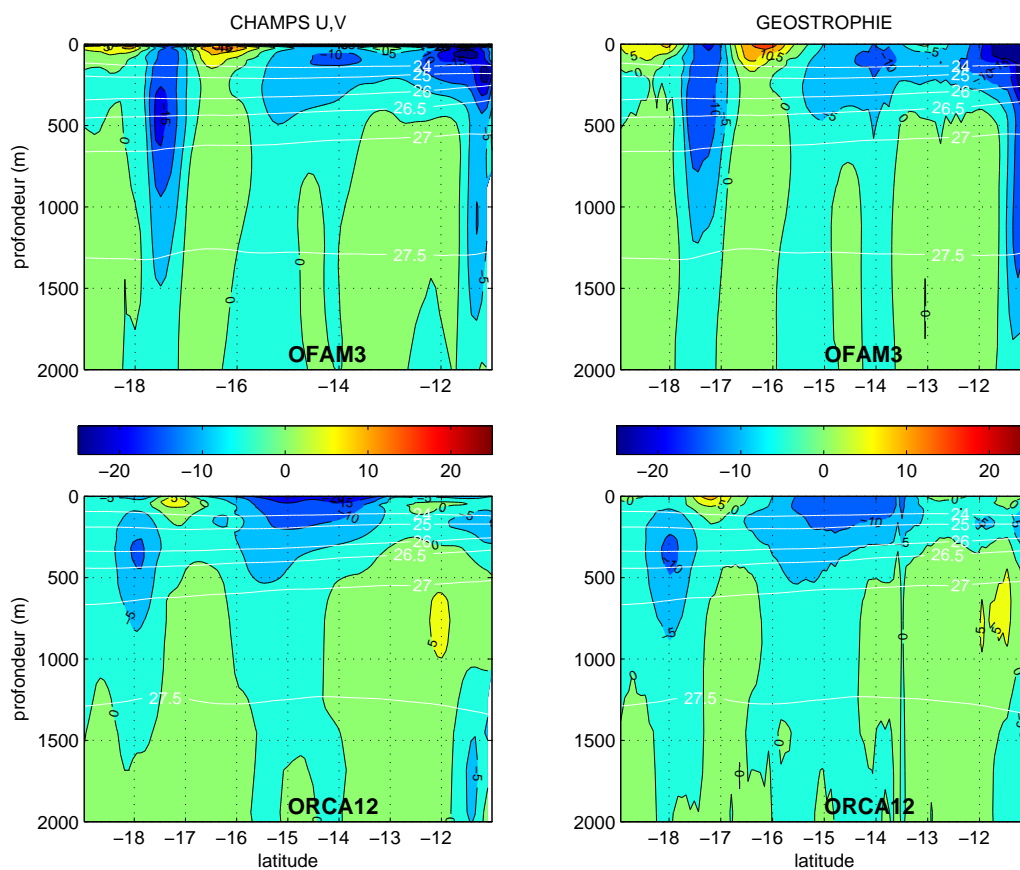


Figure III.6: Sections de vitesses totales (a,c) et géostrophiques (b,d) à 162.5°E en cm.s^{-1} issues du modèle OFAM3 au 1/10° (a,b) et ORCA12 au 1/12° (c,d) pour le mois de juillet 2005. Les vitesses géostrophiques sont référencées à 2000 m. Les isopycnes $\sigma=24, 25, 26, 26.5, 27$ et 27.5 sont indiquées par les lignes blanches.

trop faibles en comparaison à celles mesurées durant la campagne SECALIS-3 (Fig. III.3). Les vitesses marquant le NVJ sont également réparties entre 16°S et 11°S sur les sections d'OFAM3 tandis que sur ORCA12, elles sont plus concentrées entre 16°S et 13°S. On note la présence d'un jet profond au nord de 11.5°S issu du détroit de l'Indispensable avec le modèle OFAM3.

Le **transport cumulé** du nord vers le sud du modèle OFAM3 montre une meilleure concordance aux données issues de SECALIS-3 au niveau de l'entrée de la mer de Corail (Figure III.7). Les différences du transport total sont de 12 Sv entre ORCA12 et SECALIS-3 et se réduisent à 3 Sv entre OFAM3 et SECALIS-3 (transport d'Ekman de 3 Sv vers l'ouest inclus).

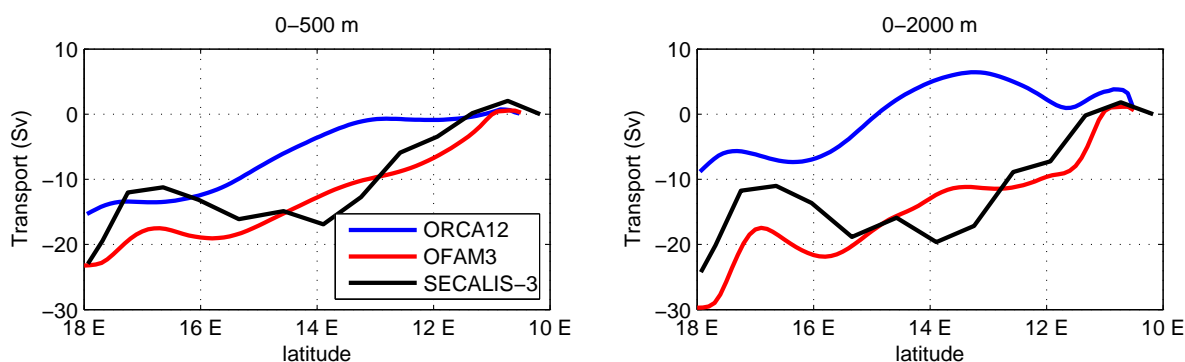


Figure III.7: Transport géostrophiques cumulés (Nord-Sud), a) 0-500 m; b) 0-2000 m (b). Les transports des modèles numériques pour le mois de Juillet 2005 sont indiqués en bleu/rouge. Le transport en noir correspond à la solution de SECALIS-3 (géostrophie).

Les deux simulations produisent des **transports intégrés** sur la couche 0-500 m significatifs au niveau des courants de bord (Figure III.8a, c) notamment au nord de la NC, du Vanuatu et des îles Salomon. Les flux sont plus significatifs sur la couche 0-2000 m (Fig. III.8b, c) et permettent d'identifier des structures propres à chacune des simulations.

Dans la partie sud, les deux modèles indiquent la présence de l'ECC le long de la côte est de Nouvelle Calédonie et de la ride des Loyauté plus au sud. Les deux simulations ne représentent pas le détroit du Grand Passage à 19°S; tout le flux passe au nord de la NC. Alors qu'OFAM3, décrit un NCJ à 163°E se détachant de la côte à l'extrémité nord de la NC, ORCA12 montre un NCJ qui suit la topographie avant de se détacher, amenant le NCJ à 19°S. Les vitesses de surface issues du S-ADCP de la figure III.5 montrent des vitesses orientées vers le Nord-Ouest au nord de la NC semblant être le signature d'un décollement de la topographie à l'image d'OFAM3.

Le nord du Vanuatu est marqué par de forts transports au niveau des reliefs. Tandis qu'ORCA12 retranscrit un unique jet directement au nord de Santo, OFAM3 indique deux branches, la première située directement au nord de Santo comme ORCA12 et la seconde à

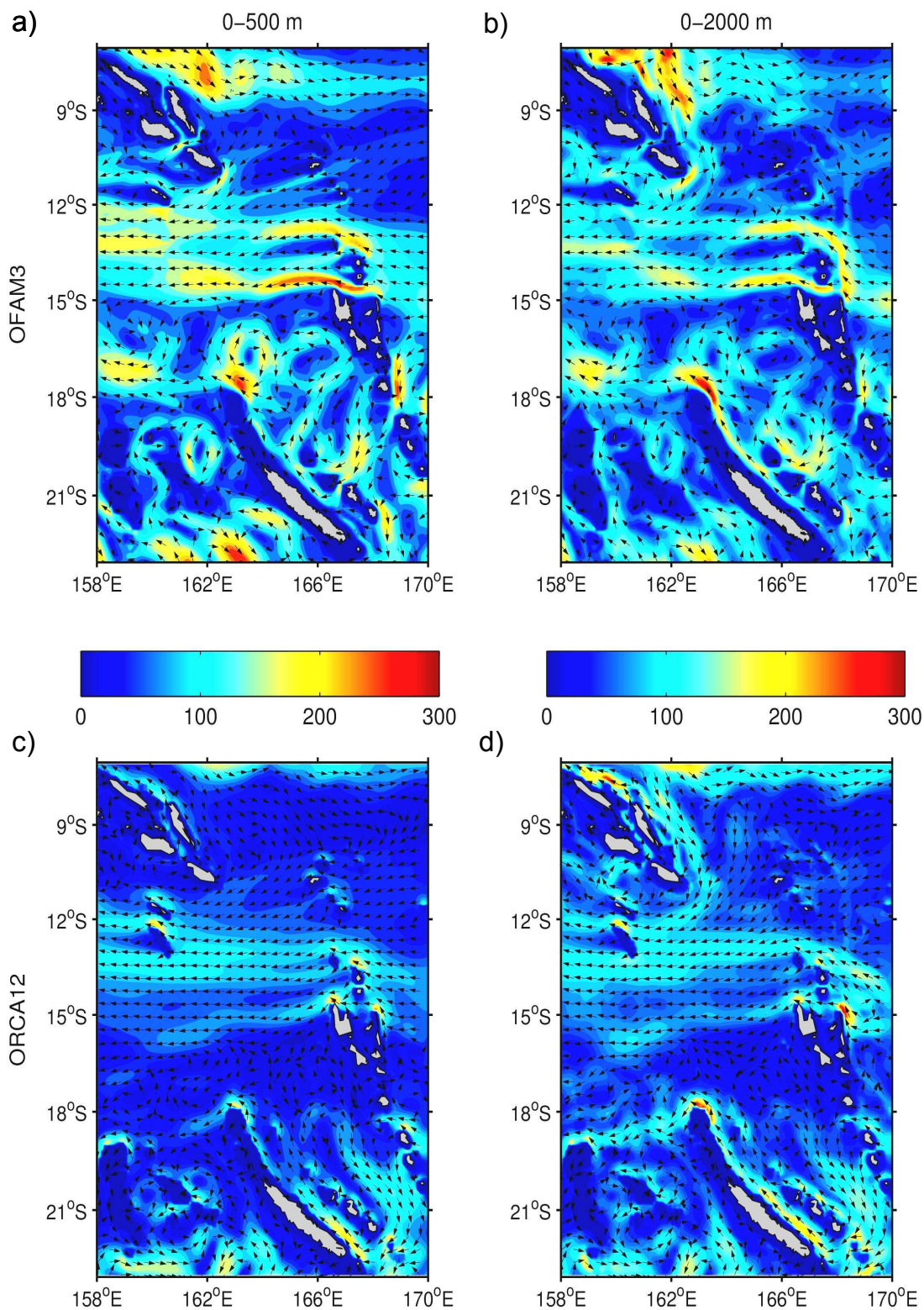


Figure III.8: Transport intégré de 0 à 500 m (a, c) et de 0 à 2000 m (b, d) pour le mois de juillet 2005 ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) calculé avec le modèle OFAM3 au $1/10^\circ$ (a,b) et ORCA12 au $1/12^\circ$ (c,d). L'orientation des vitesses est indiquée par les flèches noires.

13°S plus au nord, ce qui est plus cohérent avec SECALIS-3 (Figure III.3).

Au niveau des îles Salomon, ORCA12 reproduit un flux important à travers le détroit de l'Indispensable; OFAM3 simule un flux comparativement faible dans le détroit, un flux sous l'extrémité est des îles Salomon. Ce flux est responsable du faible transport d'ORCA12 à 162.5°E (situé à l'est du détroit) observé sur la figure III.7.

Même si les deux simulations (juillet 2005) reproduisent les principales caractéristiques des jets, la représentation d'OFAM3 semble plus cohérente avec les données de SECALIS-3. Le NCJ simulée par ORCA12 n'est pas cohérent avec les observations montrant un jet se détachant à l'extrémité nord comme OFAM3. Le NVJ est également réparti entre deux veines liées à la présence de la topographie comme le simule OFAM3. Plus au nord, l'intensité de l'Indispensable est également plus cohérente avec la simulation d'OFAM3.

III.3.2 Inversion des données de la campagne SECALIS-4

La campagne océanographique SECALIS-4 (Gourdeau *et al.*, 2007) a été effectuée du 7 au 22 novembre 2006 à bord du N.O. Alis. 27 stations hydrologiques de la surface à 2000 m ont été effectuées principalement entre les îles Salomon et l'archipel du Vanuatu (Fig. III.2).

III.3.2.1 Paramétrage de l'inversion

Le paramétrage est similaire à l'inversion de SECALIS-3 (Section III.3.1).

Transport d'Ekman Les transports d'Ekman de la table III.4 sont déduits par intégration des champs de vents (Section III.3.1). Comme vu précédemment dans l'inversion de SECALIS-3, les incertitudes a priori sur les transports d'Ekman sont à $\sim 30\%$ de l'estimation avec un minimum de 1 Sv.

	blended-NOAA	Contraintes
Huon-Guad	-1	-1 ± 1
Guad-Lata	1	1 ± 1
Lata-Efate	-1	-1 ± 1
Efate-Huon	1	1 ± 1

Table III.4: Estimations des transports d'Ekman à travers les sections hydrologiques à partir de champs de tension de vents mensuels du mois de novembre 2006 issus du centre de données américain de la NOAA (blended-NOAA) (en Sv).

Vitesses et Incertitudes Sans information supplémentaire, les vitesses de référence a priori sont considérées comme nulles avec une incertitude de $\pm 5 \text{ cm.s}^{-1}$ dans les courants de bord

ouest et $\pm 2 \text{ cm.s}^{-1}$ ailleurs (Ganachaud *et al.*, 2008a; Gasparin *et al.*, 2012) (Similaire à l'inversion de SECALIS-3).

Contraintes Topographiques Lors de SECALIS-4, les stations près des îles du Vanuatu sont similaires à celles de SECALIS-3, les contraintes topographiques sont identiques (voir Section III.3.1, table III.2).

Couches isopycnes et poids Les couches isopycnes considérées sont identiques à celles de l'inversion de SECALIS-3 et permettent une meilleure comparaison aux résultats de SECALIS-3, (Section III.3.1, table III.3).

III.3.2.2 Solution Optimale

Vitesses géostrophiques Au sud-est des îles Salomon (est de Makira), les vitesses géostrophiques mettent en évidence un transport dirigé vers le sud accolé à un flux vers le nord, semblant être la signature d'une onde interne (Figure III.9a).

Sur la section *Lata-Vanuatu*, deux noyaux peuvent être identifiés: un noyau peu profond s'étendant de la surface à 500 m ($> 5 \text{ cm.s}^{-1}$) centré à 11.5°S (Figure III.3b). On détecte la présence d'une onde interne au niveau des stations, où un fort cisaillement horizontal n'apparaît pas sur les vitesses L-ADCP. Un second noyau plus profond centré en 14°S est visible à la fois sur les vitesses géostrophiques et celles mesurées par le L-ADCP. Plus au sud, un transport peu profond dirigé vers l'est entre 0-200 m marque la présence d'un flux à travers les îles de Santo et Malakula.

Transports géostrophiques Les principales estimations du transport de masse déterminant la circulation régionale durant le mois de novembre 2006, peuvent se subdiviser entre les transports entre les îles (NC, Vanuatu, Salomon), jets (NVJ) et détroits (Grand Passage, Indispensable, détroit séparant Efate d'Erramango).

Le transport (géostrophique + Ekman) entre le récif de Huon et l'île de Guadalcanal est estimé à $33 \pm 4 \text{ Sv}$ en direction de l'ouest se répartissant en un apport de $11 \pm 3 \text{ Sv}$ vers le nord entre Huon et Efate, $-3 \pm 3 \text{ Sv}$ entre Efate et Santo, $29 \pm 4 \text{ Sv}$ entre Santo et Makira et 5 ± 2 vers le nord dans l'Indispensable. Le NVJ est de $21 \pm 3 \text{ Sv}$.

Transports de chaleur Le transport de chaleur entre Guadalcanal (îles Salomon) et Huon (Nord du Grand Passage) est estimé à $2.4 \pm 1 \text{ PW}$ dirigé vers l'ouest. Sur ces 2.3 PW , 1.7 PW proviennent du nord de l'archipel du Vanuatu ($1.6 \pm 1 \text{ PW}$ entre Lata et Santo) et 0.5 ± 1 sont issus du chenal entre la NC et le Vanuatu. Ces estimations sont similaires à SECALIS-3 déroulées en juillet 2005. La différence entre le flux entrant et sortant fournit une estimation du

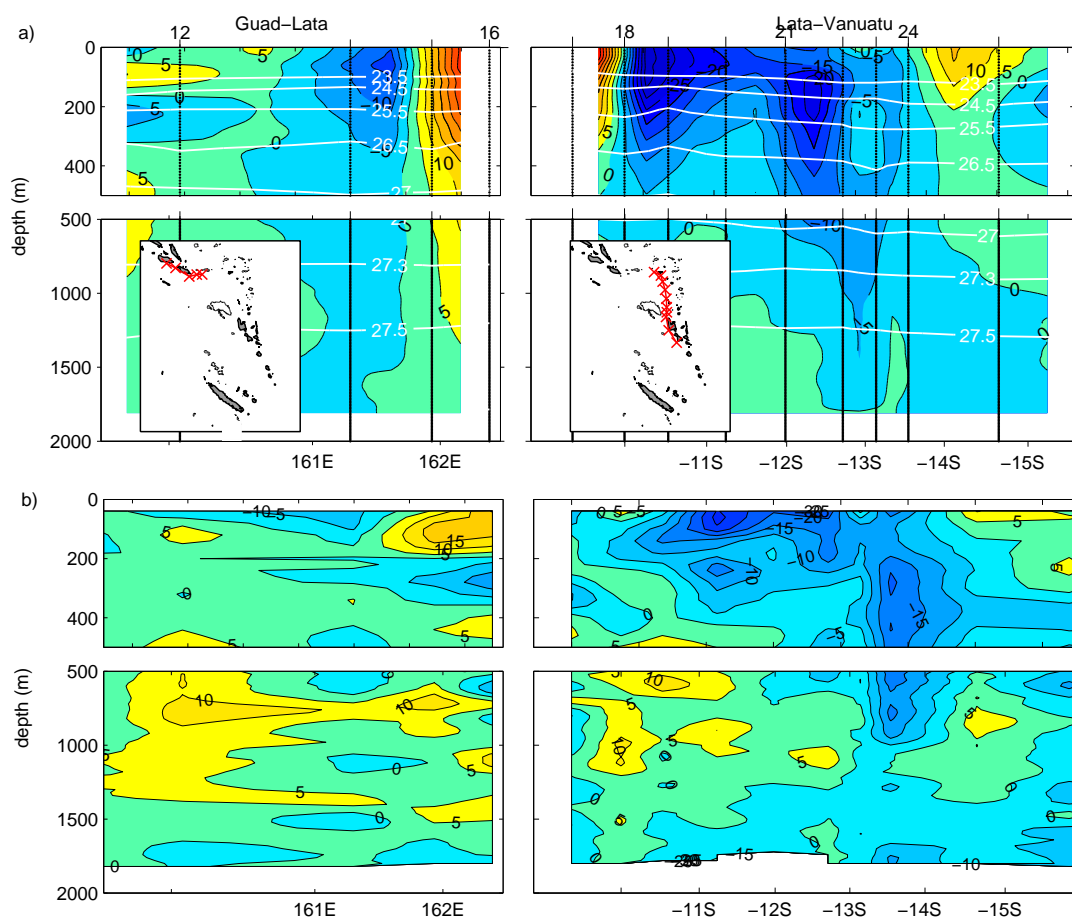


Figure III.9: a) Sections des courants géostrophiques de la campagne SECALIS-4 issues de l'inversion. Le numéro des stations hydrologiques est indiqué sur l'axe supérieur. Les sections sont représentées sur les cartes (en rouge). b) Sections de vitesses L-ADCP; *Guad-Lat*: vitesse méridienne; *Lata-Vanuatu*: vitesse zonale.

gain de l'océan de $70 \pm 200 \text{ W.m}^{-2}$. En comparaison, les champs du centre européen ECMWF donnent un gain de chaleur de 30 W.m^{-2} .

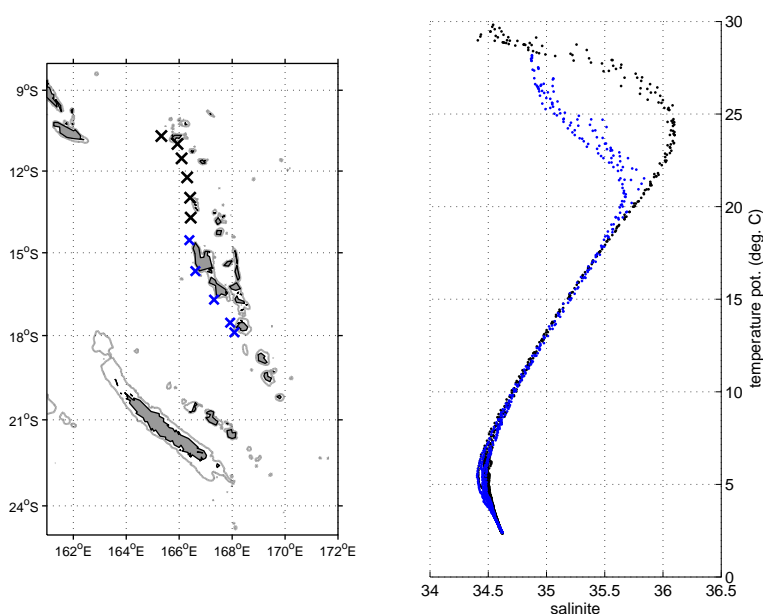


Figure III.10: Diagramme Température-Salinité de stations hydrologiques de SECALIS-4. La position des stations est indiquée sur la carte à gauche; les profils correspondants sont reportés sur le graphique de droite.

Caractérisation des jets Au niveau des eaux de **thermocline supérieure** ($\sigma=23.5-25.5$), un front zonal à 15°S sépare des eaux des eaux très salées ($35.9-36$) et très peu oxygénées ($\sim 140 \mu\text{mol.l}^{-1}$) arrivant de l'est au nord de Santo (Vanuatu) avec des eaux moins salées et (< 35.6) et plus riches en oxygène ($> 160 \mu\text{mol.l}^{-1}$) au sud. Les flèches dirigées vers l'ouest indiquent que les eaux de thermocline supérieure transportant le maximum de salinité sont originaires du nord du Vanuatu (voir Chap. IV). La concordance entre salinité et oxygène met en évidence la présence de deux masses distinctes (Figure III.10).

Les eaux dites de **thermocline inférieure** ($\sigma=25.5-27.0$) sont marquées par la présence d'un maximum de salinité (et d'oxygène) au nord de la NC. Un minimum de salinité au nord de Santo est transporté par le NVJ. Au nord de 11°S , la salinité est relativement élevée et coïncide avec de faibles valeurs d'oxygène. Les eaux de thermocline peuvent être séparées en trois zones distinctes; au sud, des eaux salées et bien oxygénées sont issues du chenal entre la NC et le Vanuatu; au nord de Santo, le NVJ amenant des eaux à faible salinité et oxygène moyen; au nord de 11°S , des eaux caractérisées par une salinité moyenne et un oxygène bas, sont issues de l'est, leur minimum d'oxygène sur l'ensemble de la thermocline suggère une origine équatoriale.

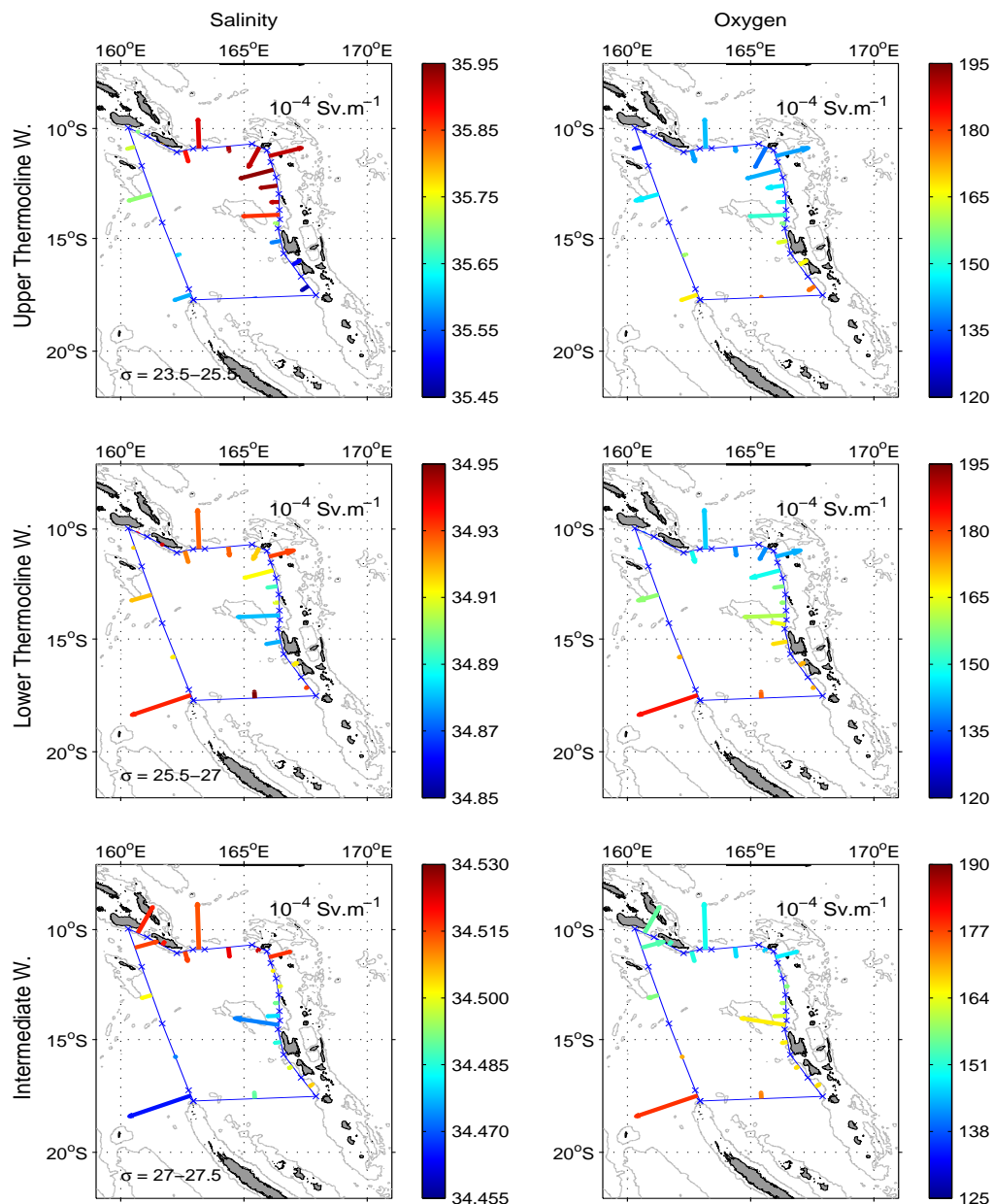


Figure III.11: Transport de masse (flèches) et propriétés de masses d'eau, salinité (gauche)/concentration en oxygène en $\mu\text{mol.l}^{-1}$ (droite), moyennées par couche. a) Eaux de thermocline supérieure définies entre $\sigma = 23.5 - 25.5$; b) Eaux de thermocline inférieures ($\sigma = 25.5 - 27.0$); c) Eaux intermédiaires ($\sigma = 27.0 - 27.5$). Le transport est normalisé horizontalement (Sv.m^{-1} , échelle présente dans le coin en haut à droite); Les flèches colorées donnent la moyenne de salinité/oxygène sur la couche.

Les **eaux intermédiaires** ($\sigma=27.0-27.5$) présentent de fortes différences entre les eaux au nord et au sud de 12°S . Au sud, des eaux avec une salinité très basse ($\sim 34,5$) et un oxygène fort ($\sim 190 \mu\text{mol.l}^{-1}$) sont originaires du chenal entre la NC et le Vanuatu et sont ensuite transportées par le NCJ au nord de la NC. Au nord de 12°S , des salinités plus élevées (>34.6) concordent avec des eaux ayant des concentrations en oxygène plus basses ($\sim 150 \mu\text{mol.l}^{-1}$). Les eaux de l'AAIW issues du sud-est se propagent en direction de la mer de Corail en empruntant le chenal NC et Vanuatu (voir chapitre IV).

III.3.2.3 Discussion

Circulation régionale Deux tourbillons principaux apparaissent. Un tourbillon cyclonique (T_A) est visible à l'est de l'île de Makira créant une anomalie de courant géostrophique positive vers l'ouest passant au sud-est de l'archipel. Ce tourbillon, originaire du nord des Salomon, est en phase de disparition à la fin du mois de Novembre. Plus au sud, des tourbillons anti-cycloniques (T_B et T_C) sont observés entre l'archipel des Salomon et la Nouvelle Calédonie. Ces derniers relativement stables durant le mois de Novembre 2006 vont jouer un rôle important dans l'anomalie de courant géostrophique au sud des îles Salomon.

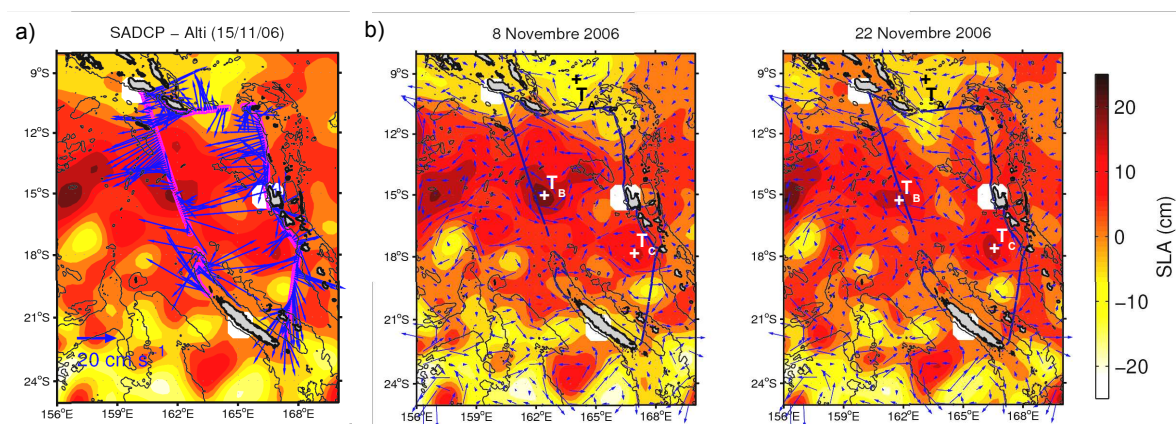


Figure III.12: Courants mesurés (0-200 m) par le SADCP (ADCP de coque) durant SECALIS-4 (flèches bleues). En arrière-plan, l'anomalie de hauteur de mer (SLA, en cm) permet de situer les tourbillons.

Les courants mesurés par l'ADCP de coque (S-ADCP) sur la couche 0-200 m montrent une bonne cohérence avec les tourbillons. Cependant, un flux zonal vers l'ouest entre 15°S et 11°S marque nettement la présence du Jet Nord Vanuatais (NVJ). En raison d'une panne momentanée de l'appareil, le Jet Nord Calédonien (NCJ) entre 18°S et 16°S n'a pu être échantillonné par le S-ADCP. Dans la partie sud, les courants de surface orientés vers le sud sont influencés par la présence de deux tourbillons, un anti-cyclonique (167°E , 18°) et un cyclonique (167°E ,

20°), aucun signal du Courant Est Calédonien (ECC), le long des îles Loyauté, n'est visible sur la couche 0-200 m mesurée.

Au niveau du détroit du *Grand Passage* (19°S), de fortes vitesses ($>30 \text{ cm.s}^{-1}$) sont dirigées vers l'est, de même que plus au nord, dans le détroit de l'*Indispensable* contrairement aux situations climatologiques ou précédemment observées. Les vitesses mesurées à l'ouest de l'archipel du Vanuatu ne sont significatives qu'entre les îles de Malakula et Efaté avec un courant vers l'ouest.

Comparaison avec les modèles BlueLink / ORCA12 Les champs de vitesses géostrophiques (Figure III.13b,d) et totaux (Fig. III.13a,c) sont quasi-identiques. On distingue nettement les vitesses négatives du NVJ (12°-15°) s'étendant jusqu'à plus de 500 m (10 cm.s^{-1}) sur les deux simulations. Néanmoins, on constate de fortes disparités sur la structure du NVJ qui est composé de deux noyaux (centrés à 12,5°S et 14,5°S) avec OFAM3 (Fig. III.13a,b) et un seul (14,5°S) avec ORCA12 (Fig. III.13c,d). Le jet à 14,5°S est similaire sur les deux simulations. Les vitesses de surface et sub-surface sont fortes sur OFAM3 et plutôt faibles avec ORCA12 où des vitesses positives (vers l'est) sont présentes à l'extrémité nord de la section. La différence des simulations se tient principalement sur la différence de structure du NVJ avec OFAM3 et ses 2 noyaux et ORCA12 avec un seul.

Le **transport cumulé** montre une différence majeure entre les deux simulations (Figure III.14). Les vitesses positives à l'extrémité nord observées sur ORCA12 se traduisent par un transport positif entre 11°S et 12,5°S. Le transport final issu de la simulation ORCA12 est inférieure de 12 Sv à l'estimation de SECALIS-4 (noir). Même si OFAM3 est supérieur de 5 Sv, la forme du transport est assez similaire. A 12°S, la « dent » semble être la signature d'une onde interne (voir précédemment).

Le **transport intégré** des deux simulations présente une structure globale similaire. Au nord de 15°S, le flux zonal dirigé vers l'est est bien déterminé. Au sud, une structure tourbillonnaire est visible (Figure III.15).

Au nord de la Nouvelle Calédonie, on retrouve l'ECC longeant les côtes puis alimentant le NCJ. Le NCJ décroche à l'extrémité nord de OFAM3 (Fig. III.15a,b) alors qu'il contourne le récif et se positionne à 19°S sur ORCA12.

Au niveau du nord du Vanuatu, le flux d'OFAM3 est bien plus énergétique que ORCA12. Les deux simulations représentent un NVJ à deux veines, mais OFAM3 est bien plus fort.

A nord de 9°S, un flux longeant les côtes nord des îles Salomon est dirigé vers l'est sur les deux simulations. A travers l'Indispensable, les modèles représentent un flux relativement faible, non-significatif. Une partie du flux au nord des Salomon contourne l'île à l'extrême est

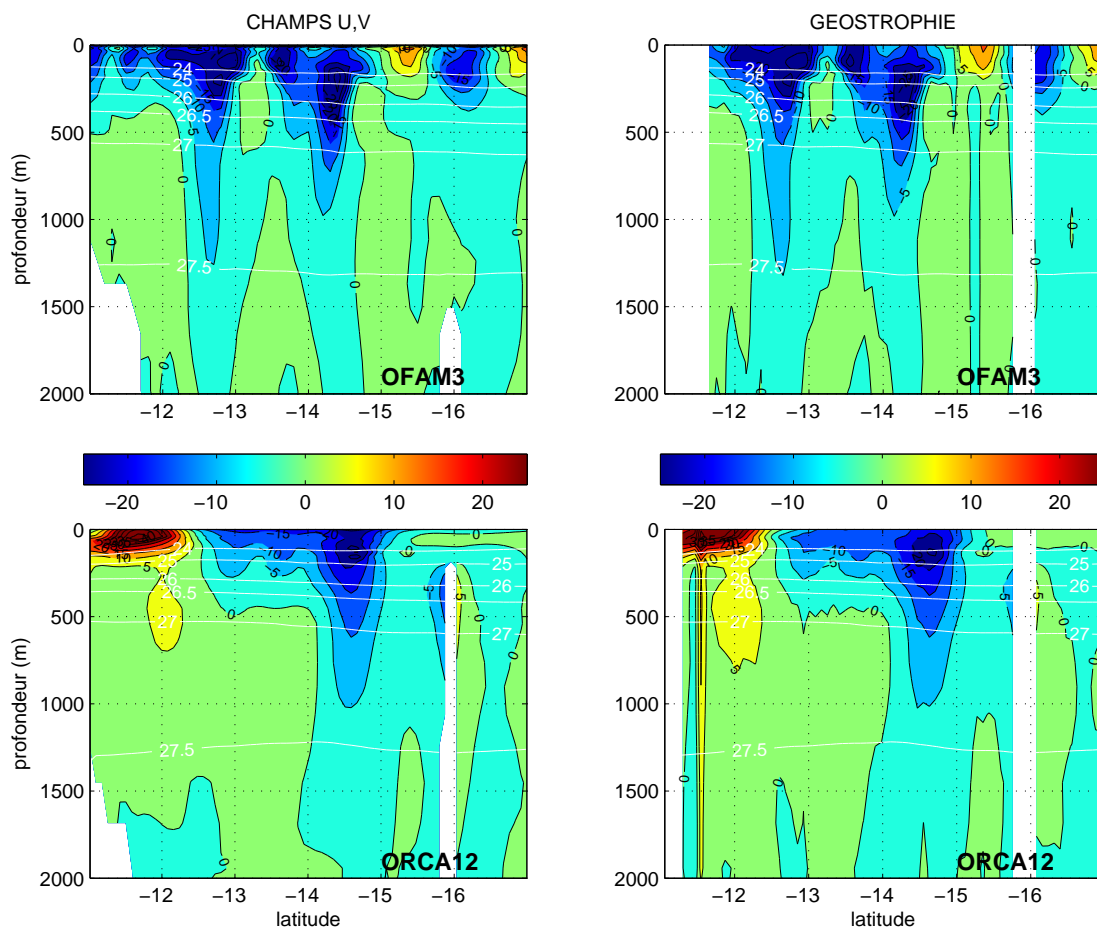


Figure III.13: Sections de vitesses totales (a,c) et géostrophiques (b,d) à 162.5°E en cm.s^{-1} issues du modèle OFAM3 au $1/10^\circ$ (a,b) et ORCA12 au $1/12^\circ$ (c,d) pour le mois de Novembre 2006. Les vitesses géostrophiques sont référencées à 2000 m. Les isopycnes $\sigma=24, 25, 26, 26.5, 27$ et 27.5 sont indiquées par les lignes blanches.

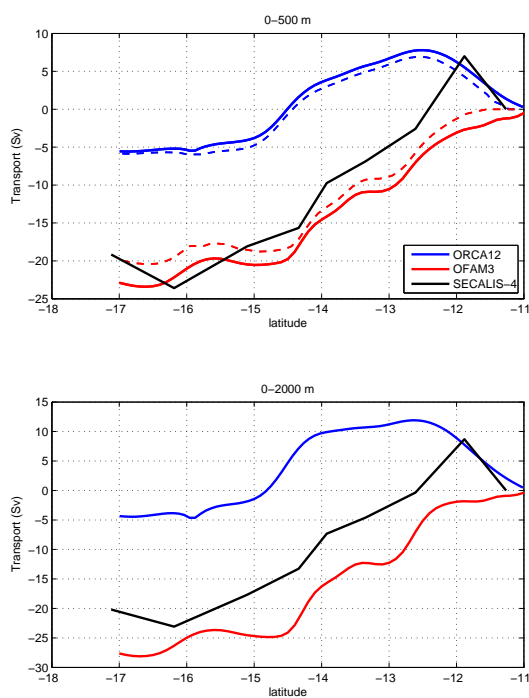


Figure III.14: Transports géostrophiques cumulés du nord vers le sud, intégrés de 0 à 500 m (a) et de 0 à 2000 m (b). Le transport en pointillé bleu/rouge correspond au transport géostrophique des modèles numériques pour le mois de Novembre 2006, le transport total étant matérialisé par les traits pleins. Le transport en noir correspond à la solution de SECALIS-4 (géostrophie).

des Salomon et vient alimenter le NVJ.

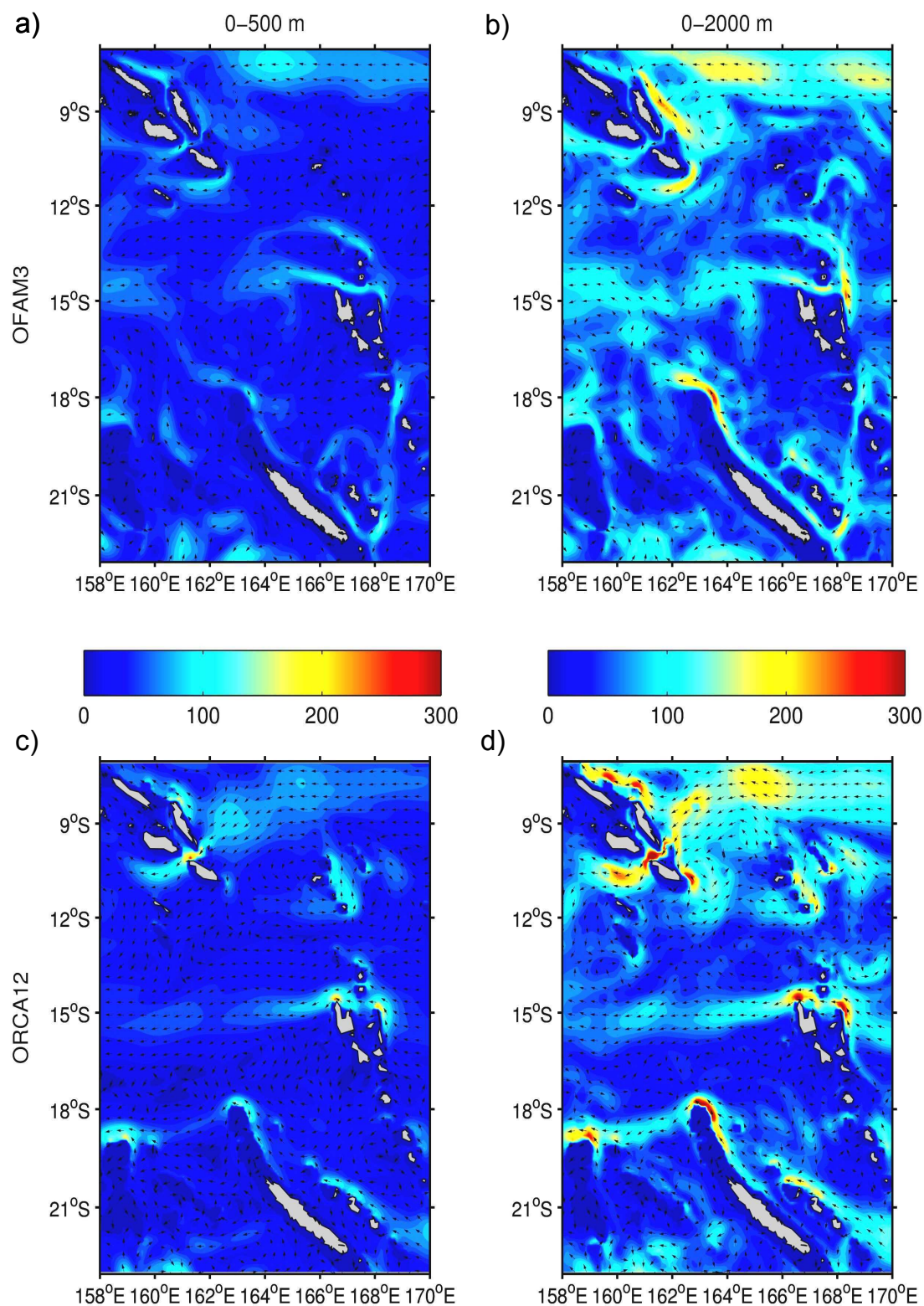


Figure III.15: Transport intégré de 0 à 500 m (a, c) et de 0 à 2000 m (b, d) pour le mois de novembre 2006 ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) calculé avec le modèle OFAM3 au $1/10^\circ$ (a,b) et ORCA12 au $1/12^\circ$ (c,d). L'orientation des vitesses est indiquée par les flèches bleues.

III.4 Etude du Flux Entrant en mer des Salomon

Après leur passage en mer de Corail, les eaux issues du gyre subtropical empruntent les courants de bord ouest pour se diriger vers l'équateur ou vers le pôle. La part de ces eaux se dirigeant vers l'équateur transite par la mer des Salomon et participe à l'alimentation du Sous-Courant Equatorial (Equatorial UnderCurrent, EUC). En mer des Salomon, le sous-courant côtier de Nouvelle-Guinée (NGCU, *New Guinea Coastal Undercurrent*) constitue le principal courant de bord ouest et longe les côtes nord de la Papouasie Nouvelle Guinée (PNG). Alimenté par le sud, il rejoint la bande équatoriale au travers de trois détroits (situés au nord, Figure I.13).

A partir d'observations, [Tsuchiya et al. \(1989\)](#) et [Butt & Lindstrom \(1994\)](#) ont montré que l'EUC était principalement alimenté par le Pacifique sud et notamment la mer des Salomon. Des simulations numériques intégrant des traceurs ont ensuite confirmé l'impact des courants de bord ouest de basse latitude du Pacifique sud sur la langue d'eau froide équatoriale ([Blanke & Raynaud, 1997](#); [Izumo et al., 2002](#); [Fukumori et al., 2004](#); [Grenier et al., 2011](#)). Les variations de transports de masse et de chaleur des eaux arrivant des subtropiques seraient à même de jouer un rôle dans la modulation des caractéristiques d'eau de surface à l'équateur et ainsi d'impacter sur le phénomène ENSO à basse fréquence.

De récents travaux ont permis de révéler les détails de la dynamique de la mer des Salomon basés sur des simulations numériques ([Melet et al., 2010a, 2011](#)) ou à partir d'observations ([Cravatte et al., 2011](#); [Hristova & Kessler, 2012](#)). Néanmoins, ces travaux se concentrent sur les eaux de thermocline (~300-400 m) et n'apportent que très peu d'éléments sur les structures verticales et l'alimentation du NGCU. Pour cela, nous utilisons une campagne océanographique ayant échantillonné l'entrée en mer des Salomon à haute résolution pour déterminer les principales caractéristiques du NGCU à la pointe de la PNG et la répartition des masses d'eau. De plus, nous estimons les transports océaniques intégrés entrant en mer des Salomon.

III.4.1 Inversion des données de la campagne FLUSEC-01

La campagne océanographique FLUSEC-01 (dans la suite FLUSEC) a été effectuée du 12 au 30 août 2007 ([Maes et al., 2008](#)). Durant cette campagne, 47 profils CTD-O₂ ont principalement échantillonné les abords de la mer de Corail de la surface à 2000 m de profondeur en se concentrant sur l'entrée de la mer des Salomon (Fig. III.16).

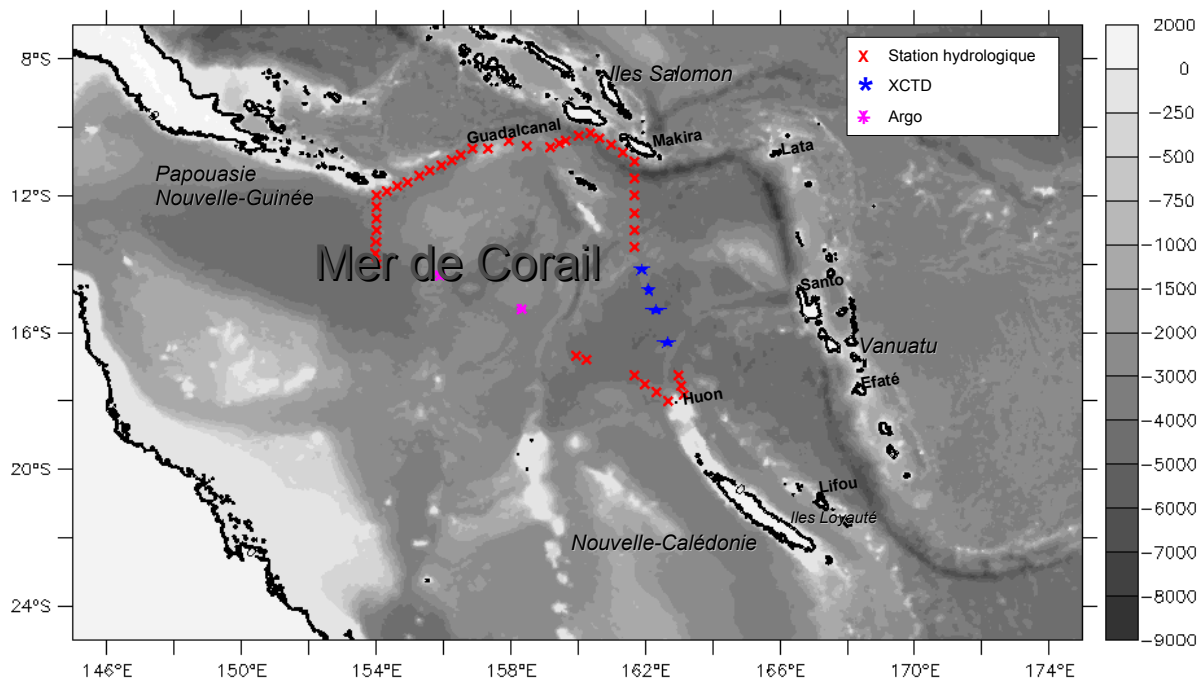


Figure III.16: Positions des profils CTD (×), des profils XCTD (★) et des profils ARGO (∗) utilisés dans l'inversion. La bathymétrie est indiquée par l'échelle de couleur (en *m*).

III.4.2 Résumé de l'article: *Oceanic transports through the Solomon Sea: the bend of the New Guinea Coastal Undercurrent (Article inséré en Annexe 2)*

A partir de la campagne océanographique FLUSEC à laquelle nous avons appliqué un « modèle inverse en boîte », nous décrivons les principales veines en entrée de la mer des Salomon, et plus particulièrement le fort contournement du sous-courant côtier de Nouvelle-Guinée (NGCU, *New Guinea Coastal Undercurrent*) au sud-est de la PNG. Nous nous concentrons sur la circulation océanique au dessus de 1300 m (correspondant à la profondeur maximale du NGCU) en fournissant une estimation du transport de masse de 30 ± 5 Sv et du transport de chaleur (enthalpie) de 1.0 ± 0.3 PW. Les estimations de courants L-ADCP sont utilisées pour fournir les vitesses de référence a priori.

Sur les 30 ± 4 Sv des eaux subtropicales entrant en mer de Corail, 29 ± 5 Sv entrent en mer des Salomon dont une part importante à travers le Courant du Golfe de Papouasie (GPC, *Gulf of Papua Current*). Le GPC alimente en quasi totalité le NGCU qui se dirige vers l'équateur. Sous le NGCU, un contre-courant profond (~ 1500 m) transporte 3 ± 2 Sv. Dans la partie sud-est des îles Salomon, 8 Sv d'eau venant de l'est, ayant des concentrations en oxygène très faibles, alimentent la mer de Corail à travers le détroit de l'Indispensable. Le NVJ (22

Sv) contribue à un apport direct en mer des Salomon. Un flux vers le sud de 10 Sv suggère la présence de recirculations importantes. Les vitesses L-ADCP qui ont été utilisées pour référencer la géostrophie montrent d'ailleurs une très bonne concordance avec les structures issues de la géostrophie.

Dans le NGCU, les eaux de thermocline correspondent à un mélange entre les eaux du NCJ et du NVJ alors que les eaux intermédiaires semblent essentiellement provenir du NCJ. En dehors du NGCU, les paramètres démontrent une contribution majeure du NVJ et d'une veine dirigée vers le sud. Le détroit de l'Indispensable amène des eaux extrêmement peu oxygénées. Notre analyse montre que tout le flux entrant en mer des Salomon n'est pas seulement amené par le courant de bord ouest; il existe un apport direct (7 Sv) de la mer de Corail vers la mer des Salomon mais qui semble être « compensé » par un transport dirigé vers le sud. La situation synoptique échantillonnée lors de la campagne FLUSEC privilégie une contribution majeure du NGCU.

A travers ces transports océaniques importants, nous montrons que le gyre subtropical sud est à même de participer activement au système équatorial par l'intermédiaire des courants de bord ouest puissants. Pour comprendre l'impact de la variabilité de ces transports océaniques, de récentes mesures de planeurs sous-marins suggèrent que notre estimation du transport de masse (30 Sv) serait supérieure à la moyenne (~ 20 Sv) et correspondrait à des conditions de forts transports.

III.4.2.1 Compléments I : Paramétrage de l'inversion

Données supplémentaires Pour des raisons techniques/météorologiques (Maes *et al.*, 2008), la résolution des stations n'est pas identique sur tout le tracé de la campagne. Entre les îles Salomon (Makira) et la Nouvelle-Calédonie (Huon), des tirs de sondes XCTDs (voir chap. II) ont été effectués apportant des profils de température et de salinité (T/S) de la surface à 1100 m de profondeur. Sous 1100 m, les valeurs T/S ont été interpolées horizontalement. En l'absence de données d'oxygène à la position des profils XCTD, les valeurs ont été interpolées horizontalement le long des surfaces isopycnes au-dessus de 1100 m. Entre la Papouasie Nouvelle-Guinée (PNG) et la NC, la résolution est très basse. Aucune donnée supplémentaire n'a pu être récoltée durant la campagne. Nous avons donc inséré deux profils T/S issus de deux flotteurs ARGO (WMO id5901610/0-2000 m, WMO id5900916/0-1500 m). De manière identique, les valeurs d'oxygène en ces points correspondent à des interpolations le long des surfaces isopycnes.

Transport d'Ekman Les transports d'Ekman a priori (Table. III.5) ont été estimés par les champs de vents NOAA (voir sections III.3.1, III.3.2). Comme vu dans les inversions des SECALIS, les incertitudes a priori correspondent à 30-50% de la valeur (Ganachaud, 2003), avec un minimum de 1 Sv.

	Août	Campagne
NC-PNG	-3.4 ± 2.0 Sv	-2.7 ± 1.7 Sv
PNG-SAL	2.5 ± 1.6 Sv	1.9 ± 1.7 Sv
NC-SAL	-1.5 ± 1.1 Sv	-1.1 ± 1.0 Sv

Table III.5: Estimation du transport d'Ekman par section issu des champs de vent Quikscat (NOAA blend)

Vitesses de référence a priori / vitesses L-ADCP La méthode consiste à une comparaison des profils L-ADCP/géostrophie sur la couche 1000-2000 m, couche déterminée afin d'estimer la vitesse « barotrope » (Beal & Bryden, 1997; Casal *et al.*, 2009; Gasparin *et al.*, 2011). A l'aide d'une interpolation horizontale des vitesses L-ADCP, un profil est déduit à la position du profil géostrophique (entre 2 stations). Cette interpolation linéaire reste adéquate si l'espacement des stations n'est pas trop important et si la direction du flux n'est pas trop éloignée de celle estimée par la géostrophie.

La figure III.17 montre la concordance des profils géostrophiques et des profils L-ADCP interpolés (moyennés). Des phénomènes agéostrophiques liés notamment à l'influence d'Ekman, des tourbillons de méso-échelles et des ondes internes sont principalement responsables de la différence observée dans les couches de surface (0-200 m).

Trois cas généraux sont identifiés (Figure III.18) :

Cas1: Il n'existe pas de cohérence entre les profils en raison d'un problème au niveau du L-ADCP ou de phénomènes agéostrophiques trop importants.

Cas2: On observe une bonne cohérence en profondeur, et au niveau de la structure générale mais sur (ou sous) estimation de la géostrophie en lien très probable avec la présence d'une onde interne au moment de la mesure.

Cas3: Les profils concordent de façon satisfaisante sur l'ensemble de la colonne d'eau.

Hormis la présence suspectée d'ondes internes, la concordance des cisaillements entre les 2 estimations de courants est très satisfaisante au niveau des principaux courants de bord ouest autour de la pointe de la PNG. Ceci nous donne une bonne confiance en l'ajustement de la

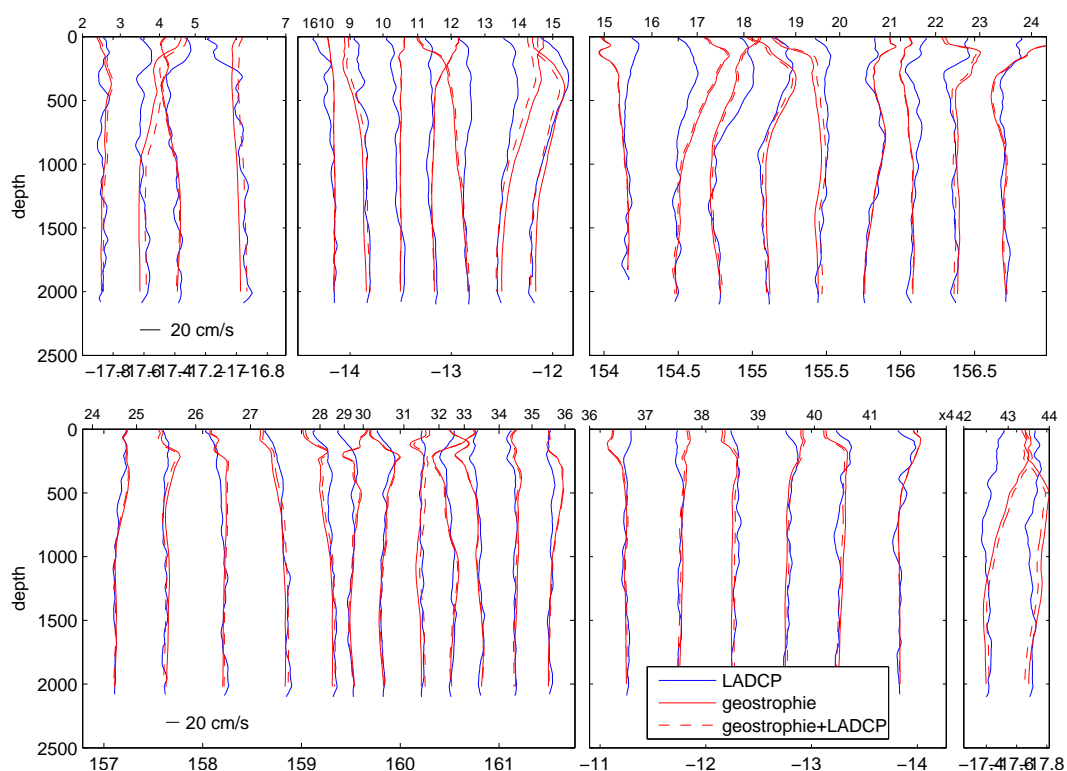


Figure III.17: Profils des vitesses L-ADCP interpolées (composantes parallèles à la géostrophie), vitesses géostrophiques et vitesses géostrophiques ajustées en utilisant la différence de la moyenne sur la couche 1000-2000m.

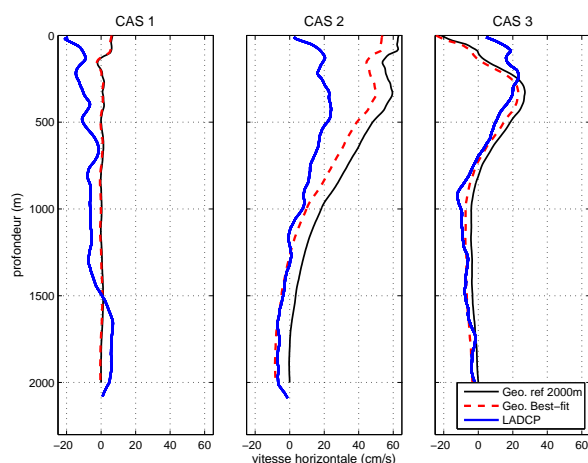


Figure III.18: Différents cas d'ajustements de la géostrophie avec le L-ADCP. CAS1: Ajustement impossible, CAS2: Ajustement avec présence de phénomènes agéostrophiques sur la couche 0-1000m, CAS3: Ajustement avec présence de phénomènes agéostrophiques restreints sur la couche de surface (0-200 m).

géostrophie. En revanche, au niveau du NCJ, la comparaison des profils n'est pas suffisante pour ajuster à l'aide des L-ADCP. Sur les 48 paires de stations, 28 possèdent une vitesse de référence estimée par la comparaison avec les L-ADCPs. Sur les 20 paires restantes non-référencées, seules les vitesses des stations autour du Nord du récif d'Entrecasteaux initialisées à 0 cm.s^{-1} sont suspectées comme étant importantes en raison de la présence du profond NCJ. L'incertitude a priori a donc été apposée à $\pm 10 \text{ cm.s}^{-1}$.

Pour évaluer la concordance des profils L-ADCP et géostrophique, nous avons calculé l'écart-type de la différence sur la couche 1000-2000 m (Beal & Bryden, 1997; Gasparin *et al.*, 2011). Un écart-type supérieure à 4 cm.s^{-1} sur la vitesse « barotrope » représente un critère de non-concordance entre les profils, rejetant l'ajustement. Ces ajustements sont primordiaux au niveau des courants de bord ouest possédant des vitesses significatives en profondeur. Étant donné l'incertitude des vitesses L-ADCP ($\sim 2 \text{ cm.s}^{-1}$), l'incertitude sur la vitesse moyenne en dehors des courants de bord ouest a été établit à $\pm 2 \text{ cm.s}^{-1}$ (Visbeck, 2002), tandis qu'au sein des courants de bord ouest, l'incertitude a été mise à $\pm 5 \text{ cm.s}^{-1}$.

Contrainte supplémentaire En raison du faible nombre de stations entre la PNG et la NC, une contrainte a du être ajoutée pour éviter des ajustements incohérents. De légers changements sur la vitesse de référence peut entraîner de fortes variations dans les transports de masse au niveau des paires de stations très espacées. Pour cela, une contrainte sur le transport de masse entre la Nouvelle-Calédonie et la PNG a été ajoutée (Figure III.19). Cette estimation a été reformulée en 3 composantes :

$$T_{S2-S15} = T_{Brisbane-NC} - T_{GP} - T_{cte-PNG} \quad (\text{III.1})$$

où T_{S2-S15} représente le transport entre les stations S2 (NC) et S15 (PNG) (là où s'appliquera la contrainte), $T_{Brisbane-NC}$ est le transport entre l'Australie et la NC; T_{GP} est le transport au niveau du détroit du Grand Passage et $T_{cte-PNG}$ est le transport longeant la côte de la PNG n'ayant pas été échantillonné.

Compte tenu de la topographie du Grand Passage qui n'est pas toujours suffisamment résolue par les modèles numériques (Bordoï, 2012), nous avons déduit l'estimation du transport de masse entre la Nouvelle-Calédonie et la PNG à l'aide du transport zonal Australie-Nouvelle Calédonie à 22°S ($T_{Brisbane-NC}$) à partir de la réanalyse BRAN2.2 (Schiller *et al.* (2008)) et du système global opérationnel de MERCATOR (PSY3) (Larnicol *et al.*, 2006) pour le mois d'Août 2007. Les deux simulations fournissent une estimation à $-10 \pm 5 \text{ Sv}$ (moyenne des

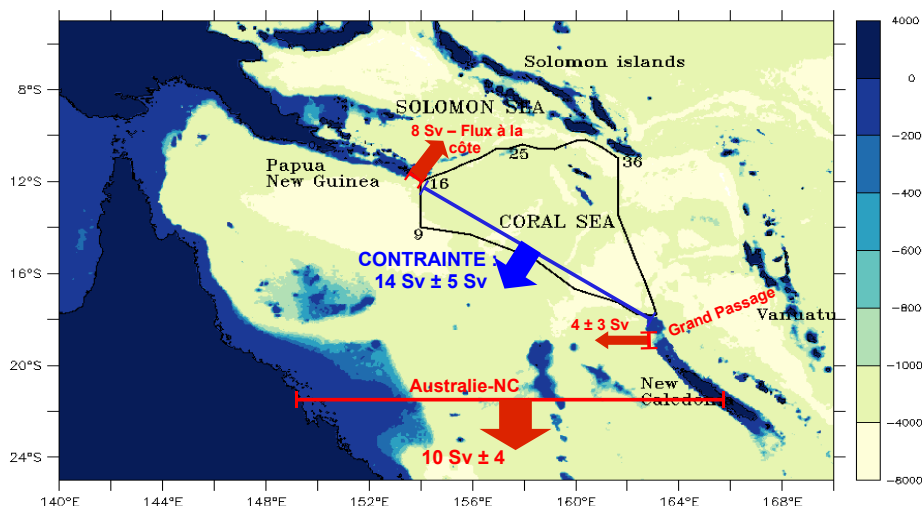


Figure III.19: Carte avec les différents flux pris en compte dans le choix de la contrainte sur la section NC-PNG.

champs journaliers et écart-type).

Le transport moyen dans le Grand Passage (T_{GP}) est estimé à 3 ± 3 Sv vers l'ouest (Gourdeau *et al.*, 2008; Ganachaud *et al.*, 2008a; Bordoï, 2012)).

A la pointe de la PNG, les courants de surface autour de l'archipel des Louisiades mesurés par les S-ADCP montrent de fortes vitesses, suggérant un GPC très collé à la côte et un échantillonnage trop éloigné pour tenir compte de l'ensemble du flux (Figure III.20a). Afin de considérer la totalité du flux, nous avons estimé ce flux non-mesuré en extrapolant les mesures L-ADCP de la station 15 (Figure III.20b). Le flux collé à la côte non-échantillonné a été estimé à 8 Sv ($T_{cte-PNG}$ dans l'équation III.1).

Cette forte estimation d'un flux non-échantillonné (car collé à la côte) suggère que le GPC est extrêmement collé à la côte de la PNG. Nous sommes conscients de la forte estimation de ce flux qui met en évidence la proximité du courant et de la côte. Cette estimation suggère pour les futures échantillonnages de s'approcher au plus près des côtes afin d'échantillonner des apports importants le long du talus continental.

La contrainte sur le transport de masse a donc été déterminée à -14 ± 5 Sv, étant donné les incertitudes liées au transport issu des modèles et liées à notre connaissance limitée de la dynamique du Grand Passage.

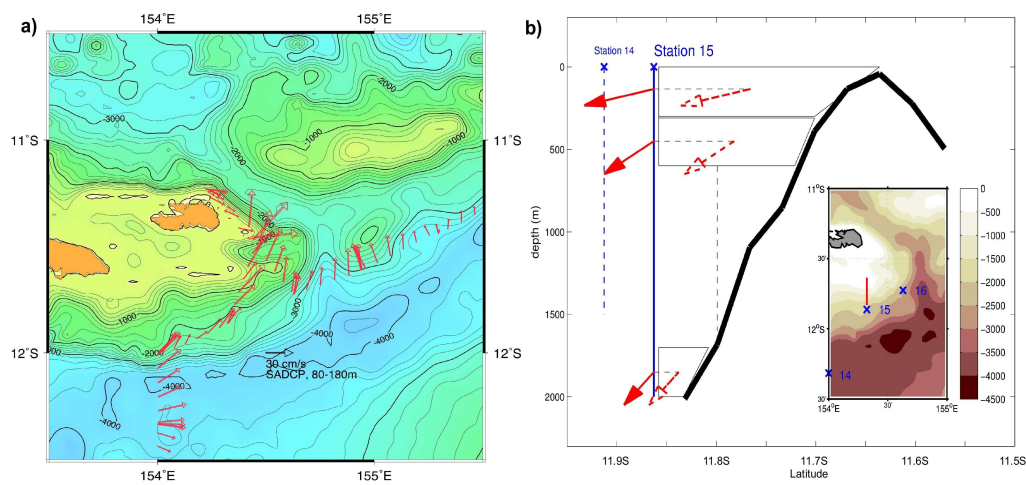


Figure III.20: a) Courants S-ADCP (80-180 m) à la pointe de la PNG (Campagne FLUSEC-01). b) Schéma montrant l'extrapolation des estimations L-ADCP de la station 15 vers la côte (trait noir); en trait plein rouge, les vitesses L-ADCP à la station 15; en pointillé rouge, les vitesses extrapolées. Le transport est calculé en considérant le flux passant à travers les trapèzes. La topographie est la version 11.1 au $1/60^\circ$ de [Smith & Sandwell \(1997\)](#)

Compléments II : Simulations numériques Les modèles numériques ORCA12 et OFAM3 fournissent des estimations de la circulation océanique pour le mois d'août 2007. Les deux modèles mettent en évidence la présence de forts courants contre l'archipel du Vanuatu, la Nouvelle Calédonie, les îles Salomon et la PNG. Près de la PNG, le NGCU domine la circulation en entrée de la mer des Salomon. Notons également la présence d'un flux important à travers le détroit de l'Indispensable (162°E , 10°S) qui alimente la mer de Corail puis la mer des Salomon.

Une alimentation directe de la mer de Corail vers la mer des Salomon (sans passer par l'intermédiaire du NGCU) s'observe sur les deux simulations dans la partie nord de la mer de Corail, privilégiant l'apport issu de l'Indispensable.

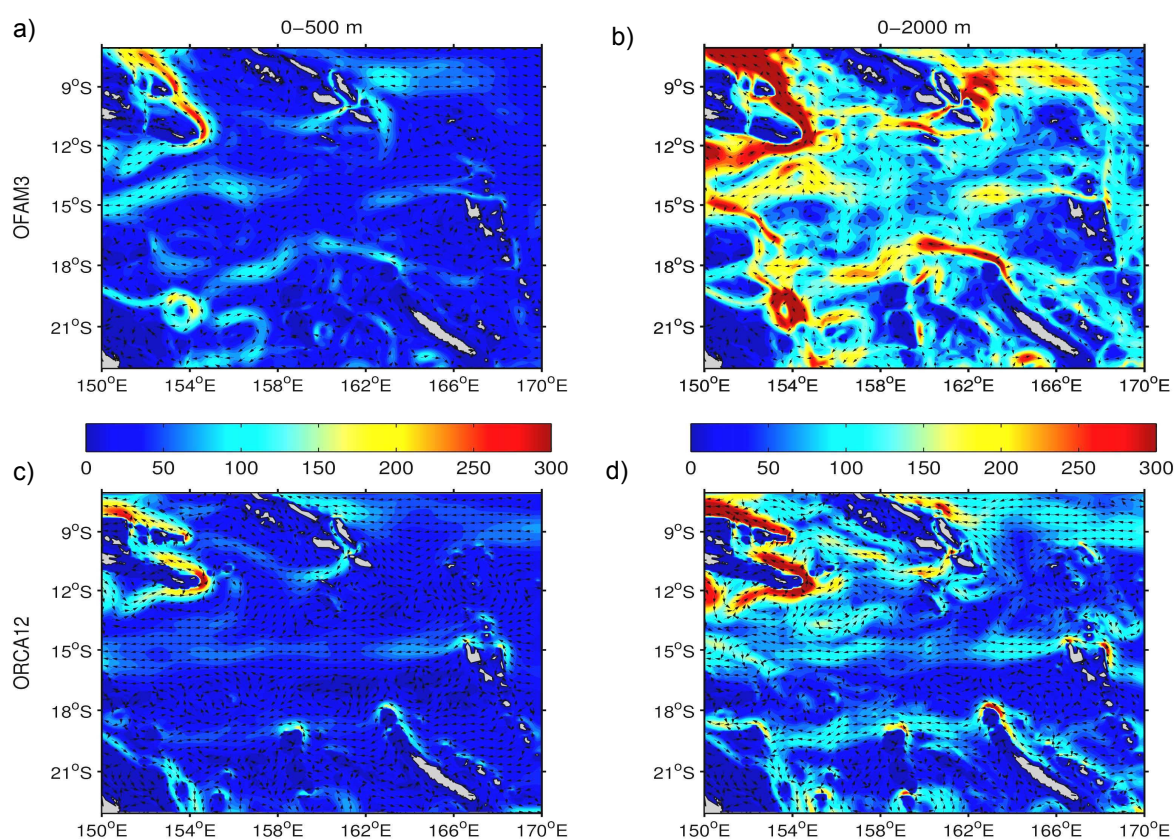


Figure III.21: Transport intégré de 0 à 500 m (a, c) et de 0 à 2000 m (b, d) pour le mois de août 2007 ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) calculé avec le modèle OFAM3 au $1/10^{\circ}$ (a,b) et ORCA12 au $1/12^{\circ}$ (c,d). L'orientation des vitesses est indiquée par les flèches noires.

Les deux simulations s'accordent sur le fait que le NCJ et le NVJ se dirigent vers l'ouest dans le Golfe du Papouasie puis alimente la mer de Corail par le NGCU. Une alimentation directe par la mer de Corail est principalement effectuée par un flux au nord de la mer de Corail et notamment par le détroit de l'Indispensable. Outre ces structures cohérentes sur les deux simulations, on observe des recirculations en accord avec les résultats de l'inversion géostrophique illustrée dans l'article [Gasparin *et al.* \(2012\)](#).

III.5 Résumé de la circulation & Discussion

La mer de Corail est principalement alimentée par le SEC, issu du gyre subtropical et passant entre la Nouvelle Calédonie et les îles Salomon. Caractérisée par la présence de deux jets zonaux suivant la topographie des îles, la mer de Corail possède deux contributions spécifiques.

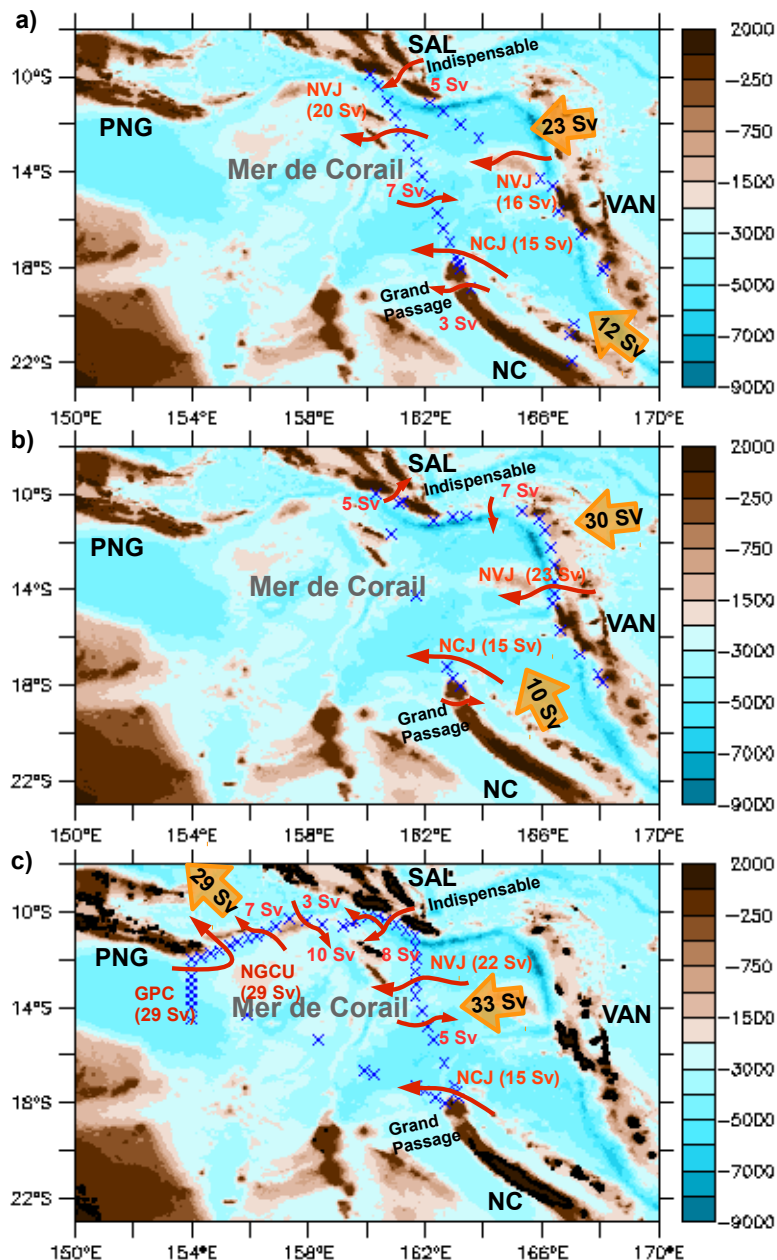


Figure III.22: Schémas de circulation issues des trois campagnes a) SECALIS-3 (juil. 2005); b) SECALIS-4 (nov. 2006); c) FLUSEC (août 2007). Les flèches rouges indiquent les principaux transports (en Sv). Les flèches oranges représentent les flux entre les îles (PNG, NC, SAL, VAN) (transport d'Ekman inclus). PNG = Papouasie Nouvelle-Guinée; NC = Nouvelle-Calédonie; SAL = Iles Salomon; VAN = Vanuatu. NCJ = *New Caledonian Jet*; NVJ = *New Vanuatu Jet*; GPC = *Gulf of Papua Current*; NGCU = *New Guinea Coastal Undercurrent*

Dans la partie sud (23°S - 16°S), le SEC, à la rencontre de l'archipel de la Nouvelle Calédonie, crée un courant de bord ouest important qui longe les côtes de NC pour alimenter le NCJ. Ce courant de bord ouest, nommé Courant Est Calédonien (ECC, *East Caledonian Current*), a été décrit en détails dans cette thèse pour la première fois. Son extension horizontale est d'environ 100 km et sa structure verticale s'étend de la surface à plus de 1000 m de profondeur. Avec un transport de 13.5 ± 4 Sv, il alimente principalement le NCJ et contribue de manière conséquente au transport entrant en mer de Corail, ce dernier étant estimé à ~ 30 Sv (Gourdeau *et al.*, 2008). Il est observé sur les sept campagnes océanographiques utilisées, ce qui suggère une présence permanente. La variabilité observée tient cependant à une dynamique du gyre subtropical (Morris *et al.*, 1996). Avec des caractéristiques quasi-identiques à l'ECC, le NCJ est le jet zonal survenant au nord de la NC caractérisé par une extension verticale atteignant plus de 1000 m et une extension horizontale plutôt faible (100 km). Ce jet fin et profond est observé sur les trois campagnes effectuées au nord de la NC. Avec un noyau en subsurface entre 300-500 m, il transporte environ 15 Sv et contribue à une alimentation d'eau relativement moins salée tant au niveau du maximum de salinité de subsurface (~ 35.6) qu'au niveau des eaux intermédiaires vers 600 m (~ 34.4). Alimenté par l'ECC, il possède des caractéristiques similaires. Lors des 3 campagnes, le NCJ est relativement constant.

Plus au nord, le NVJ est situé au nord-ouest de l'archipel du Vanuatu (île de Santo) et possède des caractéristiques différentes de celles du NCJ. Il est plus large (~ 300 km) et moins profond (~ 500 m). Il résulte de la combinaison de deux jets formés à l'extrémité nord du Vanuatu. Directement au nord de Santo, un jet fin et relativement profond (~ 800 m) se joint à un jet de surface et de subsurface plus large et étendu vers le nord. Son transport est de 20 Sv et apporte des eaux très salées (~ 35.9) et peu oxygénées ($\sim 140 \mu\text{mol.l}^{-1}$) au niveau du maximum de salinité. En entrée de mer de Corail, le flux total est proche de 30 Sv (Figure III.22). En juillet 2005, un flux entrant de 12 Sv entre la NC et le Vanuatu est similaire à celui estimé en novembre 2006 (10 Sv). Au nord du Vanuatu, le flux est plus faible lors de SECALIS-3, estimé à 21 Sv, il est reparti entre le chenal Salomon-Vanuatu (16 Sv) et le détroit de l'Indispensable (5 Sv). Ces eaux dirigées vers l'ouest participent à l'alimentation de la mer des Salomon (Gourdeau *et al.*, 2008).

Au nord-ouest de la mer de Corail (golfe de Papouasie), le GPC longe les côtes sud de PNG. Ce courant est principalement alimenté par les eaux décrites précédemment. Avec un transport de 30 Sv, il contourne la PNG pour alimenter le NGCU (Qu & Lindstrom, 2002). Lors de la campagne FLUSEC, il semble que le GPC était le principal contributeur du NGCU, estimé aussi à 30 Sv. A l'est du NGCU, le flux se partage en une contribution directe de la mer de Corail de 7 Sv et un flux vers le sud de 10 Sv qui peut être le signe d'une recirculation.

De plus, les trois campagnes montrent que des apports importants dans deux détroits (le *Grand Passage* à 163°E-19°S et l'*Indispensable* à 161°E-10°S) contribuent de manière non-négligeable à l'apport des eaux en mer de Corail (jusqu'à 5 Sv). Ces zones à bathymétrie complexe sont fortement influencées par la marée barotrope (Bordoï, 2012).

La circulation océanique de la mer de Corail est déduite de l'inversion géostrophique qui fournit des estimations de transport de masse et leurs incertitudes associées. Ces incertitudes sont fonction des erreurs a priori sur les vitesses de référence, de la conservation des couches et de contraintes supplémentaires (Wunsch, 1996). Cette incertitude sur les transports géostrophiques est fortement liée à la présence d'ondes internes. Près de forts reliefs topographiques, la marée barotrope génère des ondes faisant osciller les surfaces isopycnes. Or, le calcul géostrophique est basé sur la densité; les modifications de profondeur des isopycnes peuvent avoir un impact important sur le transport estimé sur une paire de stations. À partir d'une série de profils, et de stations répétées ou proches, nous estimons cette incertitude sur le transport à ± 5 Sv (voir Annexe 3).

La circulation est également modulée par la variabilité saisonnière. Cette variabilité résulte dans le Pacifique sud-ouest de plusieurs processus dynamiques faisant intervenir la dynamique équatoriale, les ondes de Rossby générées par les vents à l'échelle du bassin ou encore le pompage d'Ekman issu du vent local (Morris *et al.*, 1996; Roemmich & Cornuelle, 1990; Chen & Qiu, 2004; Kessler & Gourdeau, 2007; Melet *et al.*, 2010a). Le cycle annuel du SEC au niveau de la bande 162°-165°E, 10°-20°S décrit des anomalies positives (vers l'est) traduisant un ralentissement du SEC pendant l'automne austral (Avril-Mai-Juin) et une accélération en fin d'année lors de l'hiver et printemps austral (Septembre-Octobre-Novembre) (Kessler & Gourdeau, 2007). Les trois campagnes se sont déroulées la seconde partie de l'année durant l'hiver et le printemps austral, suggérant que nos estimations représentent des valeurs fortes par rapport au cycle annuel. De plus, ces estimations ont été effectuées à des années différentes. Dans le Pacifique sud-ouest, la variabilité interannuelle se traduit également par une modulation de l'intensification du SEC (Melet *et al.*, 2010b; Davis *et al.*, 2012; Kessler & Cravatte, 2013). Ceci fait l'objet du Chapitre V.1.

Dans la suite de cette thèse, nous nous concentrons sur l'étude des masses d'eau afin de mettre en relation ces schémas dynamiques avec les propriétés de masses d'eau. Nous établirons un lien entre une quantification de la répartition des masses d'eau avec les situations dynamiques.

ETUDE DES MASSES D'EAU

Sommaire

IV.1 Etude des Masses d'Eau en mer de Corail	84
IV.1.1 Introduction	84
IV.1.2 Descriptif des masses d'eau et Rappel du formalisme	85
IV.1.3 Analyse des Eaux Intermédiaires	90
IV.1.4 Analyse des Eaux de Thermocline	96
IV.1.5 Conclusion & Discussion	104

IV.1 Etude des Masses d'Eau en mer de Corail

IV.1.1 Introduction

Dans la partie précédente, nous avons vu de manière succincte que la distribution des propriétés de masses d'eau était cohérente avec la circulation océanique. Les jets sont caractérisés par des propriétés de masses d'eau qui permettent de les identifier. De plus, nous avons vu que la concentration en oxygène constituait un paramètre important pour caractériser les masses d'eau. Cette propriété permet de distinguer de manière nette, les eaux « du nord » (peu oxygénées) des eaux « du sud » (bien oxygénées) relativement au front à 16°S (Wyrcki, 1962c; Tomczak & Hao, 1989; Sokolov & Rintoul, 2000)

Nos analyses précédentes concernant les propriétés des masses d'eau demeurent qualitatives. Nous avons examiné la dynamique des jets des courants de bord ouest et les avons caractérisés par leurs propriétés de masses d'eau. Dans ce chapitre, nous changeons de point de vue; nous nous plaçons du côté des masses d'eau et regardons comment les schémas de circulation et de mélange se complètent avec la vision des courants. En utilisant une analyse Multi-Paramétrique Optimale (OMP, *Optimal Multi-Parametric*) appliquée à des campagnes océanographiques effectuées en mer de Corail, nous déterminons les principaux trajets des masses d'eau et estimons leur mélange et leur répartition.

Dans un premier temps, nous rappelons les principales caractéristiques des masses d'eau de la littérature en distinguant les eaux de surface, les eaux de thermocline, les eaux intermédiaires et les eaux profondes. Nous indiquons également les caractéristiques principales permettant d'identifier chacune des masses d'eau que nous utilisons dans notre analyse.

Dans un second temps, nous étudions les eaux de thermocline, en distinguant les eaux de thermocline supérieure et inférieure, ainsi que les eaux intermédiaires. L'objectif principal de cette analyse OMP sera de détailler la circulation des principales masses d'eau. Nous débuterons les analyses en étudiant les masses d'eau en entrée de la mer de Corail, entre la Nouvelle Calédonie et les îles Salomon, puis en entrée de la mer des Salomon, entre la PNG et les îles Salomon. A partir de ces résultats, nous identifierons les schémas de circulation en amont de l'entrée en mer de Corail, au nord et au sud du Vanuatu, afin de décrire la répartition des eaux avant leur passage entre la NC et les îles Salomon. Enfin, nous étudierons, à l'aide de deux sections au sud de la PNG, la répartition des masses d'eau lors de l'alimentation de la mer des Salomon.

Nous terminerons cette analyse en montrant que la circulation des masses d'eau permet de compléter la vision dynamique établit avec la description des courants du chapitre III.

IV.1.2 Descriptif des masses d'eau et Rappel du formalisme

IV.1.2.1 Masses d'eau

Les principales masses d'eau du Pacifique sud-ouest sont largement décrites dans la littérature (Wyrski, 1962c; Tomczak & Godfrey, 1994; Reid, 1997; Sokolov & Rintoul, 2000; Fieux, 2010). Cependant, leur définition diffère d'une étude à l'autre ce qui complique grandement les comparaisons. Dans cette étude, nous nous concentrons sur les eaux de thermocline et les eaux intermédiaires. Nous établissons une brève synthèse rappelant leurs principales caractéristiques, c'est à dire les gammes de variations et leur origine.

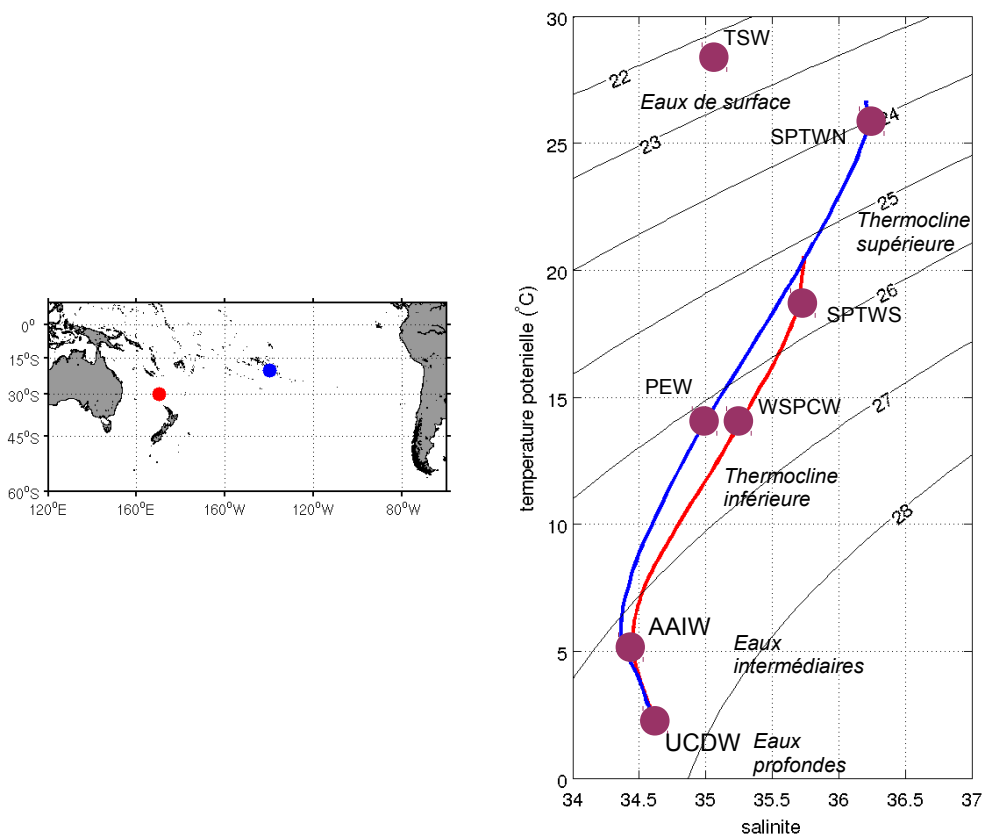


Figure IV.1: Diagramme θ -S de deux stations situées dans le Pacifique sud-ouest correspondant aux différentes masses d'eau de l'étude. SPTWS = South Pacific Tropical Water-South, SPTWN = South Pacific Tropical Water-North, WSPCW = Western South Pacific Central Water, PEW = Pacific Equatorial Water, AAIW = Antarctic Intermediate Water, UCDW = Upper Circumpolar Deep Water (données CARS, Ridgway & Dunn, 2003).

Eaux de surface Au nord de 22°S , une fine couche de surface dite *Tropical Surface Water* (TSW) provient du Pacifique ouest équatorial et est associée aux fortes précipitations de la zone de convergence du Pacifique sud (SPCZ) (Donguy, 1994; Donguy & Hénin, 1977; Sokolov & Rintoul, 2000). Sa température est généralement supérieure à 25°C et sa salinité autour de 35.

Les fortes précipitations forment une halocline peu profonde, et est ainsi mise en évidence par la présence d'une couche barrière (couche d'isohaline moins profonde que la couche isothermale) (Lindstrom *et al.*, 1987; Lukas & Lindstrom, 1991). Les caractéristiques de cette eau sont fortement influencées par les conditions atmosphériques locales notamment liées à la variabilité annuelle et interannuelle de la zone de convergence du Pacifique Sud (Donguy, 1994).

Même si cette fine couche de surface ne constitue pas l'objectif principal de cette étude des masses d'eau, elle participe au mélange des eaux de subsurface d'où sa prise en compte dans les inversions qui suivront.

Eaux de Thermocline Les eaux du Pacifique sud-ouest sont caractérisées par la présence d'un maximum de salinité de subsurface (~ 200 m) constituant la partie supérieure des eaux de la thermocline. Deux maxima de subsurface ayant des caractéristiques différentes sont originaires de deux zones de maximum de salinité de surface (Figure IV.1) (Donguy & Hénin, 1977). Ces eaux tropicales sont nommées SPTW (*South Pacific Tropical Water*) (Qu & Lindstrom, 2002; Fieux, 2010). Sous ces eaux, les eaux de thermocline inférieures sont composées par les eaux équatoriales dans la partie nord du Pacifique sud-ouest et par les eaux centrales dans la partie sud (Figure IV.2).

Dans le Pacifique central près des îles de la Polynésie Française (20°S , 150°E), un maximum de salinité de surface ($S > 36$) s'enfonce par convection sous des eaux plus légères sous l'effet des fortes précipitations de la SPCZ (Donguy & Hénin, 1977; Donguy, 1994). Transportée par le SEC au nord de l'archipel du Vanuatu ($\sim 15^{\circ}\text{S}$), cette eau de thermocline est isolée de l'atmosphère et subit des processus de reminéralisation en lien avec la biologie (Stramma *et al.*, 2008). Ces mécanismes entraînent une diminution de sa concentration en oxygène en faisant une de ses principales caractéristiques (Tomczak & Hao, 1989; Sokolov & Rintoul, 2000). Centrée sur la densité 24.5 kg.m^{-3} , cette masse d'eau est chaude ($20^{\circ}\text{C} < T < 25^{\circ}\text{C}$), salée (maximum > 35.8) et peu oxygénée ($< 160 \mu\text{mol.l}^{-1}$) (Wyrтки, 1962c; Sokolov & Rintoul, 2000; Qu & Lindstrom, 2002). Cette masse d'eau sera nommée *SPTW-Nord* (SPTWN).

La partie inférieure de ces eaux est formée d'un mélange entre les eaux centrales du Pacifique sud-ouest et sud-est (Figure IV.2) (Tomczak & Godfrey, 1994), elle se nomme *Pacific Equatorial Water* (PEW).

Plus au sud, entre la Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle-Zélande, un second maximum de salinité de surface subducte au niveau de la convergence subtropicale en direction du nord sous l'effet du pompage d'Ekman (Donguy & Hénin, 1977; Sokolov & Rintoul, 2000). Avec une salinité plus faible (~ 35.6), ce maximum de salinité de subsurface constitue la partie supérieure

de la *Western South Pacific Central Water* (WSPCW), l'eau centrale du Pacifique sud-ouest (Tomczak & Hao, 1989). Cette eau tropicale est nommée SPTW-South (*South Pacific Tropical Water-South*, SPTWS) (Figure IV.1). Par la recirculation de l'*East Australian Current* (EAC) qui longe les côtes australiennes en direction du sud, cette masse d'eau est amenée au niveau de la zone de convergence subtropicale à 30°S (Sokolov & Rintoul, 2000). Les eaux remontent en surface en hiver au nord de la mer de Tasmanie où elles acquièrent leurs caractéristiques puis replongent au niveau de la convergence subtropicale. Centrée à la densité $\sigma=25.4$, cette masse d'eau possède une température entre 16° et 22°C, une salinité entre 35.5 et 35.7, et une forte concentration en oxygène ($> 180 \mu\text{mol.l}^{-1}$) (Wyrtki, 1962c; Sokolov & Rintoul, 2000).

Dans le sud du Pacifique sud-ouest, la partie inférieure de la thermocline a subducté au sud de la convergence subtropicale entre la Tasmanie et la Nouvelle-Zélande. Elle correspond aux eaux de thermocline inférieure les plus salées (Figure IV.1); elle est appelée *Western South Pacific Central Water* (WSPCW).

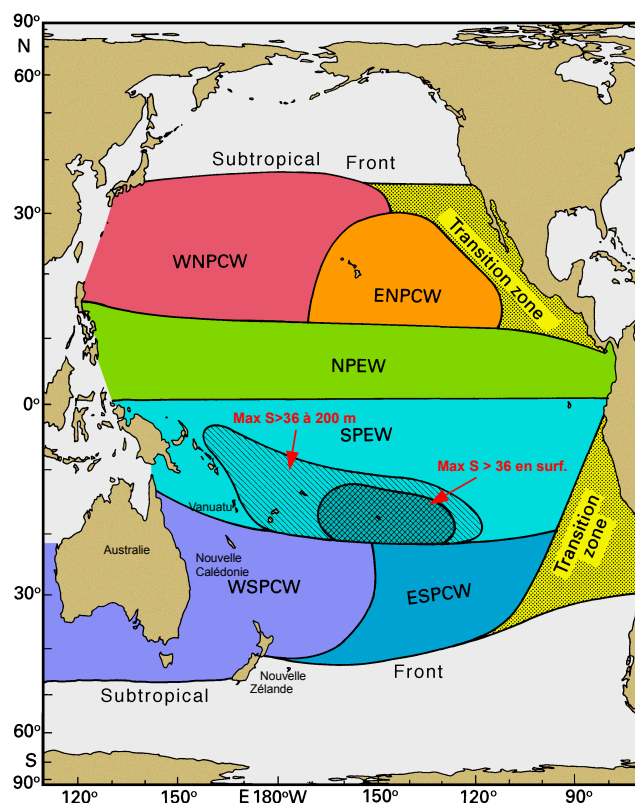


Figure IV.2: Répartition des différentes masses d'eau de thermocline dans l'Océan Pacifique. Les zones jaunes représentent les zones de transition avec l'eau subarctique et subantarctique. WNPCW = Western North Pacific Central Water, ENPCW = Eastern North Pacific Central Water, NPEW = North Pacific Equatorial Water, SPEW = South Pacific Equatorial Water, WSPCW = Western South Pacific Central Water, ESPCW = Eastern South Pacific Central Water, (extrait de Tomczak & Godfrey, 1994).

Sur la figure IV.2 représentant les eaux de thermocline, le Pacifique sud-ouest est divisé entre les eaux de la PEW entre 20°S et l'équateur, tandis que les eaux de la WSPCW se situent au sud. Dans la suite, nous verrons que cette répartition est importante dans le choix des masses d'eau de nos inversions.

Eaux Intermédiaires Sous la couche du maximum de salinité, un maximum d'oxygène (et un pycnostat) marque l'Eau Modale SubAntarctique (SAMW, *Subantarctic Mode Water*) vers 600 m de profondeur (McCartney, 1977). Dans le Pacifique sud-ouest tropical, ces eaux, situées autour de l'isopycne $\sigma=27.1$, sont caractérisées par une température proche de 7°C et une salinité de 34.45 (Sokolov & Rintoul, 2000). Originaires de l'océan Austral, cette masse d'eau se déplace au sein du gyre subtropical et participe à la ventilation des eaux de la thermocline inférieure (McCartney, 1982). Deux variétés sont présentes dans le Pacifique sud, dont une "variété" dense transportée par le gyre subtropical autour de 27.1 (la variété moins dense à 26.9 se trouvant au sud de 35°S) (Sokolov & Rintoul, 2000).

Entre 600 et 1000 m de profondeur, la présence d'un minimum de salinité (~ 34.4) identifie les eaux de l'AAIW (*Antarctic Intermediate Water*). Située autour de l'isopycne $\sigma=27.2$, cette masse d'eau est caractérisée dans le Pacifique sud-ouest par une température proche de 5.5°C, et une concentration en oxygène élevée due à sa proximité avec les eaux de la SAMW. Formée dans l'océan Austral près des côtes de l'Amérique du Sud, l'AAIW subducte au niveau du Front Subantarctique lors de la convergence hivernale d'où elles sont transportées au sein du gyre vers le nord-ouest (Wyrтки, 1962c; Reid, 1997; Sokolov & Rintoul, 2000). Au cours de son mouvement, ces eaux sont érodées par les eaux sous-jacentes et sus-jacentes. En mer de Corail, Sokolov & Rintoul (2000) notent un fort front en salinité à 15°S marquant la limite nord de l'AAIW. Ces eaux intermédiaires se déplacent en direction de l'équateur par l'intermédiaire des courants de bord ouest (Tsuchiya, 1991).

Ces deux eaux ayant des caractéristiques très proches, nous considérons que les eaux intermédiaires sont représentées par l'AAIW. Dans la suite de ce chapitre, nous ne considérons pas les eaux de la SAMW.

Eaux profondes Un minimum d'oxygène ($\sim 120-130 \mu\text{mol.l}^{-1}$) caractéristique de l'*Upper Circumpolar Deep Water* (UCDW) apparaît sous les 1000-1500 m de profondeur à une température de 1.6°C. Ce minimum est issu des océans Pacifique et Indien et serait lié à la reminéralisation due à son temps de résidence important (Wyrтки, 1962c). Wyrтки (1961, 1962c) étudiant la surface de température potentielle 1.8°C montre que les valeurs les plus basses du Pacifique sud-ouest en salinité et oxygène se situent au nord et à l'est de l'archipel du Vanu-

atu. Le minimum d'oxygène du Pacifique sud-ouest décrit une circulation nord-sud où il est érodé par mélange avec des eaux plus riches au-dessus et au-dessous (Wyrтки, 1961; Sokolov & Rintoul, 2000). Ces eaux alimentent ensuite le Courant Circumpolaire (Callahan, 1972). Le front d'oxygène à 16°S est également visible à ces profondeurs (Sokolov & Rintoul, 2000).

IV.1.2.2 Rappel du formalisme

Nous disposons des trois paramètres: la température (T), la salinité (S), la concentration en oxygène (O_2). Le système est donc constitué de quatre équations en tenant compte de la conservation de la masse. L'OMP détermine la relation existante entre les caractéristiques de l'échantillon (T, S, O_2 en chaque point), et les contributions de chacune des Masses d'Eau Sources (MES, en %) composant l'échantillon. Ceci revient à résoudre le système suivant :

$$\begin{cases} x^1.T^1 + x^2.T^2 + x^3.T^3 + x^4.T^4 = T_{obs} + RT \\ x^1.S^1 + x^2.S^2 + x^3.S^3 + x^4.S^4 = S_{obs} + RS \\ x^1.O_2^1 + x^2.O_2^2 + x^3.O_2^3 + x^4.O_2^4 = O_{2obs} + RO_2 \\ x^1 + x^2 + x^3 + x^4 = 1 + R\Sigma \end{cases} \quad (IV.1)$$

où x^i sont les contributions relatives de chaque masse d'eau type et R sont les résidus ($R\Sigma$ étant la somme des résidus). La dernière ligne est l'équation de conservation de la masse qui assure que la somme des contributions relatives est égale à 100%.

Dans l'inversion, la matrice W est ajoutée de manière à pondérer chaque équation de paramètre, l'équation de base est alors :

$$W \times (Ax - d) = R \quad (IV.2)$$

où la matrice W est la matrice variance-covariance représentant la variabilité des observations statistiques des échantillons et des masses d'eau, la matrice A est la matrice d'inversion contenant les caractéristiques des MES (T^i , S^i , O_2^i). Une contrainte de non-négativité est ajoutée pour éviter que les contributions des masses d'eau soient négatives. Le but de l'OMP est de résoudre le système IV.1 en minimisant la somme des carrés de résidus R^2 .

Suite à la description des différentes masses d'eau du Pacifique sud-ouest, nous répertorions les caractéristiques des MES dans la table IV.1 ainsi que l'écart-type associé à chaque paramètre (dernière colonne).

En raison du nombre de paramètres (3), l'inversion ne nous permet pas de considérer l'ensemble des masses d'eau en même temps. Pour cela, nous analysons les masses d'eau

	A						$W=\sigma^2I$	
	TSW	thermo. supérieure		thermo. inférieure		interméd.	UCDW	σ
		SPTWN	SPTWS	WSPCW	PEW	AAIW		
T (°C)	28	23	19	13	13	6	2.4	0.25
S	34.5	35.9	35.6	35.1	35	34.42	34.6	0.07
O ₂ ($\mu\text{mol.l}^{-1}$)	200	145	170	185	105	200	160	5
M ($\sum_i X_i=1$)	1	1	1	1	1	1	1	0.01

Table IV.1: Masses d'Eau Sources (MES) et écart-types de chaque paramètre. Les caractéristiques des MES ont été déterminées par une compilation de la littérature régionale.

par couche. Nous considérons d'abord les eaux intermédiaires, puis les eaux de thermocline supérieures et enfin les eaux de thermocline inférieures.

IV.1.3 Analyse des Eaux Intermédiaires

Nous débutons cette première analyse par les eaux intermédiaires sur deux sections en entrée de la mer de Corail (*SECA3-CORAIL*, campagne SECALIS-3, Juil. 2005) et en entrée de la mer des Salomon (*FLU-SALOMON*, campagne FLUSEC, août 2007). Nous y décrivons les étapes de notre analyse. Ne pouvant considérer dans notre inversion seulement 4 MES, nous supposons que la couche intermédiaire est constituée d'un mélange d'eaux intermédiaires (AAIW), d'eaux de thermocline inférieure sus-jacentes (PEW, WSPCW) et d'eaux profondes sous-jacentes (UCDW). Etant donnée la forte stratification du Pacifique sud-ouest, nous considérons que les eaux intermédiaires (AAIW) ne se mélangent pas avec les eaux tropicales (SPTWN, SPTWS) contenant le maximum de salinité de subsurface. Dans cette première inversion, les points expliquant la méthode sont *en italique*.

	INVERSION 1				$W=\sigma^2I$
	A	PEW	WSPCW	AAIW	
T (°C)	13	13	6	2.4	0.25
S	35	35.1	34.42	34.6	0.07
O ₂ ($\mu\text{mol.l}^{-1}$)	105	185	200	160	5
M ($\sum_i X_i=1$)	1	1	1	1	0.01

Table IV.2: Matrices d'inversion (**A** et **W**) de l'INVERSION 1 concernant les eaux intermédiaires. Les caractéristiques des MES sont issues de la table IV.1. En gras est indiquée la masse d'eau étudiée.

En chaque point échantillonné, l'OMP fournit les concentrations de chacune des masses d'eau intervenant dans le mélange. Cette première inversion fait intervenir les MES de la table IV.2 et représente la « solution nominale ». Mais, avant de présenter la solution nominale nous montrons d'abord les résidus de l'inversion (en %) sur la figure IV.3. Ils sont supérieurs à 100 % (en marron) sur la couche de surface (0-400 m) en raison de la température (T) (Fig.

IV.3a) et de la salinité (S) (Fig. IV.3b) de cette couche où $S > 35$ et $T > 13$ ne peuvent être résolues avec les caractéristiques de la table IV.2. Le résidu d'oxygène est important en surface (Fig. IV.3c). La norme du résidu sur la figure IV.3d retranscrit le résidu final et montre que la couche de surface au-dessus de l'isopycne $\sigma = 26.5$ est non-résolue. La solution de l'inversion dans cette couche n'est pas valide. Nous nous attendions à ce résultat, étant donné les masses d'eau choisies pour étudier les eaux intermédiaires.

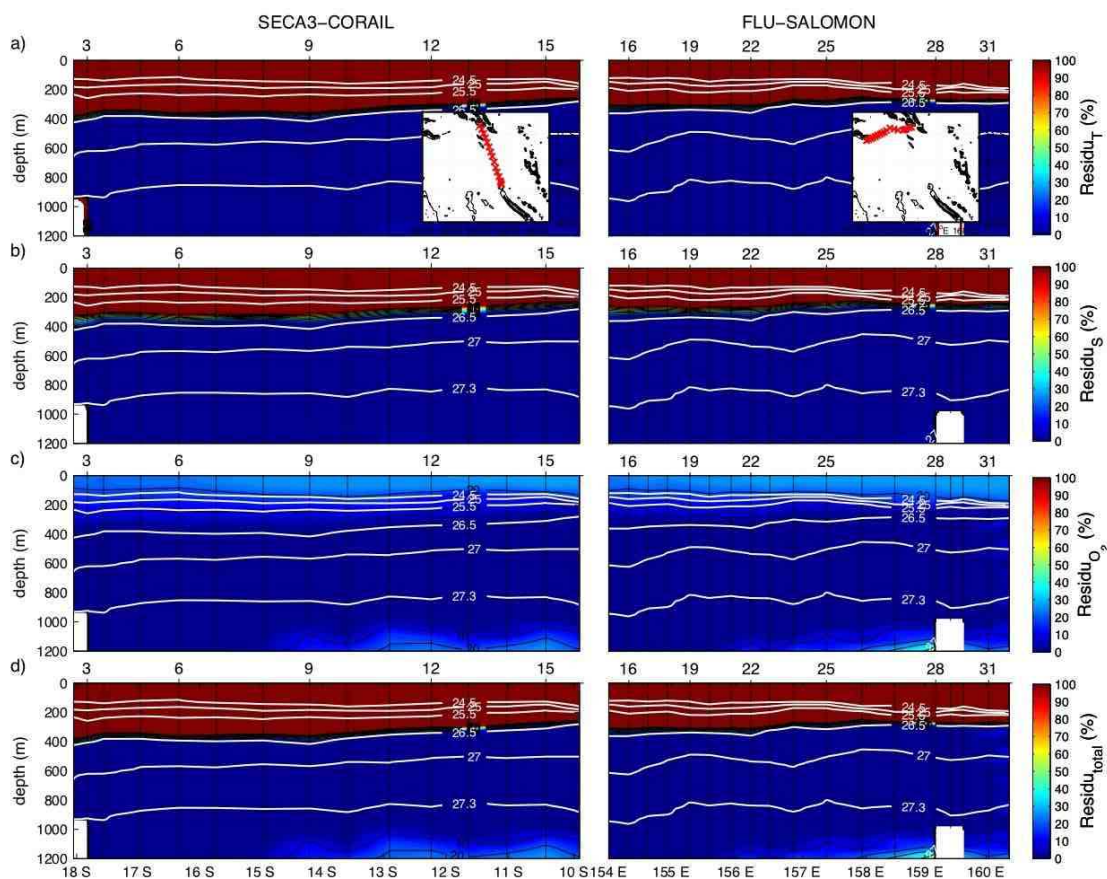


Figure IV.3: Résidus de l'INVERSION 1 (en %) appliquée aux sections en entrée de la mer de Corail (*SECA3-CORAIL*) et en entrée de la mer des Salomon (*FLU-SALOMON*). a) Résidu de Température; b) Résidu de Salinité; c) Résidu de Concentration en Oxygène; d) Résidu total. La position des stations hydrologiques est indiquée dans l'encadré de a). Les isopycnes $\sigma = 24.5, 25, 25.5, 26.5, 27, 27.3$ sont représentées par les lignes blanches.

Sur la figure IV.4a, nous représentons la composition de l'AAIW issue de la solution nominale. L'AAIW est principalement présente entre les isopycnes $\sigma = 26.5$ et $\sigma = 27.3$ avec des concentrations importantes ($> 40\%$) autour de l'isopycne $\sigma = 27.1$. Son noyau possède des concentrations supérieures à 80% au sud de la section *SECA3-CORAIL* et à l'ouest de la section *FLU-SALOMON*.

Au nord de la NC (*SECA3-CORAIL*), les fortes concentrations d'AAIW (90%) coïncident avec la position du NCJ ($18^\circ - 16^\circ S$). Plus au nord, les concentrations d'AAIW diminuent

jusqu'à 30% entre 14° et 12°S puis augmentent pour atteindre des concentrations moyennes (50%). En entrée de la mer des Salomon (*FLU-SALOMON*), l'AAIW est également fortement présente (80%) le long de la PNG au niveau du NGCU. Les concentrations restent importantes (~60%) plus à l'est jusqu'à 160°E même si elles diminuent à 158°-159°E. Tout à l'est, près des îles Salomon, l'AAIW a complètement disparu.

Pour tester la stabilité de la solution, 100 inversions sont effectuées en perturbant de manière aléatoire la matrice **A** autour de l'écart-type défini par la dernière colonne de la table IV.2 (*Maamaatuaiahutapu et al., 1992*). La moyenne des solutions (Figure IV.4b) est très similaire à la solution nominale et démontre une grande stabilité de notre solution même si les concentrations y sont cependant légèrement plus faibles (~10 %). Dans la suite de cette étude, nous ne nous intéresserons qu'à la solution perturbée (=moyenne des 100 inversions).

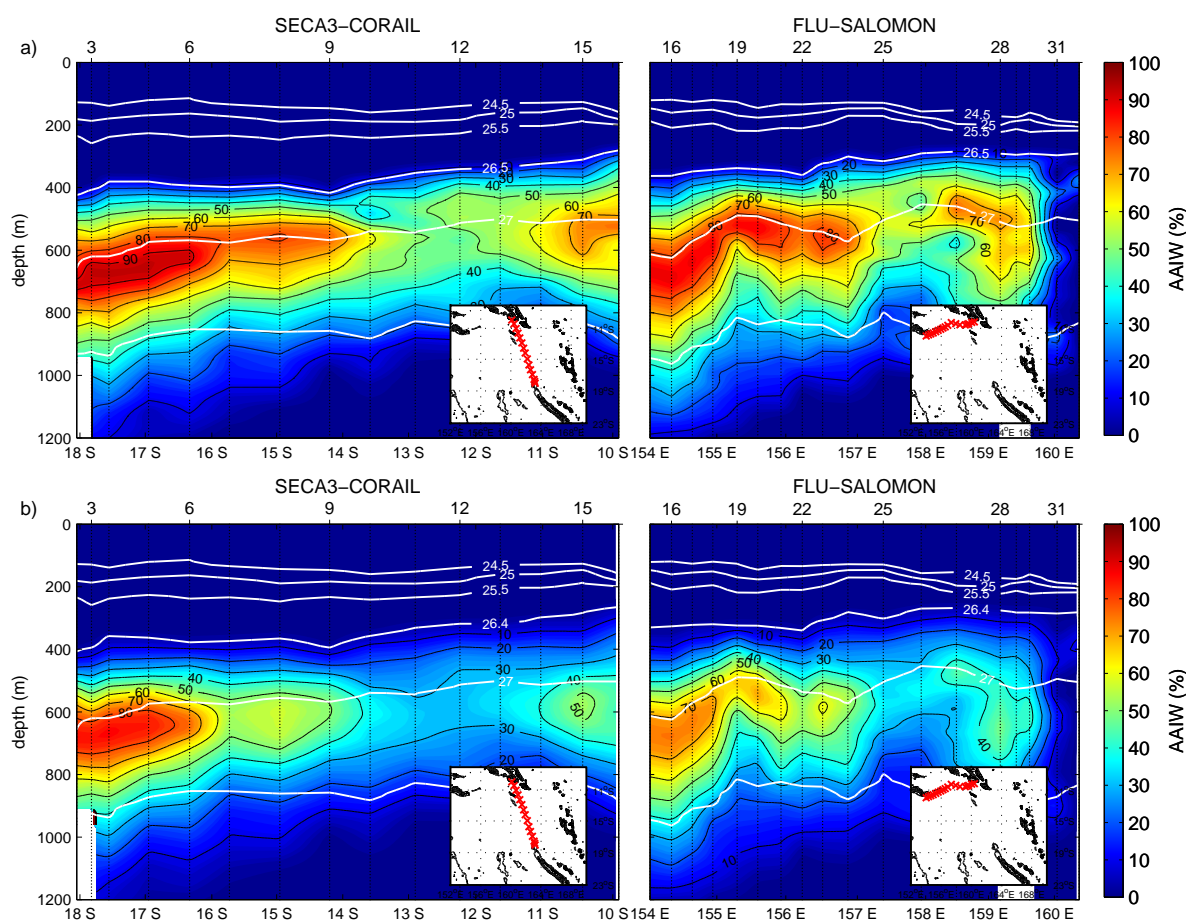


Figure IV.4: Composition (%) d'AAIW a) Solution nominale; b) Moyenne de 100 perturbations. Sections en entrée de la mer de Corail (*SECA3-CORAIL*, campagne SECALIS-3, juil. 2005) et en entrée de la mer de Salomon (*FLU-SALOMON*, campagne FLUSEC, août 2007)

Il est également possible de tracer l'écart-type de ces 100 perturbations pour connaître, en

chaque point, la variabilité des concentrations suite à ce test (Figure IV.5). L'écart-type maximal est situé entre 10 et 15 % sur la partie est et nord de la mer de Corail démontrant une bonne confiance dans nos résultats.

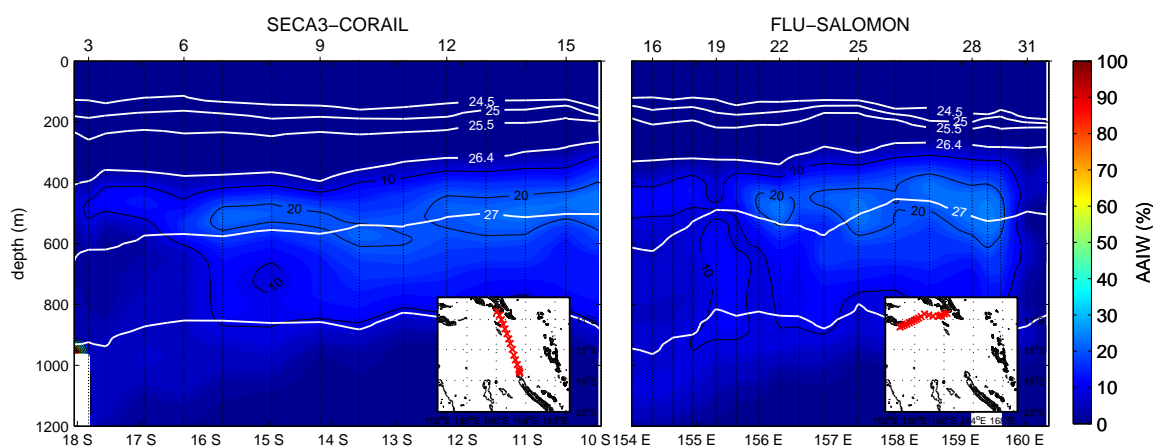


Figure IV.5: Ecart-type des concentrations d'AAIW issu des 100 inversions perturbées (en %).

Dans cette étude, les résidus sont de bons indicateurs de la validité de la solution en indiquant la cohérence entre les observations et la solution. Le test des 100 perturbations vient en complément pour attester de la stabilité de notre solution.

A l'aide de l'INVERSION 1, nous montrons sur la figure IV.4 la présence de l'AAIW entre $\sigma=26.5$ et $\sigma=27.3$ centrée autour de l'isopycne $\sigma=27.1$. Cette masse d'eau est fortement présente au nord de la NC, à la position du NCJ entre 16° - 18° S ($>80\%$). Cette masse d'eau apparaît également en entrée de la mer des Salomon le long de la côte de PNG. Coïncidant avec le NGCU, ses concentrations sont légèrement plus faibles qu'en entrée de la mer de Corail ($>70\%$).

Issue de l'Océan Austral, cette masse d'eau atteint le Pacifique sud-ouest tropical en se déplaçant en direction du nord-ouest le long du gyre subtropical. Arrivée entre la Nouvelle-Zélande et Fiji, une partie entre dans le chenal NC-Vanuatu tandis qu'une autre continue vers l'ouest (Wyrтки, 1962c; Sokolov & Rintoul, 2000). En mer des Salomon, Tsuchiya (1991) montre que ces eaux sont transportées jusqu'à l'équateur à travers le NGCU. Ces deux sections confirment ces schémas de circulation où l'AAIW est transportée majoritairement en mer de Corail à travers les courants de bord ouest. Nous allons montrer comment les eaux arrivent au nord de la NC et de quelle manière elles sont transférées le long du bord ouest de la mer des Salomon.

IV.1.3.1 Entrée en mer de Corail

Dans la suite de notre analyse des eaux intermédiaires, nous nous intéressons aux sections situées en entrée de la mer de Corail par l'entrée sud, au niveau du chenal NC-Vanuatu (Figure IV.6b), et par le nord, entre le Vanuatu et les îles Salomon (Figure IV.6a). L'INVERSION 1 a été appliquée à des sections issues des campagnes SECALIS-3 (07/05), SECALIS-4 (11/06), FLUSEC (08/07) et WOCE-P21 (06/94), SECALIS-1(07/03) et P21-REVISIT (06/2009).

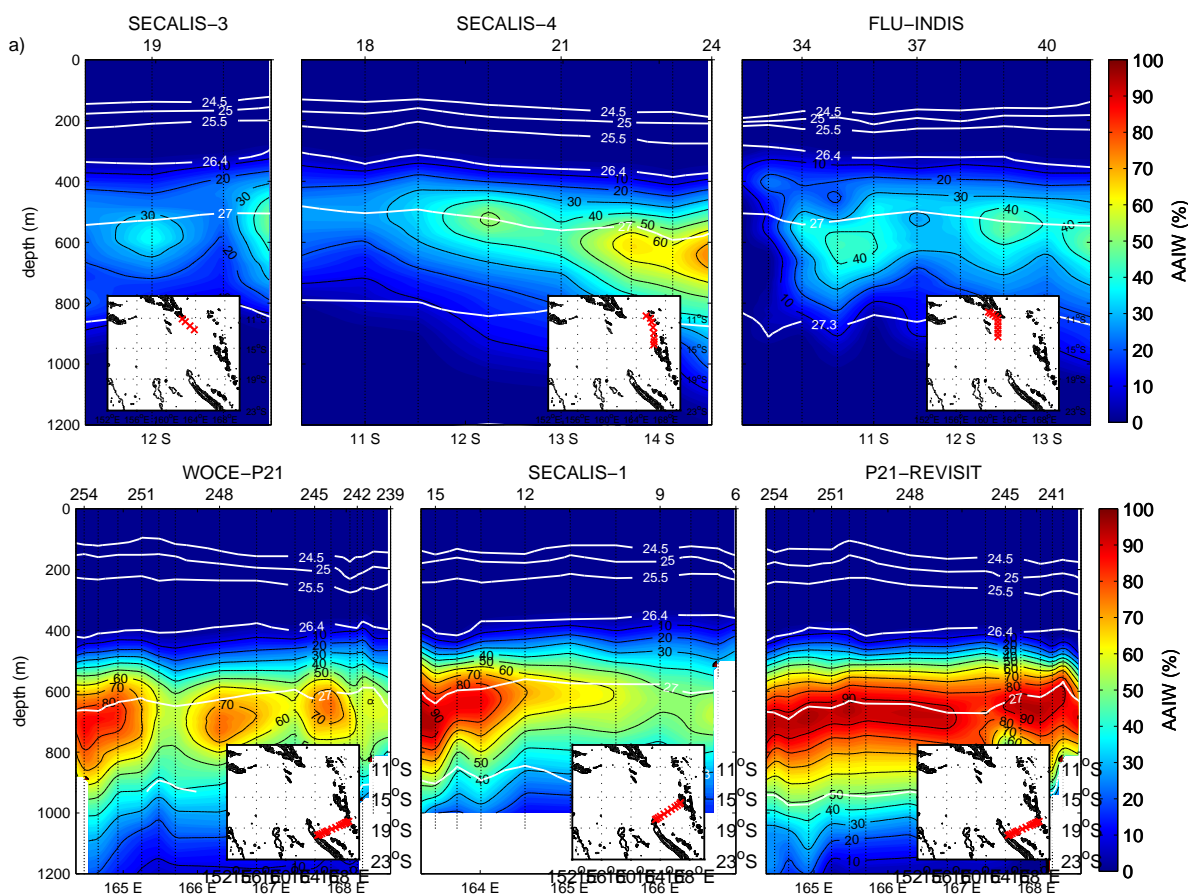


Figure IV.6: Composition (%) d'AAIW. a) Sections au nord de la mer des Salomon (*SECALIS-3*, *SECALIS-4* et *FLU-INDIS*); b) Sections en entrée du chenal NC-Vanuatu (*WOCE-P21*, *SECALIS-1* et *P21-REVISIT*)

Nous montrons sur la figure IV.6b les concentrations d'AAIW issues de l'INVERSION 1 appliquées aux trois sections entre la NC et le Vanuatu. Elles indiquent que l'AAIW est présente à plus de 60% sur l'ensemble des sections. Avec des concentrations supérieures à 90% le long des côtes de NC, il semble que cette masse d'eau soit préférentiellement transportée par l'ECC comme l'avaient observé *Gasparin et al. (2011)*. L'AAIW constitue donc la masse d'eau principale des eaux intermédiaires du chenal entre la NC et le Vanuatu. Au nord de 15°S (Fig. IV.6a), les concentrations d'AAIW en entrée de la mer de Corail sont dans l'ensemble bien plus faibles avec des variations relativement importantes entre le sud de la section *SECALIS-4*

(> 60%) et près de l'archipel des îles Salomon où l'AAIW disparaît totalement. Ces variations méridiennes sont cohérentes avec le trajet de l'AAIW originaire de l'océan Austral et transférée en mer de Corail par le chenal NC-Vanuatu.

L'alimentation de la mer de Corail au niveau de l'AAIW est cohérente avec les schémas de la littérature décrivant une masse d'eau arrivant par l'est entre la Nouvelle Zélande et les îles Fiji avec une branche se dirigeant dans le chenal NC-Vanuatu tandis qu'une autre continue zonalement en direction de l'EAC (Wyrтки, 1962c; Sokolov & Rintoul, 2000). Cependant, l'alimentation du NCJ comporterait des signaux plus fins, non-discernables dans cette analyse. En effet, Maes *et al.* (2007b) montrent qu'un mélange est possible entre les eaux intermédiaires passant par le nord du Vanuatu et celles issues du chenal du Vanuatu. Dans notre analyse, nous ne distinguons pas ces différentes compositions (AAIW plus ou moins « diluée ») qui auraient du être caractérisées indépendamment pour évaluer leur mélange.

IV.1.3.2 Entrée en mer des Salomon

Nous venons de montrer à l'aide de sections hydrologiques que les eaux intermédiaires, originaires de la convergence antarctique à l'est des côtes sud-américaines, alimentaient la mer de Corail principalement par le chenal entre la NC et le Vanuatu. Transportées par le NCJ, elles se dirigent vers l'ouest en direction de l'Australie. Dans cette partie, nous nous intéressons à savoir comment ces eaux se répartissent à leur arrivée à l'est de la mer de Corail, proche des côtes australiennes.

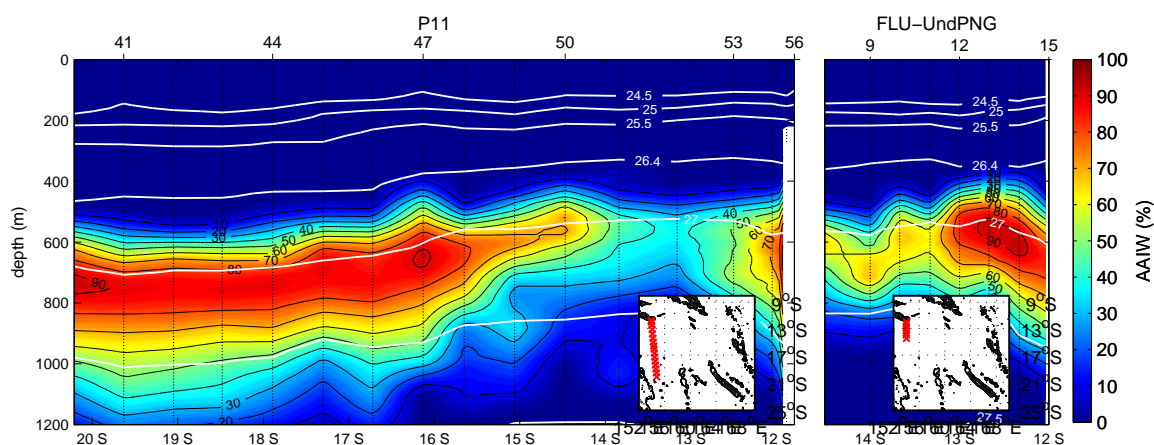


Figure IV.7: Composition (%) d'AAIW. Sections près de l'Australie, *P11* (juin 1993), et *Flu-UndPNG* (août 2007).

Sur la section *P11* de la figure IV.7, l'AAIW est bien présente au sud de 15.5°S (>80%) avec des concentrations diminuant vers le nord de manière identique à la section *SECA3-CORAIL* (Figure IV.4) et aux sections de la figure IV.6. Au sud de la côte de la PNG, de fortes concen-

trations sont localisées le long de la côte sur les deux sections, avec une présence plus marquée sur la section *FLU-UndPNG*. Ces observations corroborent le schéma de circulation décrit par Sokolov & Rintoul (2000) où la grande majorité des eaux intermédiaires sont transportées par le NCJ, bifurquent contre les côtes australiennes pour alimenter le GPC SPICE-community (2012) dans le Golfe de Papouasie. A l'aide de données climatologiques, Qu & Lindstrom (2002) ont montré une connexion entre la mer de Corail et la mer de Salomon à travers le GPC/NGCU. Plus récemment, Gasparin *et al.* (2012) montrent également que les propriétés de masse d'eau autour de la pointe de la PNG sont identiques renforçant l'idée de la continuité entre le GPC et le NGCU.

Comme décrit dans le chapitre III, les eaux de la mer de Corail sont alimentées par deux principaux jets, le NVJ entre 14°-11°S peu profond (~0-500 m) et le NCJ entre 18°-16°S atteignant plus de 1000 m. A la différence du NVJ peu profond, le NCJ a la capacité de transporter ces eaux intermédiaires situées aux profondeurs entre 600 et 1000 m. Gasparin *et al.* (2012) ont montré que le GPC/NGCU était également un jet profond atteignant plus de 1000 m. Ces eaux suivent le parcours des courants de bord ouest et du NCJ, capables de transporter les masses d'eau à ces profondeurs. Au nord de la mer de Corail, les mouvements advectifs ne sont pas suffisamment importants pour maintenir les caractéristiques de cette masse d'eau et par des processus de mélange "dilue" l'AAIW. Ainsi, par un mécanisme advectif dans les courants de bord ouest qui contraint le trajet de l'AAIW et une dynamique plus faible en dehors, les eaux de l'AAIW parcours la mer de Corail puis la mer des Salomon en conservant leur propriétés.

IV.1.4 Analyse des Eaux de Thermocline

En mer de Corail, la thermocline supérieure est essentiellement composée de deux masses d'eau distinguées par leur concentration en oxygène dissous, qui forme un front zonal vers 16°S (Wyrtki, 1962c; Tomczak & Hao, 1989; Sokolov & Rintoul, 2000). Ces masses d'eau constituent les parties supérieures des eaux centrales et équatoriales (Tomczak & Hao, 1989; Fieux, 2010) et représentent le maximum de salinité des eaux du Pacifique sud-ouest. Ces eaux tropicales sont nommées : *SPTWS* pour les eaux issues du maximum de salinité au nord de la mer de Tasmanie et *SPTWN* pour les eaux issues du maximum de salinité vers l'est du bassin (10°S, 160°E). De plus, nous montrerons la présence d'un minimum d'oxygène près des îles Salomon (Tsuchiya *et al.*, 1989; Butt & Lindstrom, 1994) issu de la bande équatoriale (Wyrtki, 1962c; Sokolov & Rintoul, 2000).

IV.1.4.1 Thermocline supérieure

Nous commençons cette analyse des eaux de thermocline par les eaux de thermocline supérieure. L'INVERSION 2 comprend les eaux de surface (TSW), les deux masses d'eaux de thermocline supérieure et la PEW (INVERSION 2.1) ou la WSPCW (INVERSION 2.2), l'une des deux masses d'eau de thermocline inférieure. De manière similaire à l'analyse des eaux intermédiaires, nous montrons sur la figure IV.8 le résultat de l'INVERSION 2.1 sur les deux sections SECA3-CORAIL et FLU-SALOMON.

	INVERSION 2.1				INVERSION 2.2				$W = \sigma^2 I$ σ
	A_1 TSW	SPTWN	SPTWS	PEW	A_2 TSW	SPTWN	SPTWS	WSPCW	
T	28	23	19	13	28	23	19	13	0.25
S	34.5	35.9	35.6	35	34.5	35.9	35.6	35.1	0.07
O ₂	200	145	170	105	200	145	170	185	5
M	1	1	1	1	1	1	1	1	0.01

Table IV.3: Matrices d'inversion (A et W) de l'INVERSION 2 concernant les eaux de thermocline supérieure. Les caractéristiques des MES sont issues de la table IV.1. En gras sont indiquées les masses d'eau étudiées.

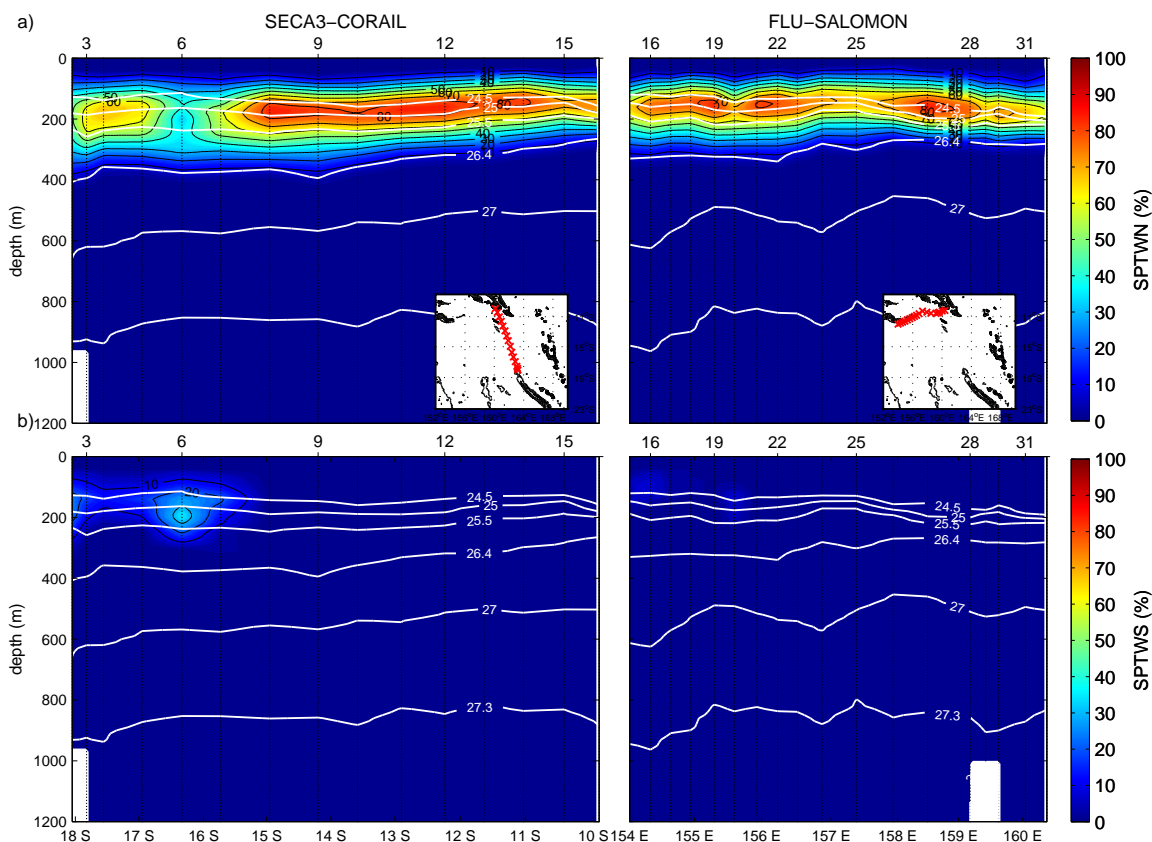


Figure IV.8: Compositions (%) de SPTWN (a) et de SPTWS (b) issues de l'INVERSION 2.1. Sections en entrée de la mer de Corail (SECA3-CORAIL, SECALIS-3, juil. 2005) et en entrée de la mer des Salomon (FLU-SALOMON, FLUSEC, août 2007).

La figure IV.8 représente la composition des deux masses d'eau de thermocline supérieure où la SPTWN est majoritairement présente. Dans la partie sud entre 18° et 16°S, un mélange entre les deux masses d'eau correspond aux eaux situées au sud du front d'oxygène. Le mélange des deux masses d'eau de la partie sud correspond à la position du NCJ alimenté principalement par le chenal NC-VAN (Gasparin *et al.*, 2011). La faible présence de la SPTWS sur SECALIS-3 représente une exception; d'autres sections montrent que la SPTWS est majoritaire au sud de 16°S. En revanche, la partie nord de la section est issue du SEC passant entre le Vanuatu et les îles Salomon. Ainsi, la SPTWN est présente sur l'ensemble de la mer de Corail alors que la SPTWS ne semble présente que sur la partie sud, au sud du front d'oxygène. Étant donné cette répartition, la matrice d'inversion sera adaptée pour optimiser la détermination des concentrations.

Alimentation par le chenal NC-Vanuatu Dans la partie sud de la mer de Corail, la SPTWS longe les côtes de NC à la position de l'ECC (Figure IV.9b). La SPTWS est présente sur l'ensemble du chenal NC-Vanuatu lors des trois campagnes. Concentrée de manière significative (>40-50%) dans la couche $\sigma = 24.5-26.5$ (100-400 m), son noyau est centré sur les isopycnes $\sigma=25-25.5$. Un changement des concentrations s'observe sur les 3 sections entre 164°E et 167°E: les faibles concentrations (~10-30%) ne montrent pas de structures bien définies. Dans le chenal, la thermocline supérieure est également composée de la SPTWN concentrée sur la partie est des sections (>50%) et correspond à une alimentation à travers les îles du Vanuatu (Fig. IV.9a) (Gasparin *et al.*, 2011).

Les sections P21, réalisées au mois de juin à 15 ans d'intervalle (1993, 2009), diffèrent au niveau de leur extension verticale et horizontale (Figure IV.9b). Sur la section WOCE-P21, le noyau de la SPTWS longeant les côtes de NC (>50%) s'étend à plus de 166°E (jusqu'à 167°E lors de P21-REVISIT). En revanche, l'isocontour-30% de la section WOCE-P21 atteint la surface mais se situe près de l'isopycne $\sigma=24.5$ lors de P21-REVISIT. Ces légères différences de structures plutôt attribuables à la variabilité interannuelle ne peuvent pas être associées aux structures de vitesse et/ou transports géostrophiques de l'*East Caledonian Current* (ECC) qui sont quasi-similaires (Gasparin *et al.*, 2011).

La section SECALIS-1, située plus au nord que les sections WOCE-P21 et P21-REVISIT, montre un noyau concentré entre la côte et 164°E. Outre les différences attribuées à la variabilité saisonnière et interannuelle, la position géographique de la section semble être responsable de l'extension réduite du noyau liée au rétrécissement de l'ECC près de la côte, avant son changement de direction à l'extrémité nord de NC.

En résumé, les sections du chenal NC-Vanuatu montrent une distinction claire entre SPTWS

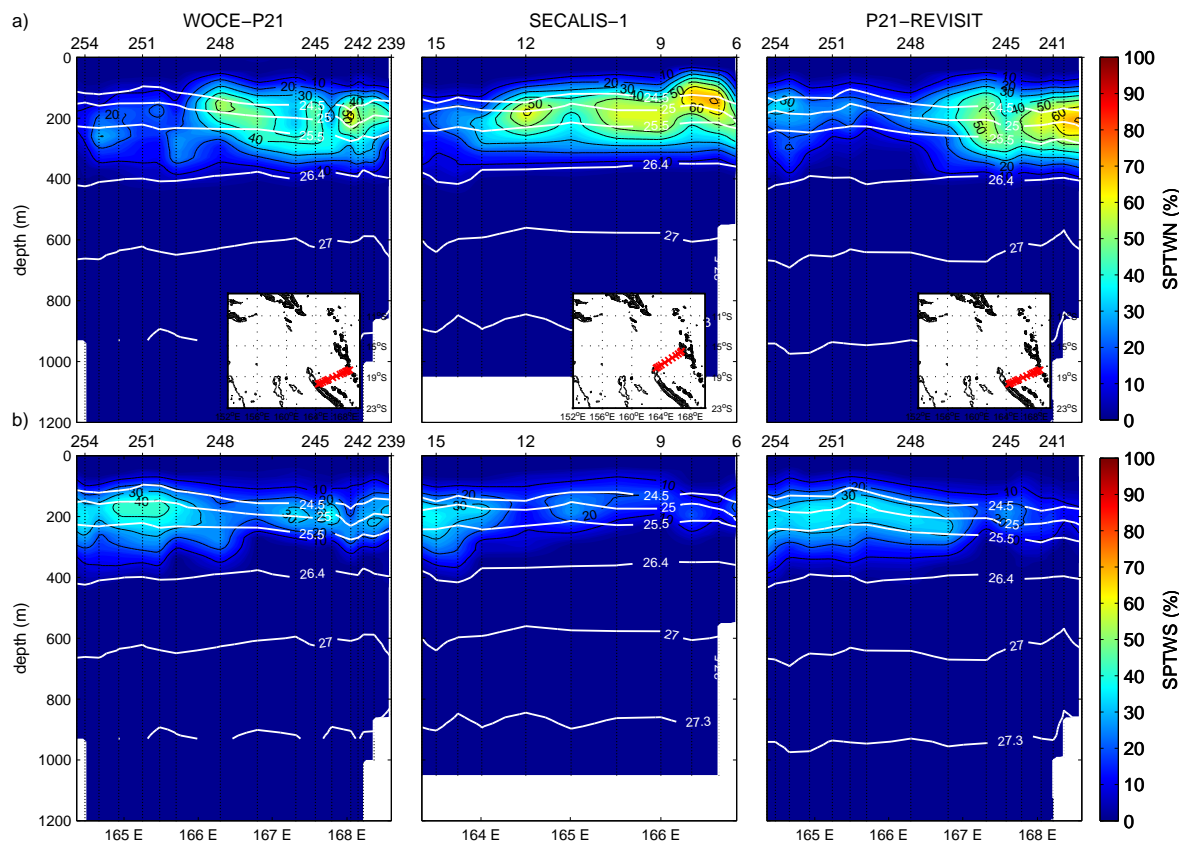


Figure IV.9: Compositions (%) de SPTWN (a) et de SPTWS (b) issues de l'INVERSION 2.2. Sections en entrée du chenal NC-Vanuatu (*WOCE-P21*, *SECALIS-1*, juin 1994, juil. 2003 et *P21-REVISIT*, juin 2009).

et SPTWN. Cette région est notamment marquée par un noyau de SPTWS ($>40\%$) situé autour de l'isopycne $\sigma=25.5$, correspondant à la branche sud de la *Subtropical Lower Water* (SLW) décrite par Sokolov & Rintoul (2000). Les concentrations sont relativement faibles autour de 40% en raison du mélange avec les eaux de thermocline inférieure. Les eaux de la SPTWN sont localisées sur la partie est des sections le long de côtes du Vanuatu et attestent d'une alimentation du SEC à travers ces îles. Les fortes concentrations de SPTWN sont réparties dans la couche $\sigma=23.5-25.5$, et constituent la branche nord de la SLW décrite par Sokolov & Rintoul (2000).

Par son cheminement le long de la côte de Nouvelle Calédonie, la SPTWS corrobore exactement la circulation de l'ECC/NCJ décrite par Gasparin *et al.* (2011). La diminution de l'extension horizontale du noyau sur la section SECALIS-1, située au nord de NC, confirme l'idée d'une accélération du flux à l'extrémité nord, comme modélisée par Couvelard *et al.* (2008).

Entrée Nord de la mer de Corail Pour étudier l'arrivée au nord de la mer de Corail, nous n'avons pas considéré la WSPCW et appliquons l'inversion 2.1. La SPTWN d'eau occupe la quasi-totalité de la thermocline supérieure dans cette zone. Présente jusqu'à l'isopycne $\sigma=25.5$, elle est présente à plus de 70% et semble être transportée par le SEC grâce au NVJ. Les eaux de la SPTWS sont concentrées au sud de 13°S ($>40\%$). L'influence de cette masse d'eau disparaît dans la partie nord de la mer de Corail.

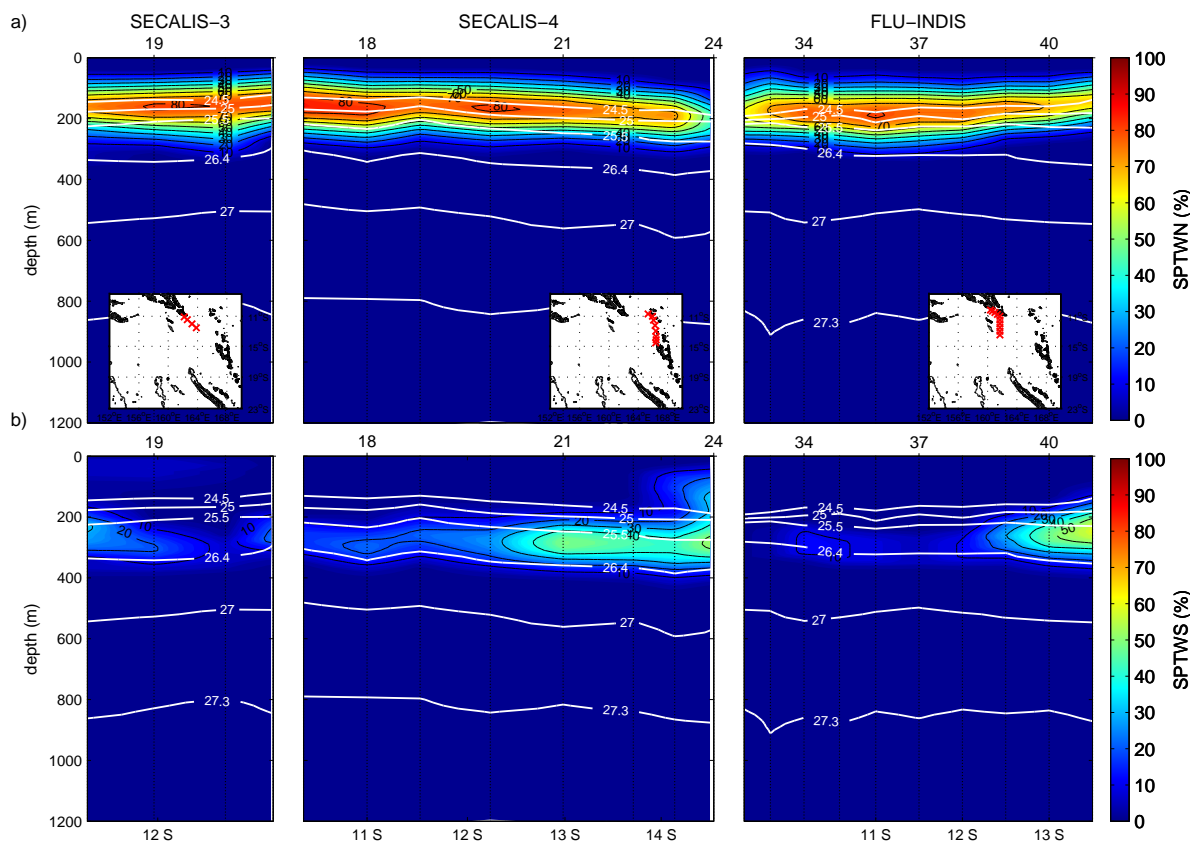


Figure IV.10: Compositions (%) de SPTWN (a) et de SPTWS (b) issues de l'INVERSION 2.1. Sections *SECALIS-3*, *SECALIS-4*, juil. 2005, nov.2006 et *FLU-Indis*, août 2007)

Nous venons de mettre en évidence la présence de la SPTWS entre la NC et l'archipel du Vanuatu le long de la NC qui coïncide avec la position de l'ECC alimentant le NCJ. L'extension horizontale est en accord avec la dynamique de formation du NCJ où le courant se resserre et s'accélère à la pointe de la NC. La SPTWN située au nord de la mer de Corail est majoritairement transportée par le NVJ et représente la quasi-totalité des eaux de thermocline supérieure au nord de 13°S . Dans le chenal entre NC et le Vanuatu, la présence de cette masse d'eau confirme un apport et une contribution au NCJ. Ayant mis en évidence, la circulation de ces eaux de thermocline supérieure en entrée de la mer de Corail, nous appliquons l'INVERSION2.1

aux sections P11 et FLU-UndPNG situées sous la pointe de PNG. L'objectif est de déterminer la répartition de ces deux masses d'eau à l'ouest de la mer de Corail et notamment dans l'alimentation de la mer des Salomon.

Entrée en mer des Salomon La section en entrée de la mer des Salomon (Fig. IV.8) montre que les eaux de thermocline supérieure sont essentiellement composées par la SPTWN (INVERSION 2.1). A l'aide de la figure IV.11, nous tentons d'établir le lien entre les eaux de thermocline supérieure issues du chenal entre la NC et le Vanuatu.

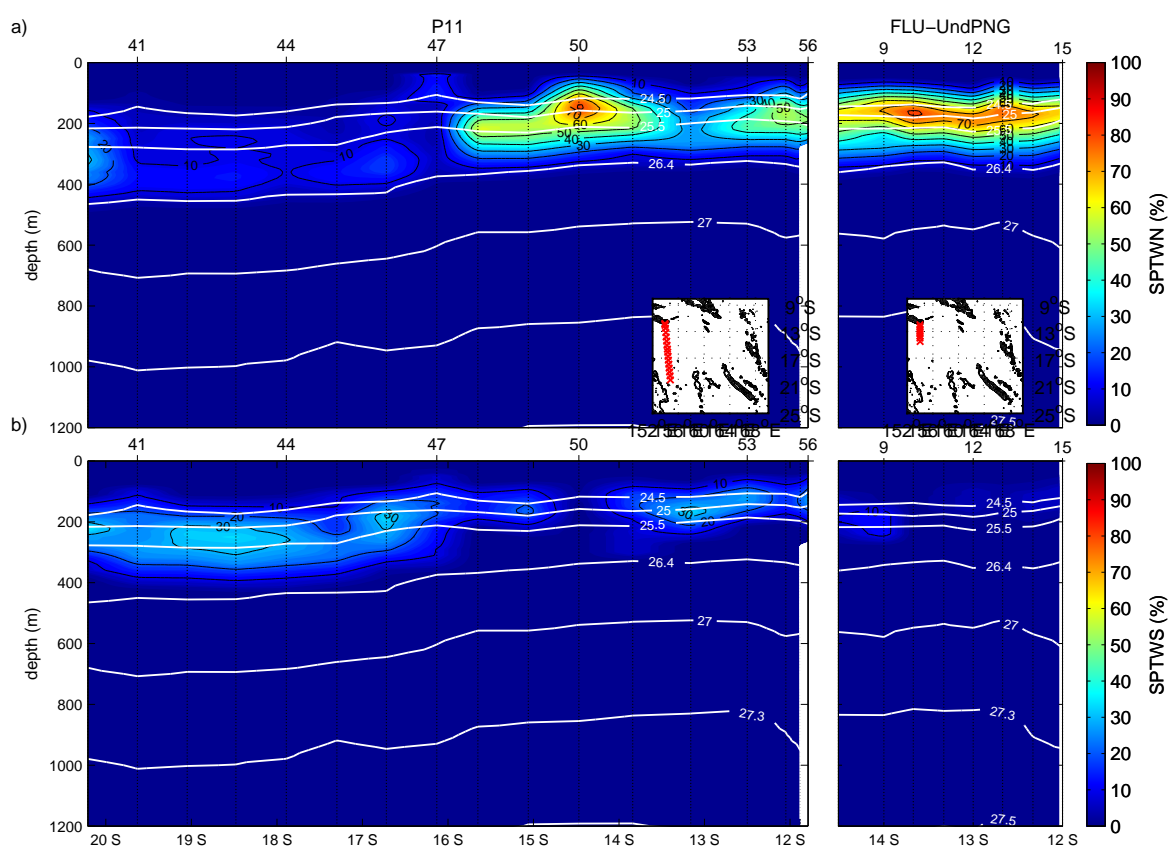


Figure IV.11: Compositions (%) de SPTWN (a) et de SPTWS (b) issues de l'INVERSION 2.1. Sections *P11* (juin 1993) et *FLU-UndPNG* (août 2007).

Les concentrations de SPTWS de la section **P11** montre que cette masse d'eau est principalement présente au sud de 16°S avec des concentrations supérieures à 70%. A ces latitudes, la contribution de la SPTWN est nulle. Originare de l'ECC et du NCJ, cette masse d'eau suit la dynamique du SEC au sud de 16°S principalement dirigée vers l'ouest (Sokolov & Rintoul, 2000). En revanche entre 16°S et 14°S , la SPTWN est majoritaire (>50%). Issue du nord du Vanuatu, cette masse d'eau est transportée par le NVJ en direction de l'Australie. La distribution de ces masses d'eau au sud de 14°S est cohérente avec les schémas de circulation

qui montrent une circulation zonale du NCJ et du NVJ dirigée vers l'Australie.

En revanche, au nord de 14°S, la thermocline supérieure est constituée d'un mélange de SPTWN concentrée autour de 13°S et de SPTWS concentrée autour de 12°S. La section *FLU-UndPng* montre une contribution quasi-nulle de la SPTWS entre 14.5°S et 12°S. A l'aide de bouées dérivantes, (Choukroun *et al.*, 2010) suggèrent que les eaux du NVJ ayant bifurqué contre l'Australie longeraient le golfe de Papouasie et retourneraient vers l'est. La zone près du plateau du Queensland entre 18° et 15° est une zone à forte variabilité où une partie des eaux du NCJ se dirigent vers le nord. La contribution variable du NCJ vers le nord pourrait expliquer les différences de concentration de la SPTWS entre les deux sections.

IV.1.4.2 Thermocline inférieure

Les eaux de thermocline inférieure définies sur un diagramme Température-Salinité comme un segment de droite doivent être définies par un ensemble (T, S, O_2). Nous choisissons de les identifier par leurs caractéristiques à la température 13°C (Tsuchiya, 1981). Les eaux de thermocline inférieure de la WSPCW sont caractérisées par une salinité plus élevée que celle de la PEW (Tsuchiya, 1981; Tomczak & Hao, 1989). La concentration en oxygène est également un paramètre permettant de les dissocier (Tsuchiya, 1981). Le cœur de ces eaux n'est pas situé au niveau d'un extremum. Elles ont souvent été considérées comme le mélange entre les eaux tropicales et les eaux intermédiaires (Wyrтки, 1962c).

	INVERSION 3.1				INVERSION 3.2				$W=\sigma^2I$ σ
	A_1 SPTWN	SPTWS	WSPCW	AAIW	A_2 SPTWN	PEW	WSPCW	AAIW	
T	23	19	13	6	23	13	13	6	0.25
S	35.9	35.6	35.1	34.42	35.9	35	35.1	34.42	0.07
O_2	145	170	185	200	145	105	185	200	5
M	1	1	1	1	1	1	1	1	0.01

Table IV.4: Matrices d'inversion (\mathbf{A} et \mathbf{W}) de l'INVERSION 3 concernant les eaux de thermocline inférieure. Les caractéristiques des MES sont issues de la table IV.1.

Nous venons de mettre en évidence dans les eaux de thermocline supérieure que la SPTWS ne contribuait quasiment pas aux eaux situées au nord du front d'oxygène à 16°S. Pour cette raison, nous proposons l'inversion 3.2 qui ne prend pas en compte cette masse d'eau (Table IV.4). En revanche, dans le chenal entre la NC et le Vanuatu, nous considérons que la PEW n'est pas présente et utilisons l'inversion 3.1.

Dans le chenal NC-Vanuatu, la WSPCW est collée à la côte et coïncide avec les eaux de thermocline supérieure (Figure IV.12). Localisées au niveau de l'isopycne $\sigma=26.4$, ses concentrations sont supérieures à 30-40% au centre de la masse d'eau. Malgré une grande variabilité

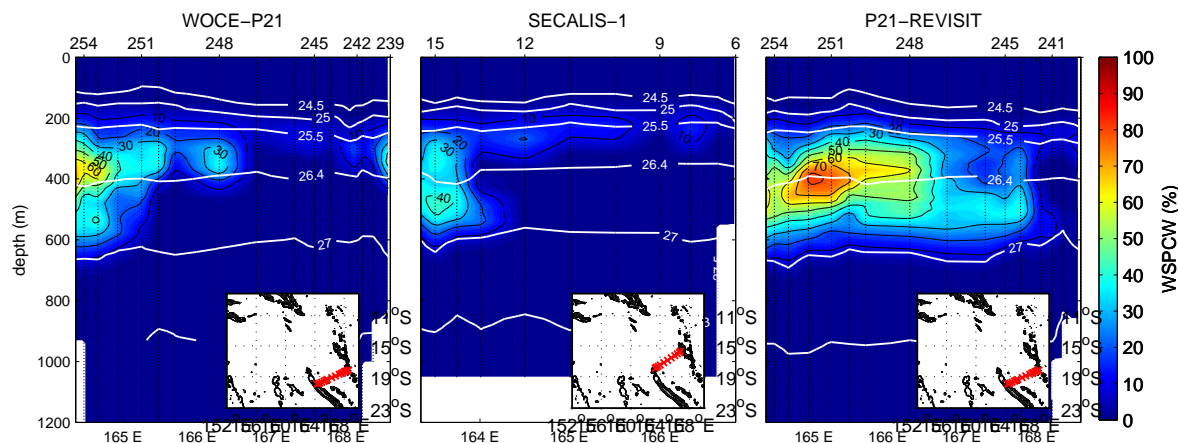


Figure IV.12: Compositions (%) de WSPCW issues de l'INVERSION 3.1. Sections du chenal NC-Vanuatu (*WOCE-P21*, juin 1994, *SECALIS-1*, juil. 2003, et *P21-REVISIT*, juin 2009).

d'extension horizontale entre les sections, on note la présence nette de cette masse d'eau dans le chenal NC-Vanuatu.

Au nord de la mer de Corail, l'inversion 3.2 montre la présence de la WSPCW jusqu'à 13°S (Figure IV.13). Près des îles Salomon, les concentrations sont supérieures à 50-60% et suggèrent une arrivée de la PEW par le nord-est de la mer des Salomon. Ces concentrations coïncident avec la présence d'un minimum d'oxygène (Wyrtki, 1962c; Sokolov & Rintoul, 2000; Gasparin *et al.*, 2012) et les figures III.4 et III.11.

De manière similaire aux sections au nord de la mer de Corail, l'inversion 3.2 met en évidence la présence de la PEW sur la majorité de la section avec des concentrations supérieures à 50 % à l'est de 157°E (Figure IV.14). Près de la PNG, la WSPCW contribue à hauteur de 30%. A la différence de la thermocline supérieure, cette section met en évidence un apport des eaux de thermocline inférieure issues du chenal entre la NC et le Vanuatu. Cependant, étant donné la présence de plusieurs masses d'eau au sein de la thermocline, ces résultats nécessitent d'être appuyés à l'aide d'une inversion prenant en compte au moins 6 masses d'eau (5 paramètres).

L'oxygène: un paramètre non-conservatif Les masses d'eau que nous souhaitons séparer dans la thermocline sont situées sur les mêmes profondeurs. Dans les eaux de thermocline supérieure, les eaux tropicales (SPTWS et la SPTWN) se distinguent principalement par leur concentration en oxygène. De manière similaire, dans la thermocline inférieure, les eaux centrales (WSPCW) possèdent un oxygène fort ($\sim 180 \mu\text{mol.l}^{-1}$) alors que les eaux équatoriales (PEW) ont des concentrations faibles ($< 110 \mu\text{mol.l}^{-1}$). A la différence de la thermocline supérieure, les eaux de thermocline inférieure ont une salinité relativement proche. La forte

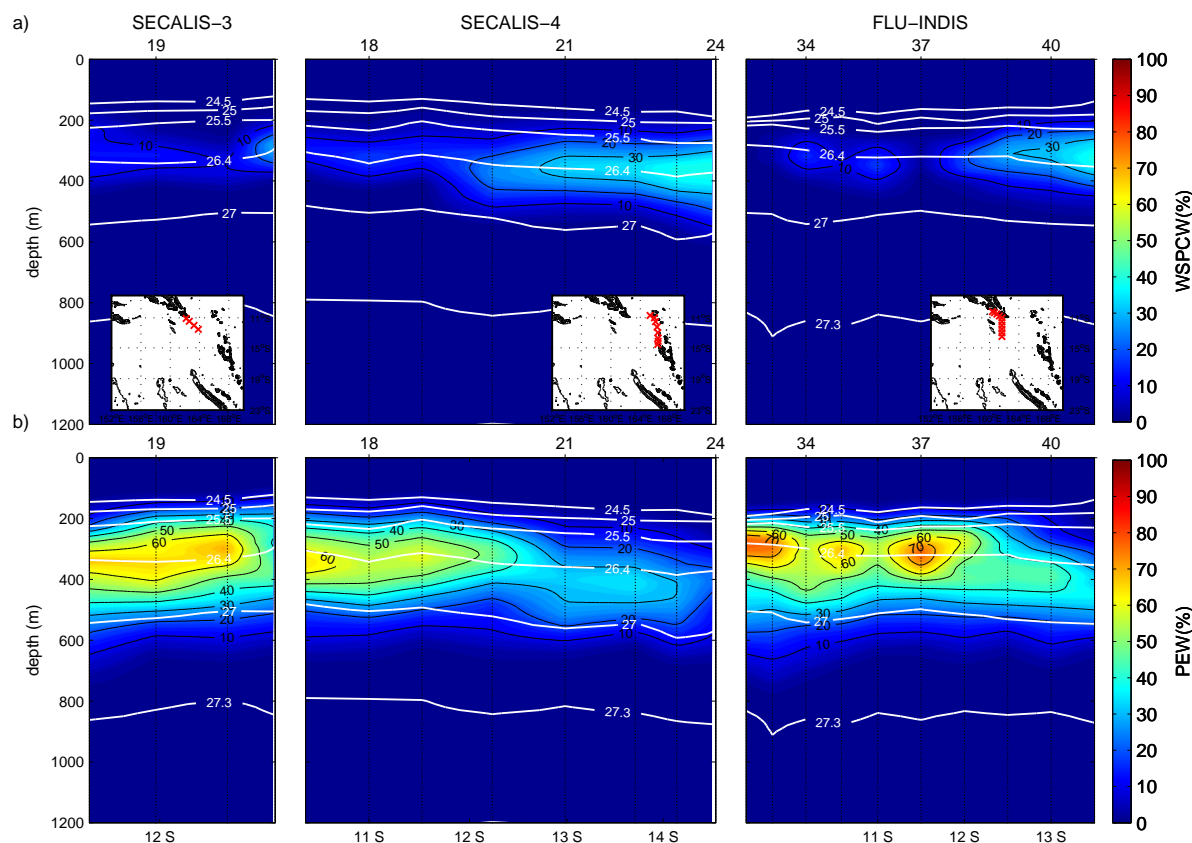


Figure IV.13: Compositions (%) a) de WSPCW et b) de PEW issues de l'INVERSION 3.2. Sections au nord du Vanuatu (*SECALIS-3*, juil. 2003, *SECALIS-4*, nov. 2006, *FLU-INDIS*, août. 2007).

différence des concentrations en oxygène implique que le paramètre oxygène joue un rôle primordiale dans la détermination des masses d'eau. Or, nous faisons l'hypothèse que les masses d'eau ont des concentrations en oxygène identiques entre les eaux en entrée de la mer de Corail et en entrée de la mer des Salomon; notre hypothèse suppose une conservation d'oxygène à $\pm 5 \mu\text{mol.l}^{-1}$ (Table IV.4).

IV.1.5 Conclusion & Discussion

Les masses d'eau de subsurface du Pacifique sud-ouest sont décrites à l'aide d'une analyse multi-paramétrique optimale. Nous débutons l'analyse en montrant la répartition des eaux intermédiaires, l'AAIW, qui suivent un schéma de circulation relativement bien connu. L'AAIW en mer de Corail est issue des eaux de l'ECC qui coule dans le chenal entre la NC et le Vanuatu. A son arrivée au nord de la NC, l'AAIW est transportée par le NCJ en direction de l'Australie au sud de 16°S . On la retrouve le long de la côte sud de PNG puis au nord, effectuant le trajet

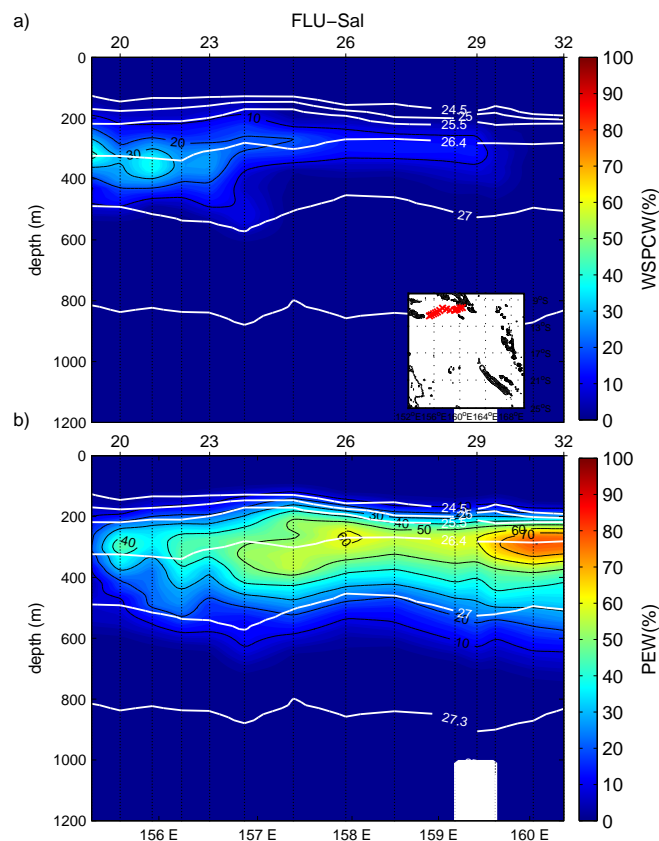


Figure IV.14: Compositions (%) a) de WSPCW et b) de PEW issues de l'INVERSION 3.2. Sections en entrée de la mer de Salomon (*FLU-SALOMON*, août 2007).

du GPC/NGCU. Cette circulation où l'AAIW emprunterait les courants bord ouest est très robuste et confirme les schémas de circulation de Tsuchiya (1991) et Sokolov & Rintoul (2000). Sur l'ensemble de son parcours, cette masse d'eau conserve des concentrations importantes (>70%) et suggère un faible mélange. Étant donné la profondeur de l'AAIW (600-1000 m), elle nécessite donc des courants profonds suffisamment puissants pour lui permettre de maintenir ses fortes concentrations; cette dynamique est assurée par le NCJ qui est un jet fin et profond rejoignant ensuite les courants de bord ouest GPC/NGCU pour alimenter la mer des Salomon.

Dans le chapitre III, nous avons montré que l'ECC/NCJ près de la NC est caractérisé par des concentrations d'oxygène fortes et une salinité faible. On observe le long des courants de bord ouest autour de PNG que les concentrations des eaux intermédiaires sont légèrement plus faibles en raison d'un effet de mélange pendant leur parcours, mais les valeurs restent fortes en comparaison avec les eaux en dehors des courants de bord ouest. Ce schéma de circulation des eaux intermédiaires confirme les résultats du chapitre III.

Nous étudions seulement dans ce chapitre la contribution se dirigeant vers l'équateur. Le Courant Est Australien transporte également une part d'AAIW (Sokolov & Rintoul, 2000) et

pourrait faire l'objet d'une étude ultérieure.

Les eaux de la thermocline sont composées d'une partie supérieure contenant le maximum de salinité et d'une partie inférieure dont les caractéristiques tendent à se rapprocher de celles de l'AAIW. Dans le Pacifique sud-ouest, les eaux tropicales, constituant la partie supérieure, sont réparties en une première composante passant majoritairement au nord de l'archipel du Vanuatu et une seconde passant entre la NC et le Vanuatu.

La composante nord d'origine équatoriale, que nous avons appelée SPTWN (*South Pacific Tropical Water-North*), représente la partie supérieure des Eaux Equatoriales du Pacifique (PEW, *Pacific Equatorial Water*). On retrouve une contribution de cette masse d'eau à l'est du chenal entre la NC et le Vanuatu qui s'apparente à un apport dans le chenal principalement à travers les îles de l'archipel du Vanuatu. Une part de cette masse d'eau se dirige vers l'Australie où elle bifurque dans un sens horaire dans le golfe de Papouasie et alimente la mer des Salomon. Sous la PNG, elle est majoritairement présente et représente la totalité des eaux entrant en mer des Salomon. La composante sud des eaux tropicales originaire du nord de la mer de Tasmanie, nommée *South Pacific Water-South* (SPTWS), représente la partie supérieure des eaux Centrales du Pacifique sud-ouest (WSPCW, *Western Pacific Central Water*). Elle représente les eaux de thermocline supérieure du chenal entre la NC et le Vanuatu. A la différence de la SPTWN présente dans le chenal, la SPTWS ne semble pas contribuer aux eaux de thermocline au nord du Vanuatu. Cette masse d'eau emprunte préférentiellement l'ECC le long de la NC et le NCJ. Arrivée près des côtes australiennes, on ne retrouve plus sa contribution au sud de PNG et dans la mer des Salomon. Il semble que cette masse d'eau bifurque vers le sud.

Au niveau de la thermocline inférieure, la WSPCW constitue la majorité des eaux au sud de la mer de Corail. Originaire du nord de la mer de Tasmanie, elle semble rejoindre la mer de Corail exclusivement par le chenal NC-Vanuatu. A la différence de la partie supérieure où la totalité des eaux de la SPTWS se dirige vers le sud au niveau de la bifurcation de l'Australie (Qu & Lindstrom, 2002), la WSPCW issue du chenal entre la NC et le Vanuatu participe à l'alimentation de la mer des Salomon à l'image des eaux intermédiaires. Au nord de la mer de Corail, la présence d'un fort minimum d'oxygène ($\sim 110 \mu\text{mol.l}^{-1}$), est assimilée à la PEW. Ce fort minimum d'oxygène est originaire du nord-est de la mer de Corail et se dirige directement vers la mer des Salomon. Cependant, les masses d'eau diffèrent principalement avec le paramètre oxygène que nous considérons comme quasi-conservatif entre l'entrée et la sortie de la mer de Corail ($\pm 5 \mu\text{mol.l}^{-1}$). Cette hypothèse ne semble pas totalement justifiée dans la thermocline étant donné le trajet relativement long en mer de Corail (plusieurs années). Il s'avère nécessaire de conforter ces résultats en utilisant plus de paramètres.

L'ensemble de ces analyses affine les schémas de circulation du chapitre III. Cependant, le nombre de paramètres limite le nombre de masses d'eau dans les inversions. Dans notre cas, nous n'avons pu considérer que quatre masses d'eau pour chaque inversion. Concernant les eaux intermédiaires, l'hypothèse générale était qu'elles sont essentiellement composées d'un mélange d'AAIW, d'eau profondes et d'eau de thermocline inférieure, omettant toute contribution des eaux de thermocline supérieure. Cette hypothèse mériterait d'être validée en prenant en compte plus de masses d'eau dans une même inversion. Deux campagnes en mer très récentes (Pandora, juil. 2012; Bifurcation, sept. 2012) ont respectivement échantillonné la mer des Salomon avec ses détroits septentrionaux et la bifurcation du NCJ le long du plateau du Queensland. Lors de ces campagnes, en plus des paramètres « usuels » (T, S, O_2), les sels nutritifs ont également été échantillonnés. Ces campagnes représentent une source d'information importante à l'amélioration de notre compréhension des masses d'eau en mer de Corail et constituent une perspective de développement très intéressante.

Le minimum d'oxygène présent au nord des îles Salomon est très peu documenté (Wyrcki, 1962c; Sokolov & Rintoul, 2000). Originaire de l'est dans la bande équatoriale, il résulte à la fois de phénomènes locaux liés à la reminéralisation (Stramma *et al.*, 2008; Fiedler & Talley, 2006), et d'une advection horizontale faible (Wyrcki, 1962b). Un éclairage serait nécessaire pour mieux comprendre l'origine de cette masse d'eau.

Finalement, même si le test de stabilité est censé tenir compte de la variabilité des masses d'eau, on observe tout de même des différences dans les concentrations des masses d'eau sur des sections proches voir identiques. Ces différences peuvent être associées à des processus de variabilité importante. Au niveau du plateau du Queensland, Choukroun *et al.* (2010) mettent en évidence, à l'aide de bouées dérivantes, une zone de variabilité importante qui pourrait moduler les apports du NCJ dans les courants de bord ouest dirigés vers l'équateur. Or, la SPTWS, originaire du chenal NC-Vanuatu, emprunte le NCJ qui bifurque dans cette zone de forte variabilité. La variabilité de la circulation est retranscrite inévitablement sur le trajet des masses d'eau, ce qui pourrait expliquer les différences de concentration de cette masse d'eau entre la section P11 (juin 1993) et FLUSEC-01 (août 2007). Comprendre cette variabilité constitue une perspective de développement de notre étude. A partir de la station BATS (*Bermuda Atlantic Time-series Study*), Leffanue & Tomczak (2004) ont utilisé une OMP pour étudier la variabilité temporelle des structures et des contributions de différentes masses d'eau. L'atlas Argo (Roemmich & Gilson, 2009) qui fournit des profils hydrologiques de température

depuis 2004 représente un très bon outil pour étudier la variabilité des masses d'eau dans l'océan. Même si la mesure des concentrations en oxygène sur les flotteurs est encore en développement (avec 2 flotteurs en mer de Corail), les futures analyses de la variabilité des masses d'eau s'annoncent prometteuses. Pour cela, il convient de maintenir les efforts de collecte d'observations in situ, à l'aide de campagnes et de flotteurs.

VARIABILITE INTERANNUELLE EN MER DE CORAIL

Sommaire

V.1 Variabilité interannuelle en mer de Corail	110
V.1.1 Introduction	110
V.1.2 Reconstruction de profils hydrologiques à partir de l'altimétrie	112
V.1.3 Variabilité interannuelle du SEC entrant en mer de Corail	115
V.1.4 Le NCJ et le NVJ : deux réponses différentes à ENSO	118
V.1.5 Conclusion & Discussion	124

V.1 Variabilité interannuelle en mer de Corail

V.1.1 Introduction

A l'échelle interannuelle, la variabilité du niveau de la mer du Pacifique tropical peut être représentée par 2 modes EOF (Alory & Delcroix, 2002) expliquant 80% de la variance totale. Le premier mode est le mode d'ENSO se caractérisant par une modulation de l'inclinaison zonale de la thermocline du Pacifique (centrée à 150°W) liée au déplacement zonal du réservoir d'eaux chaudes. Le second mode précédant de 7 mois le mode d'ENSO est à la base de la théorie de l'oscillateur dit de 'recharge/décharge' de Jin (1997a,b). Ces deux modes peuvent être suivis à l'aide de l'indice NINO3.4 (SST dans la région 5°N—5°S, 120°W-170°W) (Barnston *et al.*, 1997) pour le mode 1 et le *Warm Water Volume* (WWV) pour le mode 2, représentant les eaux du Pacifique équatorial supérieures à 20°C (Meinen & McPhaden, 2000, 2001).

Des simulations numériques suggèrent que les courants de bord ouest des basses latitudes (LLWBCs, *Low Latitude Western Boundary Currents*) du Pacifique sud-ouest ont une contribution similaire à celle de l'océan intérieur (Lee & Fukumori, 2003; Schott *et al.*, 2007; Ishida *et al.*, 2008). Les LLWBCs compensent le transport méridien de l'océan intérieur, en particulier celui du Pacifique Sud, réduisant ainsi les variations nettes de son transport. Cette compensation est moindre dans le Pacifique nord. Plusieurs études ont documenté l'influence d'ENSO sur le Pacifique sud-ouest (Delcroix & Hénin, 1989; Delcroix & Lenormand, 1997; Holbrook & Bindoff, 1997; Gouriou & Delcroix, 2002; Hristova & Kessler, 2012).

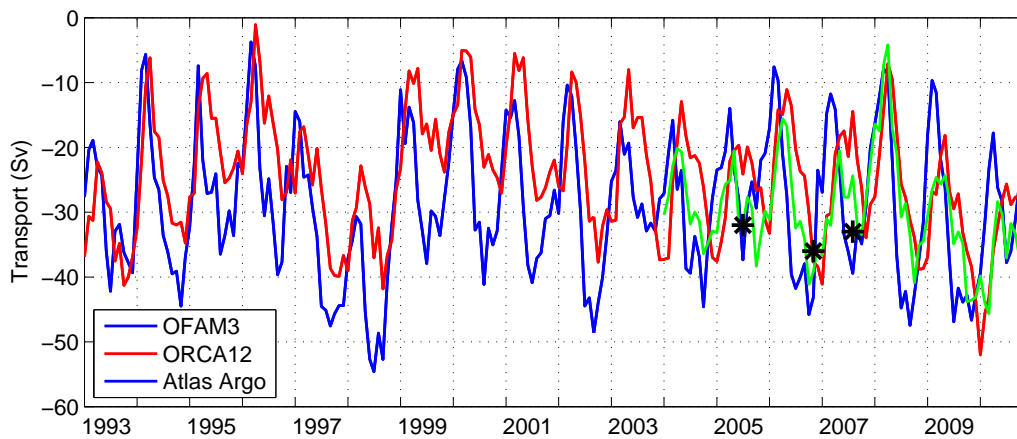


Figure V.1: Transport de masse mensuel (Sv) intégré (0-2000 m) en entrée de la mer de Corail (160°-163°E, 10°-20°S) issu du modèle OFAM3 (bleu), du modèle ORCA12 (jaune) et de l'atlas Argo (vert). Les « * » indiquent les estimations issues des campagnes SECALIS-3, SECALIS-4 et FLUSEC.

Pour introduire ce chapitre traitant de la variabilité interannuelle de la mer de Corail, nous commençons par replacer les trois estimations de transport de masse intégré entrant en mer

de Corail issues des analyses de campagnes en mer (Chap. III) sur trois séries temporelles de transport de masse (Figure V.1); issues de deux simulations numériques (OFAM3 au $1/10^\circ$ -courbe bleue et ORCA12 au $1/12^\circ$ -courbe orange) et de l'atlas Argo, produit grillé ($1^\circ \times 1^\circ$) de profils de température et de salinité (0-2000 m) depuis 2004 (Roemmich & Gilson, 2009). Ces outils fournissent des estimations mensuelles de transport de masse et ont été présentés dans le chapitre II.

Selon ces différentes estimations, le transport en mer de Corail fluctue entre 10 Sv et 40 Sv avec des événements forts certaines années (1998, 2009-2010). Ces estimations mensuelles montrent que la variabilité saisonnière est de l'ordre de ± 10 Sv avec un transport du SEC minimum en début d'année et maximum en fin d'année (Kessler & Gourdeau, 2007). Nos estimations sont cohérentes avec les estimations des trois séries temporelles; elles se replacent très bien. Cependant, la variabilité interannuelle montre une modulation du transport d'environ 20 Sv lors d'événements « extrêmes » caractérisés par des changements abrupts (Figure V.1).

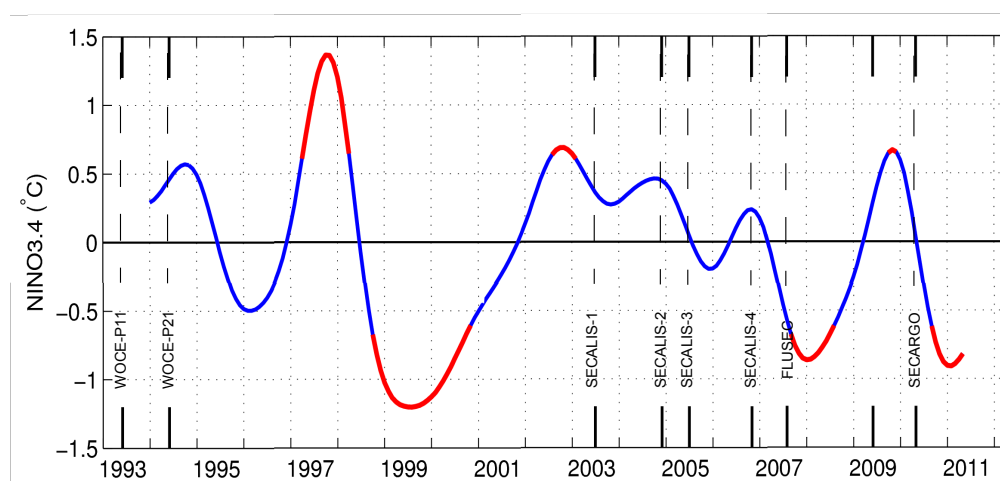


Figure V.2: Indice NINO3.4 (filtre Hanning à 25 mois) (Barnston *et al.*, 1997). Événement El Niño définit lorsque $NINO3.4 > 0.6^\circ\text{C}$; Évènement La Niña définit lorsque $NINO3.4 < -0.6^\circ\text{C}$ (en rouge).

Le premier objectif de ce chapitre est de déterminer la variabilité interannuelle du transport de masse entrant en mer de Corail à l'aide de produits différents. Nous estimons les anomalies de transport total attribuées aux événements des phases d'ENSO. Puis nous distinguons la variabilité du NCJ et du NVJ.

Dans un second temps, nous abordons les modifications observées sur les vitesses et les propriétés des masses d'eau en entrée de la mer de Corail pendant les épisodes du cycle ENSO. Pour cela, nous établissons une analyse combinée à l'aide des profils issus de l'altimétrie et du modèle OFAM3.

V.1.2 Reconstruction de profils hydrologiques à partir de l'altimétrie

Les campagnes océanographiques renseignent sur la circulation océanique à un instant donné et doivent être interprétées relativement à la variabilité, de la haute fréquence aux échelles interannuelles, décennales voir multi-décennales. Pour cela, nous utilisons l'altimétrie qui fournit des estimations précises de la hauteur de la mer (~ 3 cm) tous les 7 jours depuis 1993. Il existe plusieurs méthodes permettant de déduire le transport des courants océaniques à partir d'observations satellites (Imawaki, 1997; Rintoul & Sokolov, 2001). L'approche que nous utilisons est décrite en détails par Ridgway *et al.* (2008) qui étudie la variabilité interannuelle à décennale du Courant Est Australien (EAC, *East Australian Current*). Nous reprenons les conventions de Ridgway *et al.* (2008) et Ridgway & Dunn (2010) pour estimer le transport de masse sur la période 1993-2010.

V.1.2.1 Méthode SynTS

A un instant t et en un point de coordonnées (x,y) , la méthode dite "Synthetic TS" (SynTS) permet de déterminer les propriétés de subsurface à la profondeur z , $T(z)$ et $S(z)$, à partir de la connaissance de la hauteur stérique h relative à la profondeur z . En effet, plusieurs études menées dans le Pacifique sud-ouest ont montré une forte corrélation entre la hauteur stérique et les propriétés de subsurface (Hamon, 1968; Ridgway & Godfrey, 1994; Willis *et al.*, 2003; Ridgway *et al.*, 2008).

Cette méthode utilise une technique de régression linéaire multiple basée sur des données historiques (Ridgway & Dunn, 2003) pour générer une statistique verticale considérée comme étant stationnaire (Hamon, 1968; Ridgway *et al.*, 2008; Ridgway & Dunn, 2010) (Figure V.3). A un instant t , et en un point de coordonnées (x,y) , la température de subsurface peut être ainsi estimée à l'aide de la relation :

$$\begin{aligned}\delta T(z) &= \alpha_T(z)\delta h + \beta_T(z) \\ \delta S(z) &= \alpha_S(z)\delta h + \beta_S(z)\end{aligned}\tag{V.1}$$

où $\delta T(z)$ correspond à l'anomalie de température par rapport à la climatologie CARS, δh est l'anomalie de hauteur stérique, et $\alpha_T(z)$, $\alpha_S(z)$, $\beta_T(z)$, $\beta_S(z)$ les coefficients linéaires issus de la régression.

Il est alors possible de reconstruire des profils de température et de salinité par la relation :

$$\begin{aligned}T(z) &= \langle T(z) \rangle + \alpha_T(z)\delta h + \beta_T(z)\delta T_0(t) \\ S(z) &= \langle S(z) \rangle + \alpha_S(z)\delta h + \beta_S(z)\delta S_0(t)\end{aligned}\tag{V.2}$$

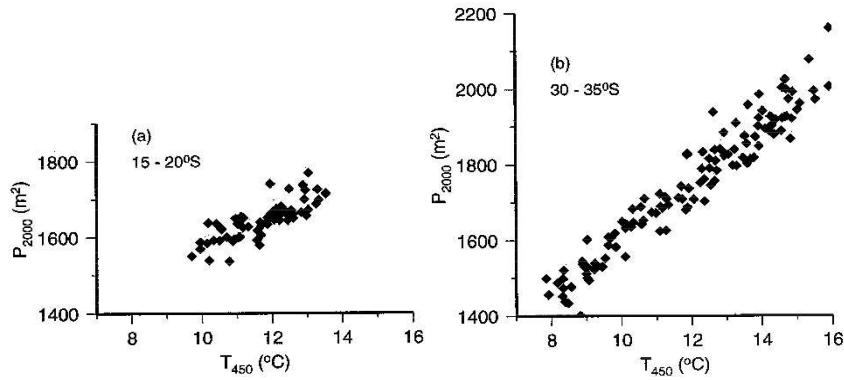


Figure V.3: Fonction de transport de masse (m^2) de stations hydrologiques allant à 2000 m par rapport à la température à 450 m (T_{450}). a) Région 30°-35°S/150°-180°E; b) 15°-20°S/150°-180°E (Ridgway & Godfrey, 1994).

où le terme $\langle T(z) \rangle$ représente la moyenne climatologique issue de CARS (Ridgway & Dunn, 2003), δT_0 l'anomalie de température de surface et z la profondeur ($z \geq 2000$ m). Le terme $\beta(z)\delta T_0(t)$ reste secondaire mais permet des améliorations importantes au niveau des couches de surface (Willis *et al.*, 2003).

Cet ensemble de coefficients α et β , dépendant à la fois de x , y et z , est déterminé par une technique de moindre carrés pondérés de manière similaire à celle utilisée pour les champs moyens de la climatologie CARS tenant compte à la fois des données de densité et de la topographie régionale (Ridgway *et al.*, 2002). Pour optimiser les champs moyens de température et de salinité CARS, Ridgway & Dunn (2010) montrent que ces coefficients de régression possèdent de fortes structures zonales cohérentes avec la circulation régionale.

Apport de l'altimétrie Dans le Pacifique sud-ouest, Ridgway *et al.* (2008) montrent que l'anomalie de hauteur stérique relative à 2000 m de profondeur déduite d'un profil hydrologique $\delta h'_{0/2000m}$ est équivalente à l'anomalie de hauteur de la mer déduite par altimétrie δh_a .

Pour tenir compte des effets des changements baroclines sous 2000 m ($\delta h_{2000/fond}$ et des variations de masse/volume de l'océan, nous ajoutons le coefficient $\Psi(y)$ ($\delta h'_R = \Psi(y) \times \delta h_a + \varepsilon B + \varepsilon a$), principalement fonction de la latitude où $\Psi(y)$ représente à la fois le terme barocline sous 2000 m ($\delta h_{R/B}$) et une partie du terme barotrope (Ridgway & Dunn, 2010). Sur la figure V.4 est présentée l'anomalie de hauteur stérique issue de 370 profils T/S (0-2000 m) situés dans la région 160°-180°E, 30°-10°S entre 1993 et 2010 comme une fonction de l'anomalie de hauteur altimétrique colocalisée. Le coefficient de régression, quasi-égal à 1, montre une bonne cohérence entre le signal altimétrique et le signal in situ suggérant que la méthode SynTS permet de reconstituer le signal et notamment les variations de transport de masse.

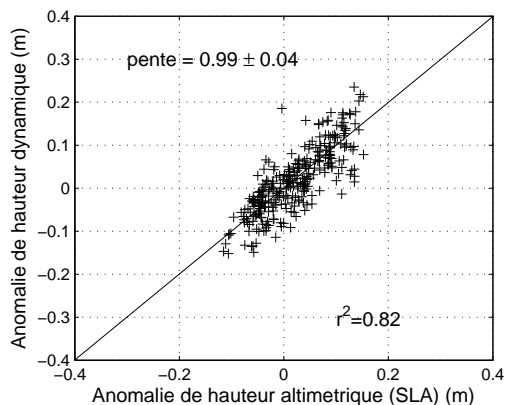


Figure V.4: Anomalies de hauteur dynamique issues de 370 profils T/S (0-2000 m) du *World Ocean Database* (WOD09, www.nodc.noaa.gov) situés dans la région 160°-180°E, 30°-10°S entre 1993 et 2010 fonction des anomalies de hauteur altimétrique (SLA) interpolées temporellement et spatialement.

La représentation des transports de masse entrant en mer de Corail lors des campagnes SECALIS-3 et SECALIS-4 par la méthode SynTS montre une très bonne cohérence avec les transports estimés avec les données in situ. Plusieurs tests sur les transports de masse sur la région montrent que l'erreur de transport entre les transports issus de la méthode SynTS et les transports déterminés par les sections CTD est de ± 4 Sv, similaire à l'erreur de [Ridgway et al. \(2008\)](#) (Figure V.5) dont 2 Sv sont attribués au fait que l'on assimile la hauteur stérique à la hauteur altimétrique et 2 Sv sont attribués à la méthode.

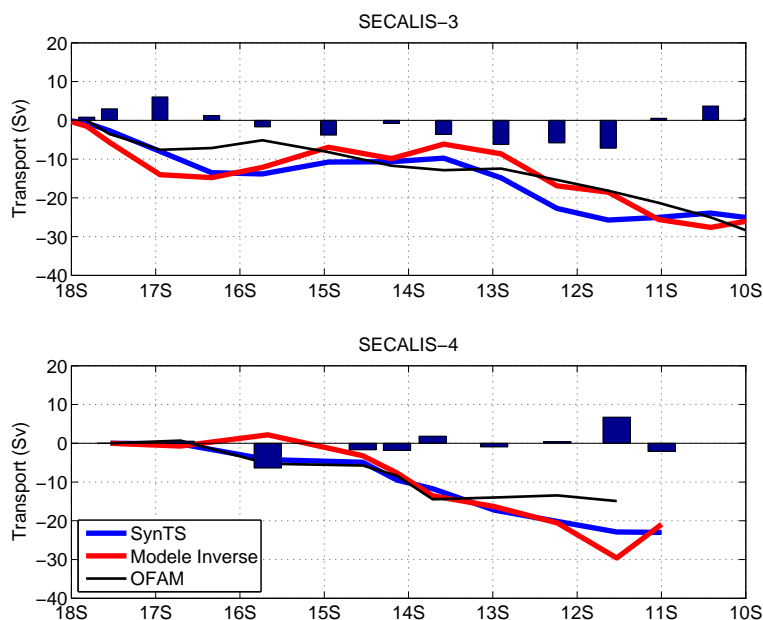


Figure V.5: Transports géostrophiques (Sv) issus des données hydrologiques (modèle inverse en bleu), reconstitués par la méthode SynTS (en rouge) et simulés par le modèle OFAM3 (en noir) (SECALIS-3, juil.2005, et SECALIS-4, nov.2006).

V.1.3 Variabilité interannuelle du SEC entrant en mer de Corail

Afin de déterminer la variabilité interannuelle du transport de masse en entrée de la mer de Corail, nous utilisons les transports issus de la méthode SynTS décrite précédemment et à partir de la simulation OFAM3. Nous nous intéresserons à la période 1993-2010 qui coïncide avec la période du modèle. La simulation ORCA12 (T321) ne s'étend que de 2002 à 2008, mais la figure V.1 montre que les deux simulations sont très proches ($r=0.9$) en terme de représentation de la variabilité interannuelle.

Nous évaluons la variabilité interannuelle en appliquant un filtre de Hanning à 25 mois. Le SEC étant orienté vers l'ouest, des anomalies de transport négatives correspondent à une intensification du SEC, et inversement pour une anomalie positive.

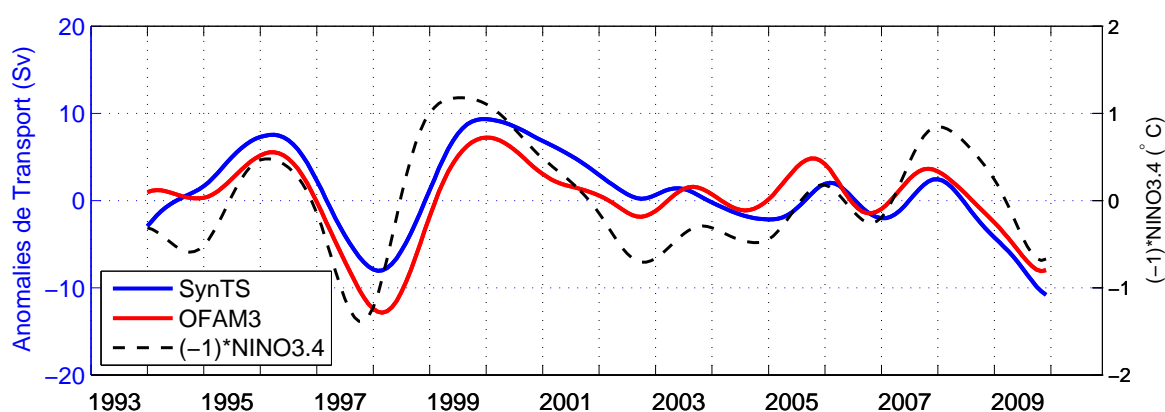


Figure V.6: Transport de masse (Sv) intégré (0-2000 m) en entrée de la mer de Corail (160° - 163° E, 10° - 20° S) issu du modèle OFAM3 (rouge), de la méthode « SynTs » (bleu). L'inverse de l'indice NINO3.4 est indiqué en pointillé noir. Les courbes ont été filtrées avec un filtre de Hanning sur 25 mois.

Les deux séries temporelles de transport sont en phase et très bien corrélées ($r=0.8$) (Figure V.6). Même si les anomalies de transport de SynTS sont plus élevées entre 1993 et 2003 et inversement sur le reste de la période, les différences restent faibles (quelques Sv) et les deux séries temporelles indiquent des anomalies de transports similaires.

L'indice NINO3.4 semble précéder de quelques mois les anomalies de transport sur l'ensemble de la période à l'exception de l'évènement El Niño de 1997-1998 où l'anomalie de transport négative suit de plus de 6 mois la forte anomalie de NINO3.4 (McPhaden, 2012). L'indice NINO3.4 a une corrélation de 0.70 avec les deux séries temporelles de transport et précède la modulation du SEC de 2 mois. En séparant les séries temporelles par rapport à l'année 2000, l'anomalie de transport est corrélée avec NINO3.4 (0.75) avec 3 mois de retard avant 2000, alors qu'après 2000, l'anomalie de transport est en phase avec NINO3.4 ($r=0.65$). Cette différence

de phase selon la période est en accord avec le changement observé à partir des années 2000 (McPhaden, 2012) où l'on passe d'une période chaude (plus d'El Niño) à une période froide (plus de La Niña).

Anomalies de Transport lors des événements ENSO Pour identifier et décrire les anomalies de transport dues à ENSO, nous établissons des composites pour les événements El Niño, La Niña et Neutre définis à l'aide de l'indice NINO3.4 et de son écart-type 0.6°C (qui constitue un seuil) comme décrit précédemment (Figure V.2). Nous tenons compte du décalage de deux mois du transport sur l'indice NINO3.4.

Les événements El Niño sont marqués par un renforcement du SEC (anomalies moyennes de transport négatives de -6 ± 4 Sv), les événements La Niña sont caractérisés par un ralentissement du SEC (anomalies positives de 4 ± 4 Sv) tandis que pendant l'état neutre, les anomalies sont de 1 ± 3 Sv (Figure V.7).

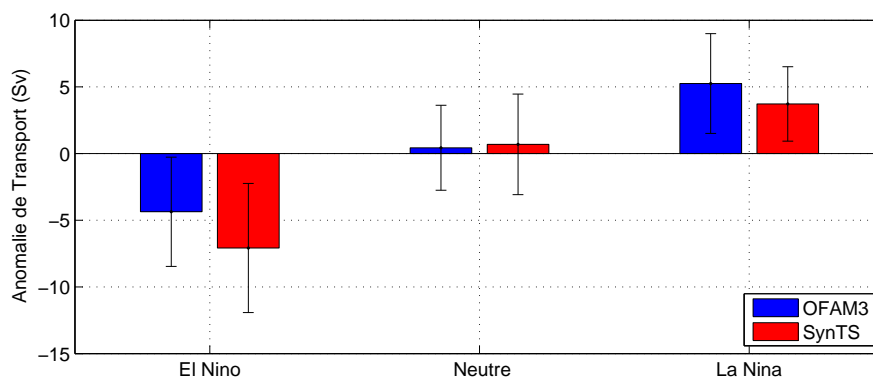


Figure V.7: Anomalies de Transport (Sv) à partir de composites El Niño/Neutre/La Niña basés sur l'indice NINO3.4 avec un décalage de deux mois; (El Niño: $\text{NINO3.4} < -0.6$, La Niña: $\text{NINO3.4} > 0.6$, Neutre: $-0.6 < \text{NINO3.4} < 0.6$)

Avec un transport moyen d'environ 30 Sv (Ridgway & Dunn, 2003; Kessler & Gourdeau, 2007), ces estimations de transport montrent qu'ENSO influence le transport de masse entrant en mer de Corail à hauteur de 15-20% atteignant plus de 30% pendant l'épisode de 1997-1998 (Figure V.6). Dans la suite, nous allons tenter de décrire un des mécanismes permettant d'expliquer comment ENSO agit sur la circulation du Pacifique sud-ouest.

Mécanismes responsables de la modulation de l'intensité du SEC Lors de l'épisode El Niño 1982-1983, Delcroix & Hénin (1989) ont mis en évidence des changements importants de la structure verticale de température préférentiellement entre 10° - 15°S en lien avec des anomalies de tension de vent. Ils observent une remontée de la thermocline allant jusqu'à 70 m associée à la présence d'un pompage d'Ekman négatif. Cette remontée entraîne une

intensification du SEC entrant en mer de Corail par effet géostrophique.

Cette effet de pompage correspond à l'effet de la variabilité interannuelle du rotationnel de vent (Figure V.8), et est observé dans le signal de hauteur de mer (Li & Clarke, 2007; Kessler & Cravatte, 2013).

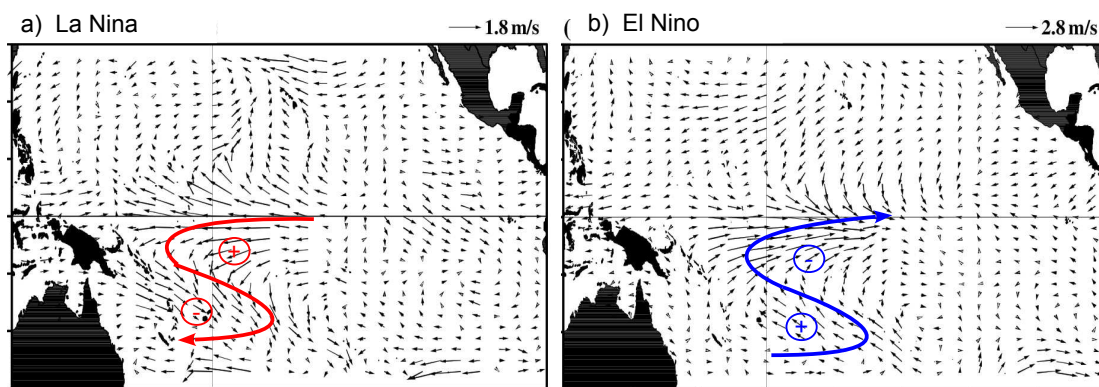


Figure V.8: Anomalies de vent de surface ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Les signes « + » et « - » indiquent respectivement un pompage d'Ekman positif et négatif. (Review de Wang & Fiedler (2006))

A l'aide du modèle OFAM3, nous observons cette remontée de la thermocline ($\sigma=25 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) lors des évènements El Niño et un approfondissement pendant La Niña (Figure V.9).

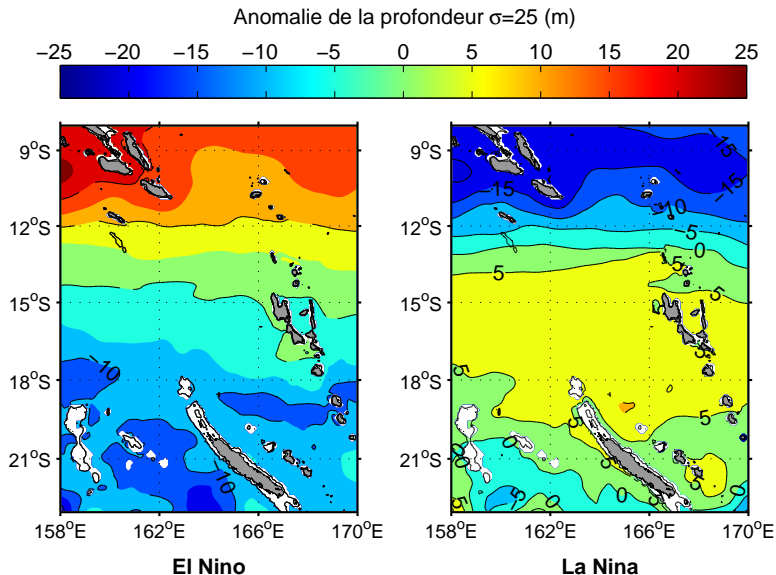


Figure V.9: Anomalies de la profondeur de l'isopycne $\sigma=25 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ issues du modèle OFAM3 à partir des composites d'ENSO (en m).

En résumé, l'analyse de la variabilité du transport du SEC à l'aide de la méthode SynTS combinée aux estimations du modèle OFAM3 nous montre une intensification du SEC d'environ 6 Sv pendant El Niño et une diminution de 4 Sv lors d'épisodes La Niña. Cette modulation répond aux variations de la profondeur de la thermocline par effet géostrophique. Le SEC suit

les variations d'ENSO avec un décalage de 2 mois. Mais comme le montrent Li & Clarke (2007) ainsi que la figure V.9, les plus grandes variations de profondeur sont concentrées au nord de 15°S. Or, nous n'avons aucune indication sur la distribution méridienne de ces anomalies de transport. Dans la suite, nous nous intéressons aux variations individuelles de chaque jet ainsi qu'à leur structure verticale, en s'attachant à comprendre comment ils réagissent aux variations liées à ENSO.

V.1.4 Le NCJ et le NVJ : deux réponses différentes à ENSO

Le NCJ et le NVJ formés par l'interaction du SEC contre les îles du Pacifique sud-ouest ont des caractéristiques dynamiques et transportent des propriétés de masses d'eau distinctes. Dans cette partie, nous allons mettre en évidence les impacts locaux de la variabilité interannuelle sur les jets entrant en mer de Corail.

V.1.4.1 Transport de masse

Nous définissons le transport des jets en considérant le transport du NCJ comme le flux dirigé vers l'ouest ($< 2 \text{ cm.s}^{-1}$) situé entre 20° et 16.5°S, et entre 16.5° et 10°S pour le NVJ (Figure V.10).

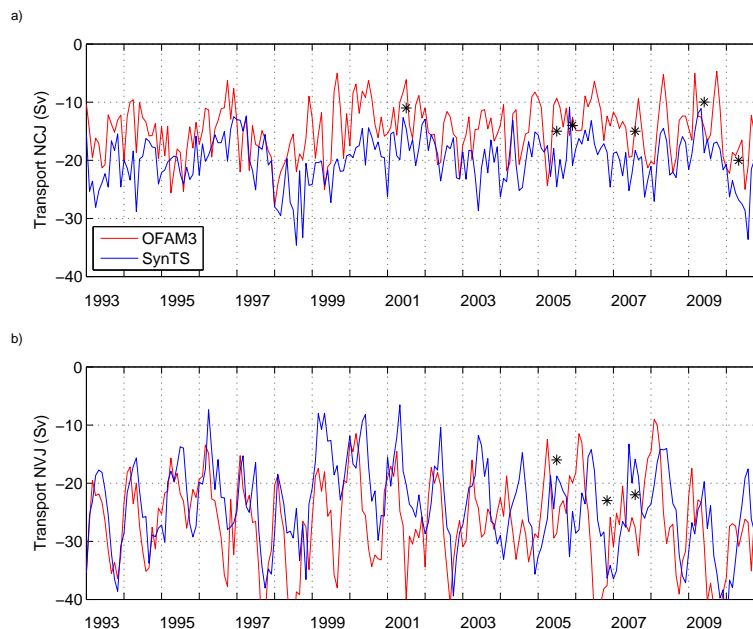


Figure V.10: Transport de masse intégré (en Sv) du NCJ (a) et du NVJ (b). Les « * » indiquent les estimations issues des campagnes en mer.

Le transport moyen du NCJ à partir du modèle OFAM3 est de 13 Sv légèrement plus faible (3 Sv) que celui issu de SynTS (16 Sv). Le transport de l'ECC, principale alimentation du NCJ, a été estimé à 13 Sv par Gasparin *et al.* (2011). A l'inverse, le NVJ, estimé à 20 Sv

par le modèle OFAM3, est légèrement supérieur à celui estimé par SynTS de 3 Sv (23 Sv). Cette différence de transport moyen est sensible aux critères définissant les jets. Ces quatre estimations sont cohérentes avec les estimations fournies par les observations des campagnes océanographiques (Chap. III) et avec la littérature (Andrews & Clegg, 1989; Ridgway & Dunn, 2003; Couvelard *et al.*, 2008; Gourdeau *et al.*, 2008; Ganachaud *et al.*, 2008a; Gasparin *et al.*, 2012)

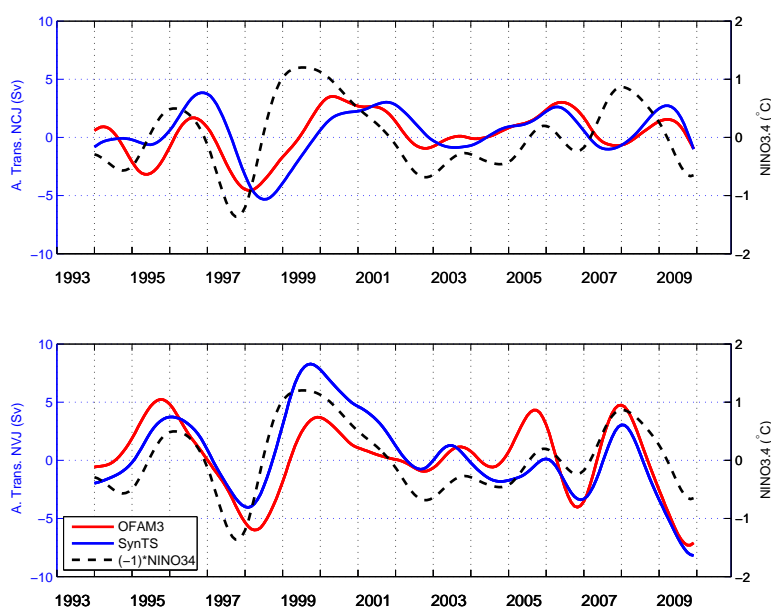


Figure V.11: Transport de masse intégré (en Sv) du NCJ (a) et du NVJ (b), valeurs mensuelles filtrées avec un filtre de Hanning à 25 mois.

La variabilité interannuelle montre que les estimations des deux séries temporelles sont cohérentes ($r_{NCJ}=0.75$, $r_{NVJ}=0.73$) (Figure V.11). A l'image de la variabilité saisonnière, la modulation interannuelle est plus présente au niveau du NVJ. Lors de l'événement El Niño de 1997-1998, la variabilité du NCJ est de l'ordre de 10 Sv, celle du NVJ étant autour de 15 Sv. Les courbes du NCJ et NVJ sont corrélées avec $r\sim 0.55$, le transport du NVJ anticipant le transport du NCJ de 9 mois. L'anomalie de transport du NCJ est corrélée à l'indice NINO3.4 avec $r=0.7$ avec un décalage de 9-11 mois, c'est à dire que les variations liées à ENSO contrôlent les variations du NCJ environ 10 mois plus tard. Le NVJ réagit beaucoup plus rapidement à ENSO (~ 1 mois de retard) avec une corrélation autour de 0.7. Cette réponse peut s'expliquer par une réponse aux changements de vents, donc de rotationnel de vent et de pompage d'Ekman qui, transmis par l'intermédiaire d'ondes de Rossby, modulent le SEC au niveau du Pacifique sud-ouest (Kessler & Cravatte, 2013).

V.1.4.2 Anomalies de Vitesses zonales

Dans cette section, nous nous intéressons à caractériser la circulation océanique lors des événements El Niño/La Niña par l'utilisation de composites basés sur l'indice NINO3.4 comme décrit précédemment. L'analyse est effectuée en utilisant conjointement SynTS et OFAM3.

Les anomalies de vitesses négatives lors des événements El Niño correspondent à une accélération du SEC. Ces anomalies se localisent dans les 500 premiers mètres au nord de 15°S, c'est à dire dans le NVJ (Figure V.12). On observe un différence de pente méridienne des isopycnes entre les évènements « neutres » (en pointillé) et les évènements El Niño (traits pleins). Cette accentuation de la pente correspond à une remontée de la thermocline dans la partie nord et un approfondissement dans la partie sud (Figure V.9).

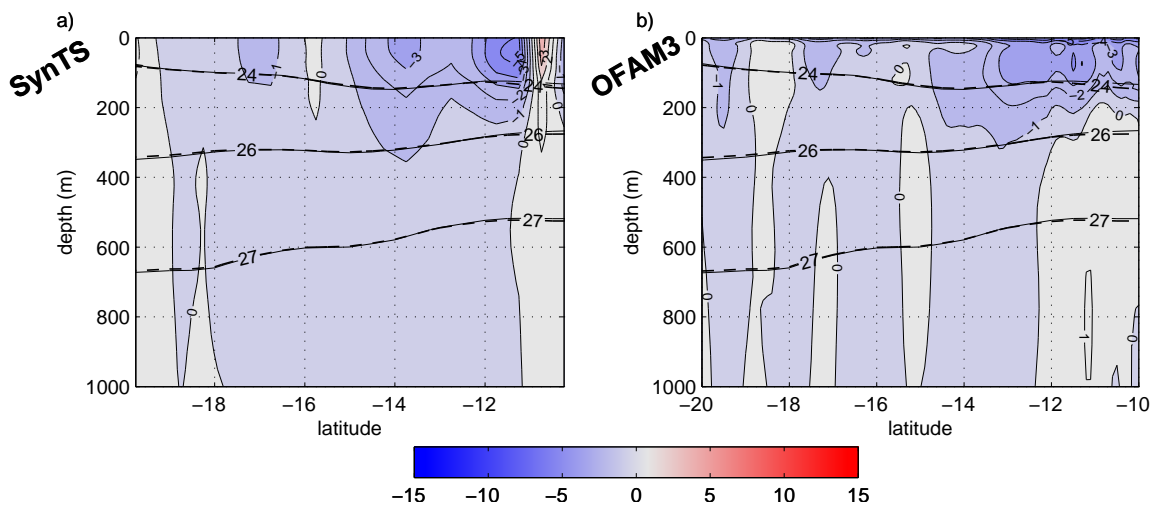


Figure V.12: Anomalies de vitesses (en cm.s^{-1}) lors des épisodes El Niño le long de la radiale 161°E; a) méthode SynTS, b) modèle OFAM3; les isopycnes 24, 26 et 27 sont indiquées en trait plein noir (positions moyennes en trait tireté).

A l'inverse, les événements La Niña sont caractérisés par des vitesses positives (dirigées vers l'est) traduisant un ralentissement du SEC (Figure V.13). Localisées dans la partie nord de la section (14°-10°S), ces anomalies confirment que les variations interannuelles du transport entrant en mer de Corail sont essentiellement répercutées par les variations du NVJ.

La modulation du SEC pendant les événements d'ENSO est associée à une légère modification de la pente méridienne des isopycnes (Figure V.12, V.15). La pente des isopycnes de l'état neutre (traits pointillés) est accentuée en épisode El Niño et diminuée lors des épisodes La Niña. Cette modulation entraîne une variabilité du SEC par effet géostrophique.

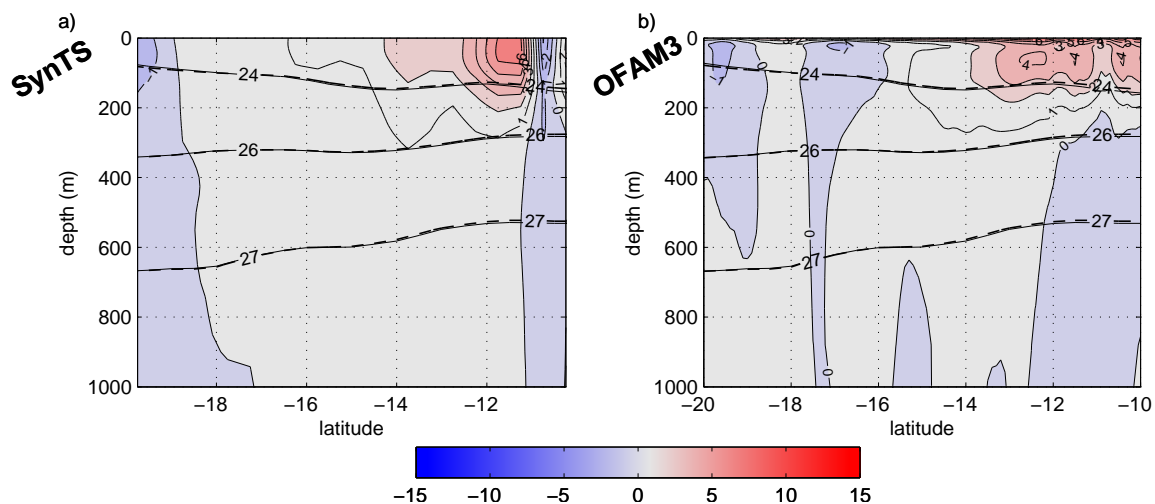


Figure V.13: Idem que la figure V.12 pour les épisodes La Niña.

V.1.4.3 Anomalies de Température/Salinité

La modulation interannuelle de la pente des isopycnes provoque l'apparition d'anomalies de température et de salinité au niveau de la thermocline. Ces anomalies seront ensuite transférées à la bande équatoriale par les courants de bord ouest et pourront influencer sur les propriétés de masses d'eau.

Lors d'un épisode El Niño (fig. V.14a), de fortes anomalies de température négatives (-0.25 à -1°C) apparaissent dans la couche de subsurface (100-500 m) au nord de 14°S . Au sud, les anomalies sont positives, mais d'amplitudes plus faibles ($<0.25^\circ\text{C}$). Au nord de la section, la remontée du maximum de salinité implique la présence d'une forte anomalie positive (>0.1) à 100-150 m et une forte anomalie négative (>-0.06) entre 200 et 500 m. Les deux produits, SynTS et OFAM3, comportent les mêmes caractéristiques.

A l'inverse, on observe lors des épisodes La Niña, une anomalie de température positive ($0.5-1.0^\circ$) au nord de $12-13^\circ\text{S}$ et une anomalie négative (<-0.25) au sud. Les anomalies de salinité sont inversées par rapport à celles en conditions El Niño. L'anomalie de salinité négative (-0.1) entre 100 et 200 m et l'anomalie positive entre 200 et 500 m (0.02) marque un approfondissement du maximum de salinité pendant les événements La Niña (fig. V.14b). De telles anomalies ont également été simulées en mer de Salomon (Melet *et al.*, 2013).

Ces anomalies de propriétés de masses provoquées par la modulation de la thermocline sous l'influence du pompage d'Ekman sont à même de modifier les conditions des masses d'eau à l'équateur et ainsi d'agir sur les conditions d'El Niño (Luo & Yamagata, 2001; Luo *et al.*, 2003;

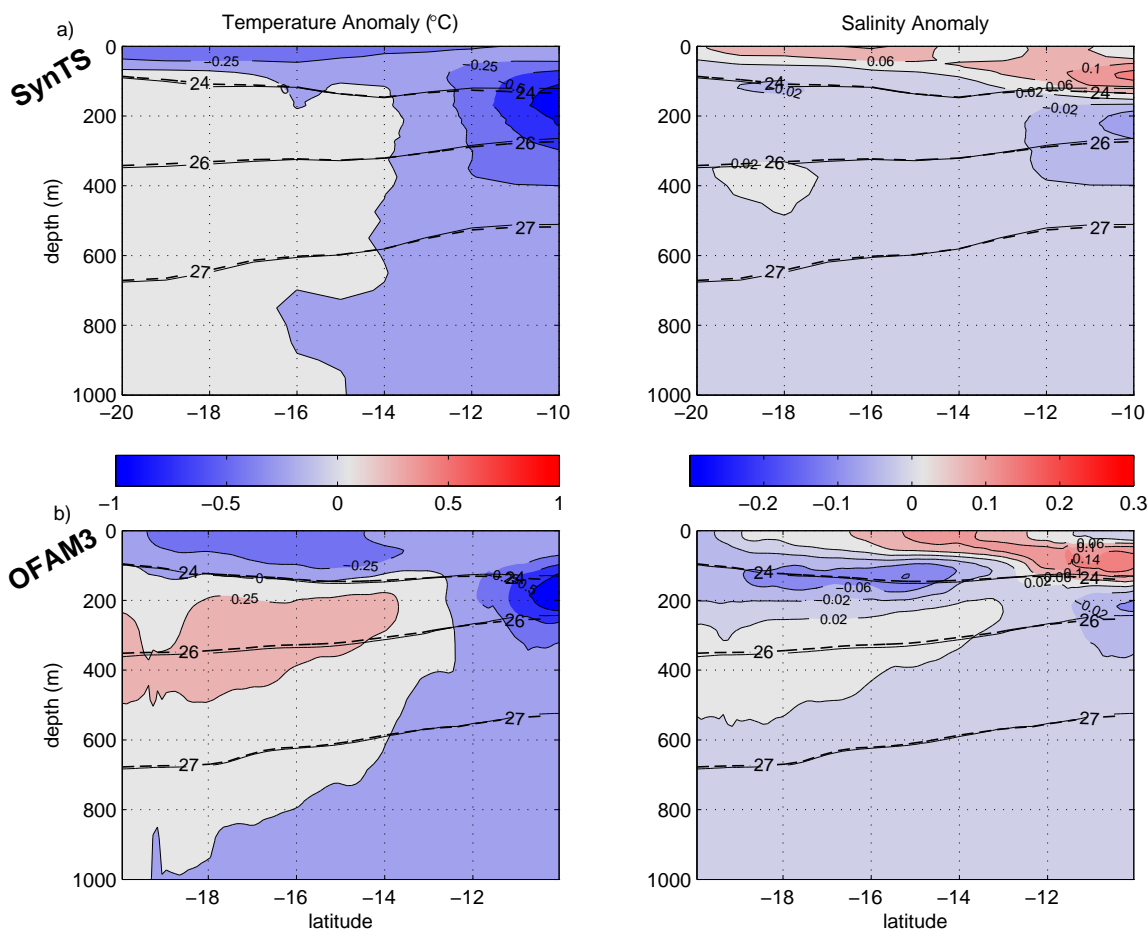


Figure V.14: Anomalies de Température (en °C) et Salinité lors des événements El Niño à l'aide (a) des profils issus de la méthode SynTS et (b) des profils issus du modèle OFAM3. Les isopycnes 24, 26 et 27 sont indiquées en trait plein noir (positions moyennes en trait tireté).

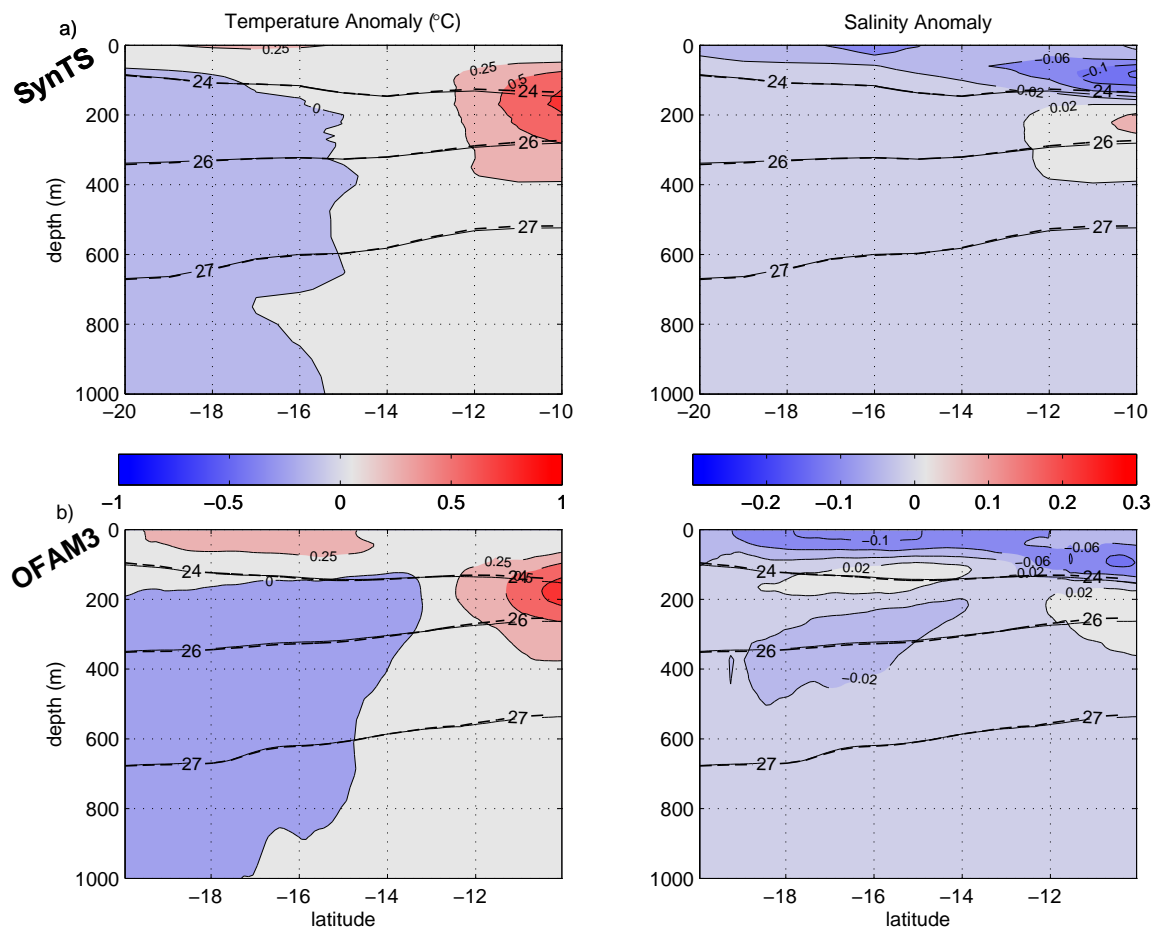


Figure V.15: Idem que la figure V.14 pour la moyenne des épisodes La Niña

Kolodziejczyk & Gaillard, 2012).

V.1.5 Conclusion & Discussion

A l'aide de deux séries temporelles sur la période 1993-2010, nous analysons les composantes de la variabilité interannuelle du SEC. A l'échelle interannuelle, le SEC entrant en mer de Corail suit le cycle ENSO avec un décalage de 2 mois. Son transport de masse est très bien corrélé à l'indice NINO3.4 ($r=0.7$, + 2 mois). Utilisant des composites, établis sur la période 1993-2010 et basés sur l'indice NINO3.4, nous estimons l'impact d'ENSO sur le transport de masse du SEC entrant en mer de Corail. Pendant les épisodes El Niño, on observe une augmentation moyenne du SEC de 6 ± 4 Sv et une diminution de 4 ± 4 Sv pendant la Niña. Cette variabilité est cohérente avec la variabilité observée à 160°E par Kessler & Cravatte (2013) et à l'entrée de la mer des Salomon (Melet *et al.*, 2010b; Davis *et al.*, 2012; Melet *et al.*, 2013).

La dynamique interannuelle est contrôlée par les vents du Pacifique sud-ouest qui influe sur la profondeur de la thermocline par pompage d'Ekman (Morris *et al.*, 1996; Li & Clarke, 2007; Kessler & Cravatte, 2013). Cette modulation de la thermocline entraîne par effet géostrophique une accélération du SEC en période El Niño et un ralentissement pendant La Niña. Nous montrons à l'aide d'une méthode basée sur l'altimétrie et d'une simulation numérique que les événements El Niño correspondent à une élévation de la thermocline de 20 ± 10 m au nord de 15°S et un abaissement de 20 ± 10 m au sud. De même, Delcroix & Hénin (1989) ont observé une remontée de 70 m de la thermocline au nord de la mer de Corail pendant l'évènement El Niño de 1982-1983. Cette modulation des vents peut être assimilée à un déplacement méridien du gyre du Pacifique Sud, qui atteindrait sa position la plus septentrionale pendant El Niño et inversement pendant la Niña (Wyrtki & Wenzel, 1984; Delcroix & Hénin, 1989; Kessler & Cravatte, 2013).

Afin de considérer les impacts des deux jets entrant en mer de Corail, nous dissociions leur contribution et montrons que la variabilité interannuelle est principalement contrôlée par le NVJ. La méthode SynTS et la simulation numérique parviennent aux mêmes conclusions. Le NVJ domine la variabilité du SEC entrant en mer de Corail; sa corrélation à NINO3.4 est identique à celle du SEC. Les anomalies de vitesses sont principalement concentrées dans la thermocline au nord de la section (14° - 11°S) avec des anomalies de vitesses positives pendant La Niña et négatives pendant El Niño. Le NCJ répond également à ENSO mais avec un décalage de 10 mois. Cette différence peut être attribuée à la diminution de la vitesse des ondes de Rossby avec la latitude. A l'aide d'un modèle en ondes de Rossby, il serait intéressant de comprendre la dynamique du NCJ afin d'en évaluer sa réponse au cycle ENSO (Li & Clarke, 2007; Qiu *et al.*, 2009; Kessler & Cravatte, 2013).

La modulation basse fréquence du cycle d'ENSO est révélée par la corrélation entre le transport du SEC et l'indice NINO3.4. Avant l'année 2000, le transport de masse en entrée de la mer de Corail a une corrélation de 0.75 avec NINO3.4 et un retard de 3-4 mois, alors qu'après 2000, le transport de masse est en phase avec ENSO ($r=0.65$). Ce changement correspond à un changement dans les mécanismes d'ENSO en 2000 lorsque la fréquence des épisodes La Niña augmente et que des 'El Niño concentrés au niveau du centre du bassin apparaissent (McPhaden, 2012).

De nombreuses études se concentrent sur la variabilité décennale voir multi-décennale du Pacifique sud-ouest à l'échelle du bassin (McPhaden & Zhang, 2002, 2004; Merrifield, 2011; Qiu & Chen, 2012) et montrent que la circulation océanique du Pacifique tropicale varie à ces échelles basses fréquences. Sur la période 1993-2010, les champs SynTS montrent une augmentation de 6 Sv sur 15 ans du SEC. Tout comme aux échelles interannuelles, les variations décennales sont essentiellement expliquées par les variations de vent (Merrifield, 2011; Qiu & Chen, 2012) et montrent que dans l'hémisphère nord, à l'échelle décennale, l'augmentation du niveau de la mer est associée à une augmentation du Courant Equatorial Nord (NEC, *North Equatorial Current*). Mais, à notre connaissance, aucune étude n'a encore déterminé les impacts sur la circulation des jets dans le Pacifique sud-ouest. Les anomalies de transport ont ensuite des conséquences sur l'état moyen du Pacifique tropical et peuvent modifier les mécanismes d'ENSO en intensifiant la circulation atmosphérique (Merrifield, 2011).

CONCLUSION & PERSPECTIVES

Ce travail de thèse, focalisé sur l'étude de la circulation océanique en mer de Corail (Pacifique sud-ouest tropical), s'inclut en premier lieu dans le contexte de l'étude de la variabilité climatique basse fréquence de l'océan Pacifique. La présence de courants de bord ouest répartissant les eaux du SEC vers l'équateur et vers le pôle, a motivé l'étude du Pacifique sud-ouest à travers le programme SPICE. De nombreuses inconnues existaient au début du projet tant sur la circulation moyenne que sur la variabilité des courants. L'un des principaux objectifs de ma thèse était d'analyser et comprendre la dynamique de la circulation en entrée de la mer de Corail, circulation dominée par la présence de jets zonaux dirigés vers l'ouest. L'analyse de campagnes hydrologiques a permis une description de la structure de ces jets à partir de plusieurs situations synoptiques afin d'identifier une circulation "moyenne" tant au niveau de la dynamique des courants que des caractéristiques des masses d'eau. Cette thèse avait également pour but de comprendre les impacts de la variabilité d'ENSO sur le transport de masse et les propriétés des masses d'eau et de contextualiser les résultats de campagnes synoptiques par rapport à la variabilité interannuelle.

Principaux résultats

Dans une première étude, nous avons mis en évidence un courant de bord ouest longeant la côte est de la Nouvelle Calédonie et des îles Loyauté à l'aide de sections hydrologiques issues de sept campagnes océanographiques (1993-2010). D'abord relevé dans des modèles analytiques et numériques, ce courant de bord ouest a été décrit à partir d'observations pour la première fois et nous avons proposé de le nommer *East Caledonian Current* (ECC). Issu du SEC, ce courant profond (plus de 1000 m de profondeur) se dirige vers le nord-ouest partant des îles Loyauté jusqu'à l'extrémité nord du récif calédonien où il alimente en grande partie le NCJ. L'ECC est alimenté le long de son trajet par des apports supplémentaires du SEC; il constitue la structure dynamique principale du chenal entre la Nouvelle Calédonie et le Vanuatu. Il transporte environ 15 Sv, soit presque 50% du transport en entrée de la mer de Corail. Les propriétés hydrologiques au niveau des eaux de thermocline et intermédiaires montrent qu'il constitue un apport essentiel du transport des masses d'eau alimentant la mer de Corail.

Plus au nord, le NCJ et le NVJ, les deux principaux jets entrant en mer de Corail ont été échantillonnés lors de trois campagnes océanographiques dont deux en hiver austral (juillet 2005, août 2007) et une au printemps austral (novembre 2006). Ces deux jets diffèrent dans leur structure verticale. Le NVJ est caractérisé par une extension verticale peu profonde (~ 500 m de profondeur) mais possède une grande extension méridienne (14°S - 11°S , ~ 300 km). En

revanche, le NCJ est un jet fin (~ 100 km) et profond avec des vitesses fortes à 1000 m de profondeur ($\sim 10 \text{ cm.s}^{-1}$). Lors des trois campagnes, ces jets avaient un transport relativement similaire avoisinant les 15 Sv pour le NCJ et 20 Sv pour le NVJ. Deux simulations numériques globales ont été comparées aux observations et montrent que le NVJ représente un acteur fondamental du système en dominant en grande partie la variabilité du SEC. Nous avons également relevé une grande variabilité au niveau du détroit de l'Indispensable (archipel des îles Salomon) et du Grand Passage (Nouvelle-Calédonie).

Ces jets alimentent la quasi-totalité du flux, qui après avoir traversé la mer de Corail, entre en mer des Salomon par le sud. Lors de la campagne FLUSEC, ce transport de masse total a été évalué à environ 30 Sv, essentiellement porté par le courant de bord ouest, le NGCU longeant les côtes nord de la Papouasie Nouvelle Guinée (PNG). Le NGCU est alimenté par le *Gulf of Papua Current* (GPC) qui longe les côtes du golfe de Papouasie. Suivant une trajectoire cyclonique, ce courant est d'abord alimenté par les deux jets zonaux. Sur sa partie nord, il longe la côte sud de la PNG vers l'est puis effectue un virage très fort ($>90^\circ$) autour de la pointe des Louisades (PNG).

Pour affiner cette vision de la circulation, nous nous sommes intéressés aux masses d'eau qui reflètent la dynamique intégrée des courants. Les eaux intermédiaires (600-1000 m) de la mer de Corail proviennent en quasi-totalité du chenal séparant la Nouvelle Calédonie et le Vanuatu. Empruntant préférentiellement les courants de bord ouest et les jets profonds, leur cheminement suit d'abord l'ECC et le NCJ avant de rejoindre le GPC puis le NGCU en entrée de la mer des Salomon. A l'inverse, les eaux de thermocline, divisées en une composante supérieure et inférieure, possèdent des cheminements relativement différents. Au niveau de la thermocline supérieure, les eaux au nord du Vanuatu, transportées par le NVJ, alimentent la quasi-totalité des eaux entrant en mer des Salomon, l'eau du NCJ bifurquant vers le sud. Pour les masses d'eau de thermocline inférieure, la dynamique semble être menée à la fois par le NVJ et le NCJ qui après avoir bifurqué contre l'Australie participe à l'alimentation du GPC/NGCU. Cependant, la zone de bifurcation du NCJ contre l'Australie est une zone de forte variabilité, et nécessite une étude focalisée sur la région pour comprendre l'impact réel du NCJ sur les eaux de thermocline alimentant la bande équatoriale.

Pour évaluer l'impact d'ENSO sur cette circulation, nous avons mis en évidence que le transport du SEC augmentait d'environ 6 Sv durant un événement El Niño et diminuait d'environ 4 Sv durant un événement La Niña. La variabilité interannuelle du vent dans le Pacifique ouest équatorial influe sur la profondeur de la thermocline. En conditions El Niño, la thermocline remonte dans le nord de la mer de Corail, suite au déplacement vers l'est de la warm

pool, ce qui a pour conséquence d'accentuer la pente méridienne de la thermocline. Par effet géostrophique, cette modification entraîne une accélération du SEC en événement El Niño. En conditions La Niña, la situation s'inverse; le SEC est ralenti. Cette modulation est associée à l'apparition d'anomalies de température ($\sim 0.5^\circ\text{C}$) et de salinité (~ 0.1) au nord de la mer de Corail, susceptibles d'être transmises à la bande équatoriale.

Deux approches spécifiques

À la différence d'une simple circulation océanique géostrophique non-référencée, nous avons utilisé le modèle inverse en boîte, permettant la détermination des vitesses de référence pour l'obtention d'une circulation absolue. Pour cela, en imposant la conservation de masse et des propriétés des eaux au sein du domaine fermé, les mesures hydrologiques en deux dimensions permettent d'accéder à une vision de la circulation en « trois dimensions ». Un atout majeur de cette technique est la possibilité d'ajouter des contraintes supplémentaires (transport d'Ekman, les vitesses estimées par des mesures directes ou encore des estimations annexes) et d'estimer l'incertitude sur les différents flux.

Le modèle inverse en boîte permet de représenter une situation « synoptique » à partir de mesures instantanées. Les mesures peuvent être bruitées par des signaux de haute fréquence. Même si cette méthode est couramment utilisée, et a été plusieurs fois testée sur des simulations numériques, il est nécessaire d'avoir une première idée (*a priori*) de la circulation. Ces situations synoptiques doivent être replacées dans un contexte plus large de variabilité saisonnière et interannuelle.

L'analyse multi-paramétrique optimale représente notre seconde méthode d'étude de la circulation océanique qui nous a permis d'affiner les résultats issus du modèle inverse en boîte. Dans notre étude, cette méthode basée sur la définition de masses d'eau utilisait 3 paramètres (T, S, O_2). Appliquée en premier lieu pour dissocier les trajets et le mélange des eaux de thermocline, nos expériences ont montré que la concentration en oxygène constituait un paramètre fondamental. Nos analyses ont été effectuées dans l'hypothèse d'une quasi-conservation du paramètre oxygène. Or, entre l'entrée de la mer de Corail et la sortie près de la PNG, les trajets durent plusieurs années, pouvant engendrer une consommation d'oxygène conséquente. La prise en compte de cette consommation induirait une plus grande contribution du NCJ dans notre analyse des masses d'eau. De futures analyses utilisant un nombre plus important de paramètres amélioreraient la détermination des masses d'eau, notamment en ajoutant des paramètres semi-passif que sont les sels nutritifs.

Ces deux approches ont apporté des éléments nouveaux sur la circulation océanique en mer de Corail et suggèrent pour la suite des perspectives de travail ciblées.

Des perspectives ciblées

Dans cette thèse, basée principalement sur l'utilisation de données hydrologiques issues de campagnes océanographiques, nous avons été confrontés à un ensemble de signaux amenant un « bruit » dans la mesure. Nous avons tenté de mettre en évidence l'impact de signaux haute fréquence comme les ondes internes, auxquelles nous avons associé une incertitude estimée à 5 Sv à l'aide d'une station répétée sur un cycle de marée (Campagne SECARGO, mai 2010). A l'est des îles Loyauté, un mouillage a été déployé entre novembre 2010 et novembre 2011 et devrait apporter des informations supplémentaires sur les signaux haute fréquence notamment en courantométrie. Au nord et au sud de la mer des Salomon, des mouillages ont aussi été déployés en juillet 2012 pour estimer le transport. Ils permettront d'étudier le signal haute fréquence et de déterminer plus en détails ce que représente la mesure hydrologique instantanée.

Les signaux de méso-échelle, tels les tourbillons vus par l'altimétrie (Qiu *et al.*, 2009), représentent également un bruit pour les mesures de transport de masse. A l'aide des flotteurs Argo et de l'altimétrie, Chaigneau *et al.* (2011) caractérisent ces tourbillons de méso-échelle et montrent qu'ils transportent des propriétés de masses et sont capables d'établir des échanges entre différentes veines de courants. Dans l'est du Pacifique, de nombreux travaux ont été effectués utilisant des sections hydrologiques, l'altimétrie ou encore des simulations numériques; dans le Pacifique sud-ouest, une étude pourrait se focaliser sur l'impact de ces tourbillons tant sur les conséquences sur le signal dynamique que sur les propriétés de masses d'eau à partir des flotteurs Argo et de l'altimétrie.

Notre étude de la variabilité interannuelle s'est appuyée sur une méthode de reconstruction de profils hydrologiques basée sur l'altimétrie. Avec une mesure tous les 7 jours, l'altimétrie constitue un outil unique pour comprendre la variabilité des jets. D'autant plus que le cycle annuel de la circulation en mer de Corail n'a jamais véritablement été étudié à l'aide d'observations comme le font Morris *et al.* (1996) plus à l'est. A notre connaissance, seuls Kessler & Gourdeau (2007) et Melet *et al.* (2010a) décrivent la variabilité annuelle à l'aide de simulations numériques. Il pourrait être judicieux d'étudier les structures fines et notamment de suivre la variabilité propre du jet directement à l'aide des traces altimétriques (Durand *et al.*, 2009; Melet *et al.*, 2010b).

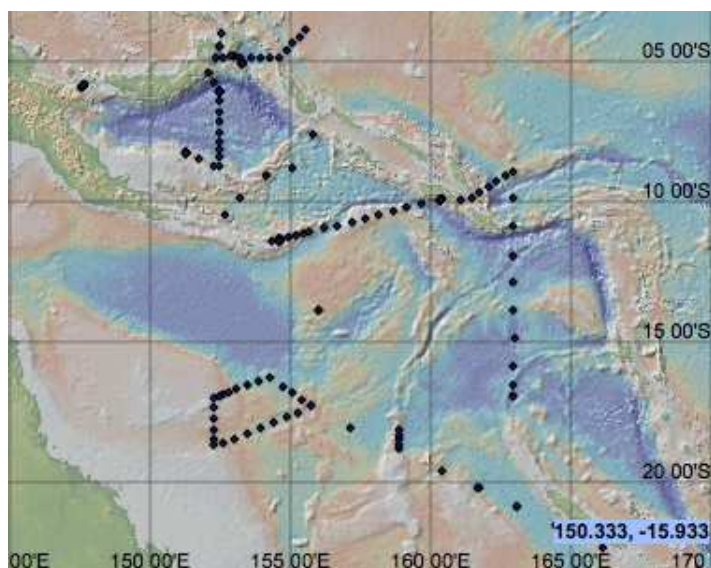


Figure V.16: Stations hydrologiques collectées entre le 01/07/2012 et le 15/09/2012 archivées par le centre opérationnel CORIOLIS, montrant au nord de 17°S les stations de la campagne Pandora et au sud celles de la campagne Bifurcation (Site Coriolis, www.coriolis.eu.org).

En juillet et septembre 2012, deux campagnes océanographiques ont été effectuées en mer des Salomon et en mer de Corail (Figure V.16). Durant la campagne Pandora (PI: G. Eldin, 40 jours, N.O. Atalante), plus de 115 profils hydrologiques ont échantillonné la mer des Salomon (T, S, O_2 , sels nutritifs, métaux rares, ...). Cette campagne pluridisciplinaire alliant physique et biogéochimie devrait améliorer la compréhension de la circulation en mer des Salomon en combinant différentes analyses. Le modèle inverse en boîte ainsi que l'analyse multiparamétrique sont des outils qui feront progresser les connaissances sur la dynamique et les masses d'eau développées dans cette thèse.

Plus au sud, la campagne Bifurcation (PI: C. Maes, 15 jours, N.O. Alis, Fig. V.17) s'est déroulée près du plateau du Queensland, au niveau de la bifurcation du NCJ. Les profils hydrologiques et les profils de sels nutritifs permettront de caractériser les masses d'eau et déterminer la répartition verticale de la bifurcation. La bifurcation du NCJ et son alimentation de la mer de Salomon restent encore à préciser; la campagne Bifurcation apportera de nouveaux éléments sur cette contribution.

Même si les campagnes océanographiques permettent de documenter la circulation océanique de manière complète, elles demandent des moyens humains et financiers importants. Elles sont de plus ponctuelles et ne permettent d'accéder à la variabilité que de façon limitée. Une alternative existe avec le programme Argo, démarré en 1999, qui a pour objectif de déployer des flotteurs autonomes fournissant des profils hydrologiques de manière récurrente. Ce pro-

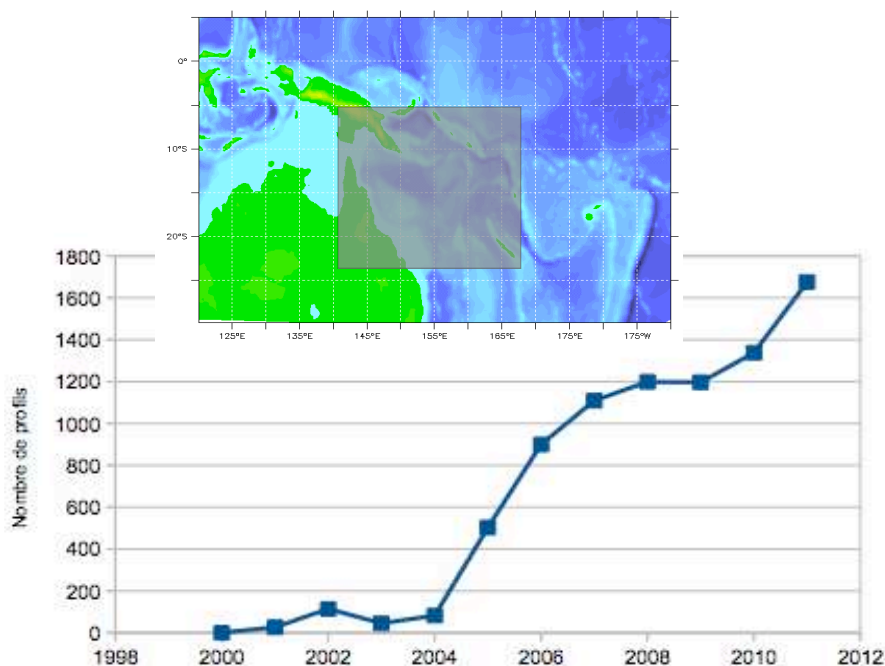


Figure V.17: Nombre de profils hydrologiques issus des flotteurs Argo dans la région 23°S-5°S, 142°E-168°E par année depuis 1998. (extrait de la base CORA3, Cécile Cabanes)

gramme a atteint le nombre de plus de 3500 flotteurs actifs dans l'Océan global. En mer de Corail, le nombre de profils a subi une nette augmentation entre 2005 et 2008 (Figure V.17) grâce aux déploiements effectués pendant les campagnes dont nous avons utilisé les données ici, et devrait encore augmenter sous l'essor d'un programme américain prévoyant de lancer 100 flotteurs dans le Pacifique sud-ouest en 2013. L'atlas Argo de Roemmich & Gilson (2009) représente une base de données considérable pour étudier la variabilité de la circulation. Le cycle annuel (Figure V.18) comme la variabilité interannuelle pourront bientôt être étudiés avec ces profils mensuels de température et de salinité. Notons par exemple que la variabilité annuelle de salinité issue du profil Argo (~ 0.5) est plus importante que la variabilité issue de la climatologie CARS (~ 0.1) (Figure V.18). Des améliorations évidentes au niveau du cycle annuel sont donc attendues grâce au jeu de données Argo. Le lien que nous avons établi entre les caractéristiques des masses d'eau et les structures dynamiques représente une perspective très intéressante pour la suite des études en mer de Corail.

Notre étude de la circulation régionale en mer de Corail a été motivée par la question du rôle climatique joué par l'Océan Pacifique sud-ouest. Dans ce contexte, il semble que la variabilité des jets et leur impact sur le NGCU représente un enjeu primordial pour la compréhension de l'alimentation des eaux de la mer de Corail vers la bande équatoriale. Nous

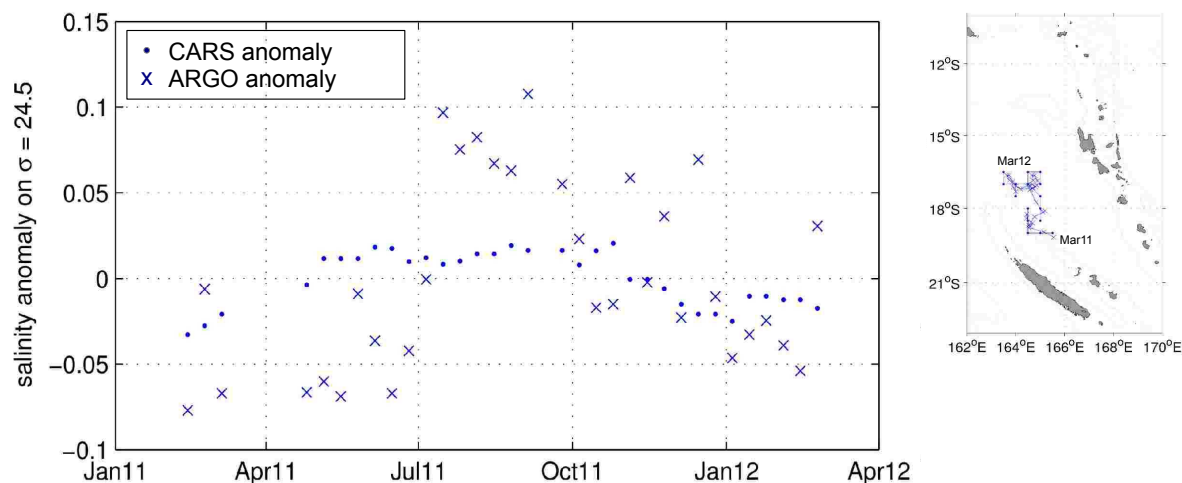


Figure V.18: (panneau gauche) Cycle annuel de l'anomalie de salinité sur l'isopycne $\sigma=24.5$ kg.m^{-3} entre mars 2011 et mars 2012 à partir de la climatologie CARS (« x ») et le profil Argo WMO ID 5903382 (« . »). (panneau droit) trajectoire du flotteur Argo et colocalisation du point CARS.

montrons dans ce travail de thèse que la circulation régionale répond à une dynamique faisant intervenir les jets zonaux et les courants de bord ouest qui transportent les masses d'eau vers l'équateur et vers le sud. Des schémas affinés ressortent et pointent des zones stratégiques d'influence sur la circulation, zones dans lesquelles les efforts en mer de Corail pourront se concentrer à l'avenir. Ces travaux documentant la circulation océanique du Pacifique sud-ouest représentent également de nouvelles avancées pour la modélisation numérique, dans une région où la complexité de la topographie rend délicate la représentation de la circulation océanique par les simulations numériques grande échelle, comme celles utilisées par l'IPCC (Sen Gupta *et al.*, 2012).

ANNEXES

Sommaire

ANNEXE 1: Article publié dans Deep Sea Research-Part I: Gasparin <i>et al.</i> , 2011, <i>A Western Boundary Current East of New Caledonia : Observed Characteristics</i>	137
ANNEXE 2: Article publié dans Geophysical Research Letter: Gasparin <i>et al.</i> , 2012, <i>Oceanic transports through the Solomon Sea: the bend of the New Guinea Coastal Undercurrent</i>	153
ANNEXE 3: Variabilité haute fréquence du Transport de Masse	167

ANNEXE 1: Article publié dans Deep Sea Research-Part I: Gasparin *et al.*, 2011, *A Western Boundary Current East of New Caledonia : Observed Characteristics*



A western boundary current east of New Caledonia: Observed characteristics

Florent Gasparin^{a,c,*}, Alexandre Ganachaud^{b,c}, Christophe Maes^{b,c}

^a Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), F-31400 Toulouse, France

^b Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR5566, LEGOS, BP A5, Nouméa, New Caledonia

^c UPS (OMP-PCA), LEGOS, 14 Av, Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 7 January 2011

Received in revised form

11 May 2011

Accepted 23 May 2011

Available online 31 May 2011

Keywords:

SPICE

New Caledonia

East Caledonian Current

Island rule

ABSTRACT

Waters from the South Equatorial Current (SEC), the northern branch of the South Pacific subtropical gyre, are a major supply of heat to the equatorial warm pool, and have an important contribution to climate variability and ENSO which motivated the Southwest Pacific Ocean and Climate Experiment (SPICE, CLIVAR/WCRP). Initially a broad westward current extending from the equator to 30°S, the SEC splits upon arriving at the major islands and archipelagoes of Fiji (18°S, 180°E), Vanuatu (16°S, 168°E), and New Caledonia (22°S, 165°E), resulting in a complex system of western boundary currents and zonal jets that feed the Coral and Solomon Seas. We focus here on the formation of one specific jet feeding the Coral Sea, the North Caledonian Jet (NCJ). Using a combination of recent oceanographic cruises, we describe the ocean circulation to the northeast of New Caledonia, where the SEC forms a western boundary current that ultimately becomes the NCJ. This current, which we document for the first time and propose to refer to as the East Caledonian Current (ECC), has its core located 10–100 km off the east coast of New Caledonia, and extends vertically to at least 1000 m depth. Water mass properties show continuous westward transports through the ECC, from the SEC to the NCJ in both the South Pacific Tropical Waters in the thermocline and Antarctic Intermediate Waters near 700 m depth. The ECC extends about 100 km horizontally; its average 0–1000 m transport was estimated at 14.5 ± 3 Sv off the north tip of the New Caledonian reef, with a maximum of 20 Sv in May 2010. South of that the upstream branch of the ECC east of the Loyalty is close to 8 Sv suggesting an important additional contribution from central Pacific waters carried by the SEC at 16°S and diverted to our region through the western boundary current system east of Vanuatu.

© 2011 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The circulation of the southwest Pacific Ocean is determined by a branching of the Pacific South Equatorial Current (SEC), the westward limb of the south Pacific subtropical gyre extending from the equator to 30°S. At its arrival near the dateline, the SEC splits upon encountering the major islands and reefs of Fiji (18°S, 178°E), the Vanuatu Archipelago (16°S, 168°E), and New Caledonia (NC) (22°S, 165°E) (Fig. 1). It creates a complex system of western boundary currents (WBCs) and zonal jets. The northern branch of this circulation eventually feeds the equatorial waters so that modifications to the corresponding transport or water mass properties may influence the characteristics of ENSO (e.g. Gu and Philander, 1997). This latter hypothesis inspired a number of further studies and provided the basis to initiate the CLIVAR Southwest Pacific Ocean and Climate Experiment (SPICE, Ganachaud et al., 2008a).

* Corresponding author at: LEGOS, 14 Av, Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France.

E-mail address: florent.gasparin@legos.obs-mip.fr (F. Gasparin).

Webb (2000) provided the first depiction of a broad SEC splitting on islands and reefs and forming several narrow zonal jets flowing west, using a global ocean model with a horizontal resolution of $\frac{1}{4}$ degree. Ocean-climatology based studies confirmed and completed the three-dimensional picture of this unusual circulation (Sokolov and Rintoul, 2000; Qu and Lindstrom, 2002; Ridgway and Dunn, 2003). The presence of the jets at the tip of the main topographic obstacles is explained by the *Island rule* (Godfrey, 1989), which is a linear calculation based on the wind forcing: east of an island, in the open ocean, the meridional wind-driven mass transport between the island and the South America to its east can be determined by the wind curl through the Sverdrup relation. Because of mass conservation between the northernmost and the southernmost latitudes of the island, the Island rule implies a bifurcation of the incoming SEC on its east coast and the formation of WBCs. The position of this bifurcation and the strength of the transports are determined by the wind field structure between the island and South America. Based on European Remote Sensing satellite scatterometer winds, the Island rule calculation results in a 10–11 Sv northward transport along the coast east of NC (Kessler and Gourdeau, 2006, 2007; Ganachaud et al., 2008b, Fig. 1, with a bifurcation near 20.5°S and the formation of WBCs on either side).

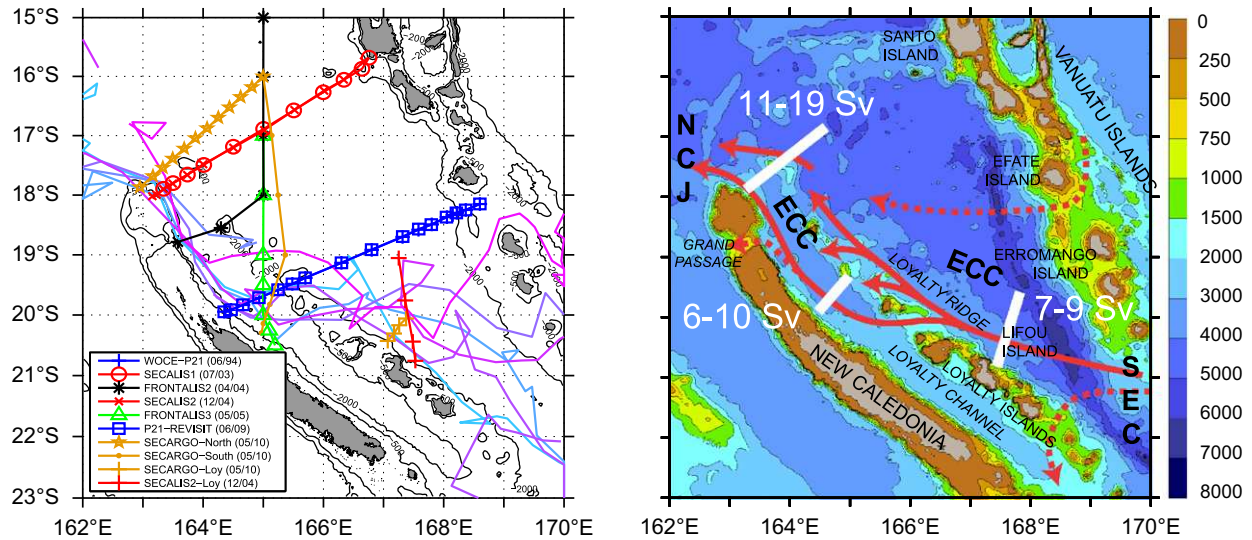


Fig. 1. (Left) Hydrological station positions and Argo floats trajectories at 1000 m in the region of interest. Markers joined by lines indicate hydrological stations for each cruise (legend). Argo trajectories are indicated by the blue–purple curves. For best visibility, only Argo floats having a continuous trajectory along the SEC–ECC–NCJ pathways are shown. Fine continuous lines indicate the 500 and 2000 m depth of the topography. The cruise trajectories are neither strictly straight nor perpendicular to the coast, and to facilitate comparisons we defined, in the following, a common axis which represents the distance perpendicular to the tilted east coast of NC. (Right) Topography, main water pathways and estimated transports from the present study. SEC = South Equatorial Current; ECC = East Caledonian Current; NCJ = North Caledonian Jet.

Table 1
Hydrologic cruises and respective available data.

Cruise name	Date	Available data	Max depth (m)	Mean stat. (km)
WOCE P21	Jun. 1994	CTD ^a –O ₂ ^b + SADCP ^c	Bottom	35
SECALIS-1 ^d	Jul. 2003	CTD ^a –O ₂ ^b + SADCP ^c + LADCP ^e	1000	45
FRONTALIS-2	Apr. 2004	CTD ^a –O ₂ ^b + SADCP ^c + LADCP ^e	1000	100
SECALIS-2	Dec. 2004	CTD ^a + SADCP	2000	40
FRONTALIS-3	May 2005	CTD ^a –O ₂ ^b + SADCP ^c + LADCP ^e	1000	50
P21-REVISIT	Jun. 2009	CTD ^a –O ₂ ^b + SADCP ^c	Bottom	35
SECARGO	May 2010	CTD ^a –O ₂ ^b + SADCP ^c	2000	20

^a Conductivity (salinity)–Temperature–Depth data.

^b Dissolved oxygen concentration.

^c Shipboard (hull-mounted) Acoustic Doppler Current Profiler, available along the ship route.

^d No report exists for cruise SECALIS-1 but data have been processed as for SECALIS-2, following WOCE procedures (Ganachaud et al., 2006a,b).

^e Lowered Acoustic Doppler Current Profiler, mounted on the CTD-Rosette carousel and available at each station.

Direct observations of the main jets are very sparse and mostly recent. Stanton et al. (2001) observed for the first time one of the jets suggested by Webb (2000), the South Fiji Jet (SFJ), just south of Fiji from a hydrographic section. To study the incoming SEC and its branching, a series of surveys was initiated in 2003, the SECALIS cruises which became part of the SPICE programme (Ganachaud et al., 2008a). Six oceanographic cruises were completed in the region enclosed between the Vanuatu archipelago, the Solomon Islands and NC between 2003 and 2010, and were analysed along with a WOCE cruise in 1994. The 2004 cruise allowed a description of the westward-flowing SEC which bifurcates against the coast of NC and forms two narrow northwestward and southward branches (Fig. 1) (Ganachaud et al., 2008b) with the latter circumnavigating the southern tip of NC. These small scale WBCs are the main suppliers of the jets entering in the Coral Sea. Glider measurements of temperature, salinity, and absolute velocity estimated a total transport above 600 m of about 32 Sv entering the Coral Sea between NC and the Solomon Islands, of which 12 Sv flow in the North Caledonian Jet (NCJ) just north of NC (Gourdeau et al., 2008). Several Argo floats that drifted at 1000 m depth showed that the NCJ extends below the thermocline (Maes et al., 2007a). A 2005 cruise indeed showed

that the NCJ was deep and narrow extending down to at least 1500 m (Gourdeau et al., 2008).

The NCJ and its sources are therefore essential components of the inflow entering in the Coral Sea. We focus here on the northwest sector of the bifurcation, which forms a boundary current against the east coast of NC. This current is the main source of the NCJ and we will refer to it as the *East Caledonian Current*, ECC (Fig. 1). The flow is constrained by complex topographic structures composed of the NC mainland and the archipelago of the Loyalty Islands which are broadly oriented in a SE–NW direction at 145° from the geographic north (Fig. 1). Because the incoming SEC encounters a series of obstacles at different depths, its bifurcation structure will result in several branches of ECC, resulting in vigorous flows near topography which can potentially alter water properties and control reef water characteristics.

2. Data and methods

We have considered seven oceanographic cruises near the northeast coast of NC between 1994 and 2010 (21–16°S,

163–167°E) (Table 1). All these cruises were not necessarily designed to study the ECC, resulting in various horizontal resolutions and sampling location (Fig. 1 and Table 1). Dating from June 1994, the cruise P21 was part of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE) survey (Tsimplis et al., 1998). It was repeated in 2009 (Uchida et al., 2011, cruise reports). Cruises SECALIS-1/SECALIS-2/SECARGO (Ganachaud et al., 2006a; Maes et al., 2011, cruise reports) and FRONTALIS-2/FRONTALIS-3 (Ganachaud et al., 2006b; Maes et al., 2007b, cruise reports) were carried out by LEGOS-Nouméa (IRD); the former ones as a part of SPICE, the latter ones as systematic surveys along 165°E with a focus on the equatorial dynamics (Maes, 2008) as staged from IRD Nouméa since 1984 (e.g. Gouriou and Toole, 1993).

For each cruise, Conductivity–Temperature–Depth (CTD) profiles provide temperature, salinity and dissolved oxygen concentration with respective accuracies of 0.005 °C, 0.001 and 1 $\mu\text{mol/kg}$, according to the WOCE standard. The Shipboard ADCP (SADCP) provide velocity profile ensembles for the upper 250 m with an estimated accuracy of 5 cm s^{-1} or better. In addition,

three cruises provided current profiles (down to 1000 m depth) from Lowered Acoustic Doppler Current Profiler (LADCP) attached to the rosette. These 300-kHz ADCPs measure the instantaneous ocean horizontal currents at each hydrologic station. The optimised velocity profiles were determined with the inverse technique developed by Fisher and Visbeck (1993) and Visbeck (2002). This inverse method provides a point-wise error estimate – depending on profile – which ranges between 3 and 6 cm s^{-1} (Appendix). Near-surface currents were attained with 150-kHz ADCPs mounted under the vessel.

Where possible, we split the cruises into sections that crossed the ECC resulting in eight distinct sections. The sections start from the east coast of NC, with latitudes of the coastal station between approximately 21°S and 18°S. They are oriented between 0° (north) and 90° (east). The cruise trajectories are neither strictly straight nor perpendicular to the coast, and to facilitate comparisons we used a common axis for our graphics which represents the distance perpendicular to the tilted east coast of NC.

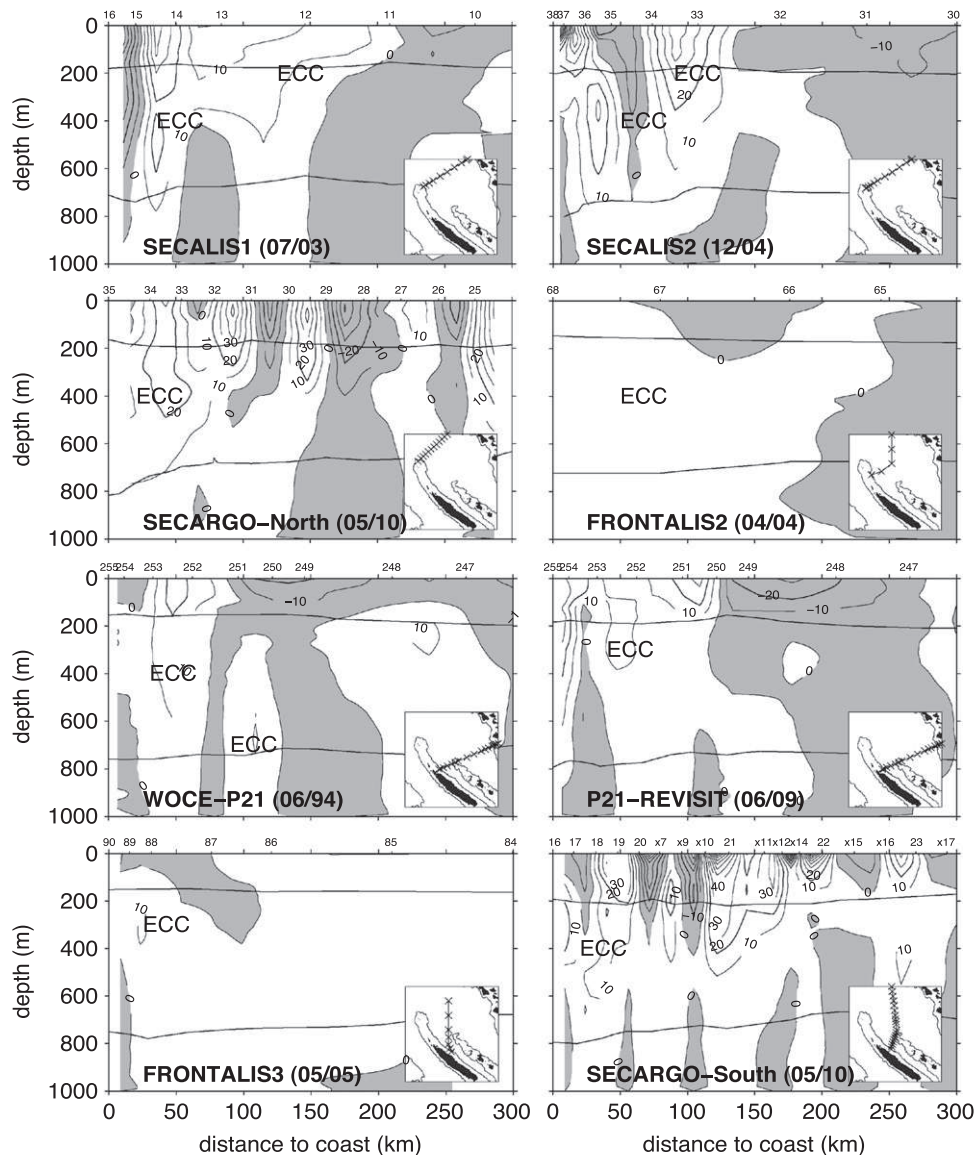


Fig. 2. Cross-sections starting from the eastern coast of New Caledonia of geostrophic currents referenced at 1000 m (in cm s^{-1}). Positive values represent northwestward currents while negative values (shaded) are southeastward currents. Thin contours are every 10 cm s^{-1} and thick contours represent the 20 cm s^{-1} velocity. Potential density surfaces at $\sigma = 25.0$ and 27.1 are indicated by the full horizontal lines. Geographic station positions are indicated in the inset. The station (and XBT) numbers from cruise data are indicated on the top of each panel ('x1' is the XBT 1 for SECARGO); with first station to the right corresponding to the southwesternmost station of the inset.

Geostrophic currents are estimated between station pairs and correspond to horizontal averages of the geostrophic velocity perpendicular to the line between the two stations. They can be represented as a vector with origin in the middle of the station pair. Because CTD data only provide the vertical geostrophic velocity shear through the thermal wind relation, the velocity is obtained by integration relative to a reference depth. To evaluate the flow variations that are due to changes in the density structure alone, we first set this reference at 1000 m, which is the lowest common depth between the cruises, and assume the null velocity assumption there (Fig. 2). But the velocity can be important at 1000 m (Maes et al., 2007a; Gourdeau et al., 2008), and we then adjust the 1000-m velocity using other data available during each cruise. For cruise that included CTD data below 1000 m, the reference level was lowered to 2000 m, which resulted in a strong current zone near 1000 m. When available, LADCP measurements at 1000 m and deeper are also used to proceed to some adjustments—that are consequently dataset-dependent and therefore specific to each cruise (Table 1). For each station pair, we estimated the average velocity from LADCP in the layer 500–1000 m and adjusted the geostrophic profile accordingly,

resulting in our ‘best-estimate’. The methodological details and the associated uncertainties are discussed in Appendix.

Finally, we define the ECC as the main vein of the western boundary current against either the Loyalty ridge (south of about 20°S) or New Caledonia (north of about 20°S). In order to find a coherent description given the existence of several veins and the particular tracks of our hydrographic sections, we estimate the different components of ECC transport according to location. For the northernmost sections off the coast of New Caledonia (18°S), and for the sections east of Lifou Island (21°S), we refer to ECC transport as the sum of consecutive northwestward transports between stations starting from the coast. For the sections of various orientation and shape between 20.5°S and 18.5°S, we calculate the transport across the Loyalty Channel between the main coast of New Caledonia and the Loyalty ridge. While the geostrophic transport between two stations is an integral estimate of the true transport, this estimated ECC may be inaccurate for insufficient station spacing where a narrow ECC would be averaged out by a strong countercurrent between two stations. Taking into account the velocity adjustments that we make, the uncertainty on transports is estimated at 3–4 Sv (Appendix).

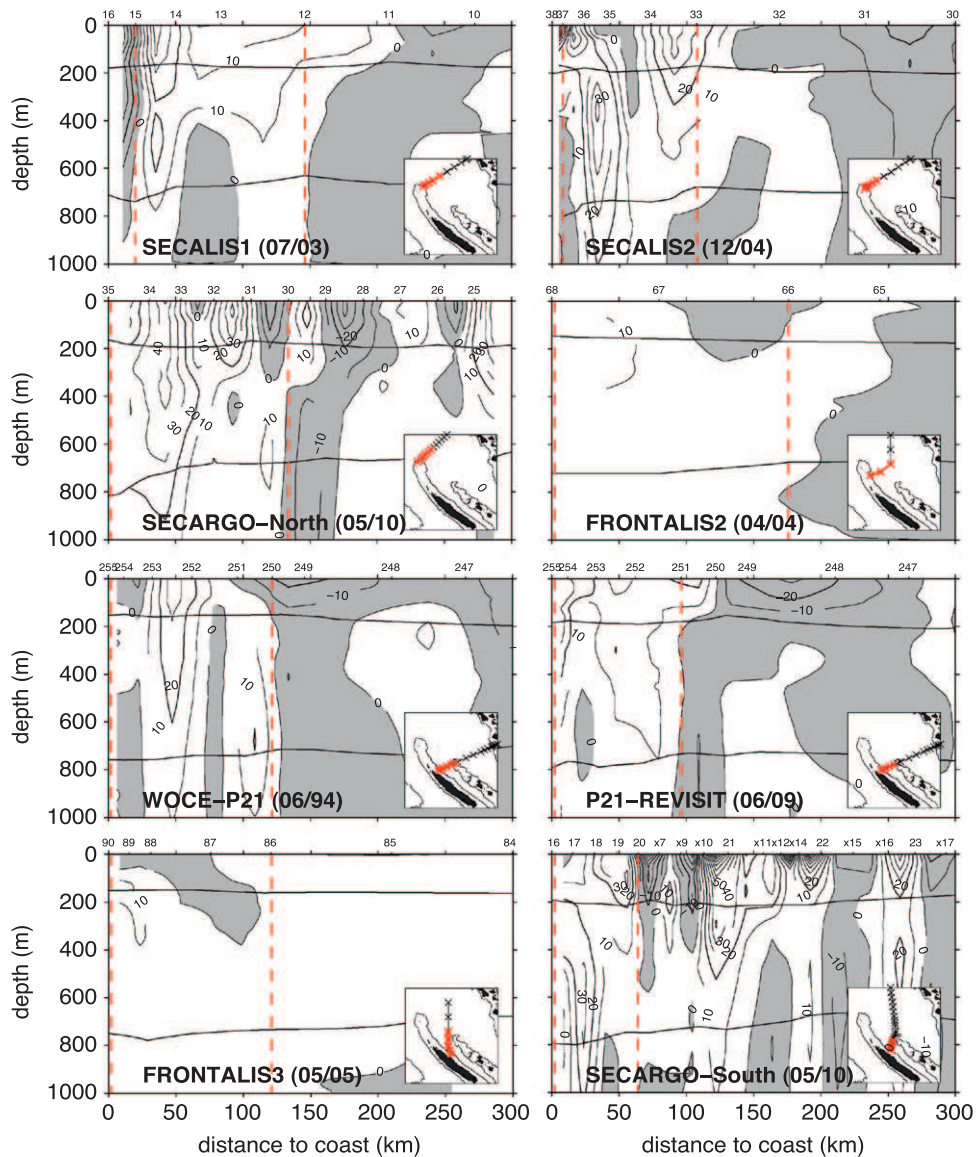


Fig. 3. Same as Fig. 2 but for cross-sections of adjusted-geostrophic currents (in cm s^{-1}). The ECC transport is calculated between the two dashed red lines between the stations indicated in red in the inset. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

3. Results

3.1. Circulation

The baroclinic shear, as revealed by velocities referenced at a common level of 1000 m, evidence a general pattern over the background variability. For all sections from the north (Fig. 2, upper two rows) to the south (lower two rows), a strong northwestward current is present on each section near the northeast coast of NC, the East Caledonian Current (ECC). Its core speed is generally higher than 20 cm s^{-1} , and its position is found between 10 and 50 km off the mainland coast. A second core sometimes appears about 100 km off the coast so that the total ECC width can reach up to 150 km (e.g. SECALIS-1). The main core, with velocity higher than 20 cm s^{-1} , is located between the surface and about 500 m.

The fast drift of Argo floats (Fig. 1a) reveals that velocities at 1000 m are non-negligible, especially in the ECC near the boundary. The reference level was therefore taken at 2000 m when possible, for the deep sections, or adjusted with LADCP data for the shallow sections. This results in a northwestward velocity shift of $0.9\text{--}7.5 \text{ cm s}^{-1}$ at 1000 m, and therefore over the whole water column (Appendix). We now refer to these adjusted-geostrophic velocities which we consider as our best-estimate (Fig. 3). The main ECC core is located between the surface and about 700 m, and it can extend down to 1700 m or even deeper as revealed by the SECALIS2, SECARGO-North and both P21 sections (1994 and 2009) sections whose data extend down to more than 2000 m (not shown). The structure of the ECC appears to vary with latitude: the northwest most sections ($16\text{--}18^\circ\text{S}$) show a deeper extension to the current, which reaches at least 800 m (SECALIS1, SECALIS2, SECARGO-North). At $20\text{--}21^\circ\text{S}$, the FRONTALIS-2 section displays a weaker current, possibly because its orientation at a small angle to the coast so that we see only a projection of the ECC component, which is mainly parallel to the coast. (Transports are well captured, however, by definition; see below.)

The ECC displays two distinct cores on SECALIS-1-2, SECARGO-North, both P21 cruises and SECARGO South sections with a second core of velocities higher than 10 cm s^{-1} , sometimes 20 cm s^{-1} , at about 100 km offshore. The second core transport

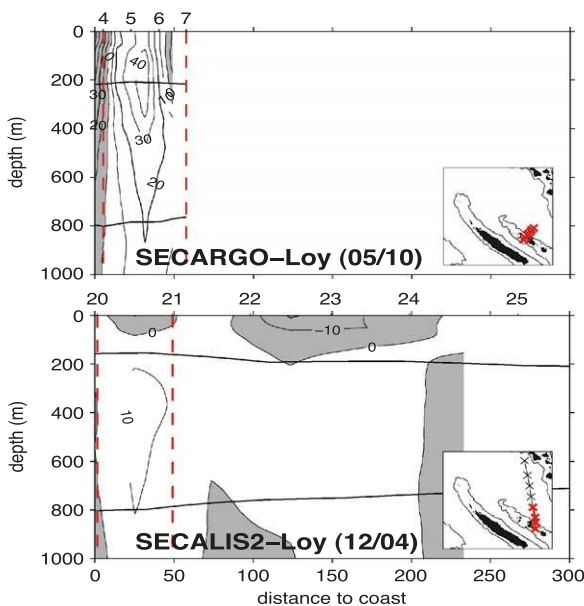


Fig. 4. Same as Fig. 2 but for cross-sections of geostrophic currents referenced at 2000 m along the east coast of the Loyalty ridge, in the SEC inflow region. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 2

ECC geostrophic transport^a, 0–1000 m.

Sections	Current width (km, see Fig. 3)	Transport (Sv)	
		Relative to 1000 m ^b	Best estimate ^c
SECALIS1	30	11.3	11.3 ± 3.6
SECALIS2	150	8.8	13.8 ± 2.6
SECARGO-North	50	13.1	19.9 ± 3.0
FRONTALIS2	150	2.9	8.9 ± 2.5
WOCE P21	150	4.7	9.3 ± 3.0
P21-Revisit	100	6.8	9.6 ± 3.0
FRONTALIS3	200	2.5	6.2 ± 2.3
SECARGO-South	200	5.5	9.9 ± 1.9
SECALIS2-Loy	50	3.0	7.1 ± 2.5
SECARGO-Loy	50	1.3	8.7 ± 1.7

^a The transport is defined as the sum of consecutive northwestward transports between stations. When there are two ECC cores, we consider the transport from the west side of the first core to the east side of the second core.

^b Baroclinic transport between 0 and 1000 m, with a common reference level at 1000 m and no adjustment to velocities.

^c Geostrophic velocities referenced to 2000 m or adjusted using LADCP. Transport uncertainties assume that transport through each station pair is independent (Appendix).

is weaker than that of the first core—except for SECARGO-South section which shows a strong supply from the east. It is aligned with the east side of the Loyalty ridge (Fig. 1). Some numerical simulations suggest that, as the SEC bifurcates against the Loyalty ridge, it forms the ECC which splits as some of its flow crosses the irregular Loyalty ridge on its way north/west (see Discussion).

In some cases, we observed a thin countercurrent right against the coast (SECALIS1, WOCE-P21). This southward current is 10–30 km wide and appears when the ECC extends down to 1000 m depth. The origins and nature of this current are not clear. Sections where the station spacing is too wide may miss this flow, and only repeat high resolution data along with numerical experiments will provide accurate insights (see Section 2). Sections taken just east of the Loyalty Islands, when the SEC arrives against the Loyalty ridge (Fig. 4) also show a strong boundary current against the coast. According to the Island rule, a WBC is expected along the east side of the Loyalty ridge which would be the main upstream branch of the ECC.

The ECC transport as defined in Figs. 3 and 4 ranges from 6.2 to 19.9 Sv (Table 2) depending upon time and location. Some sections are north of a gap in the barrier reef near 18.8°S called the *Grand Passage* (Fig. 1), which is about 400 m-deep and 40 km wide; some sections are south of it. The current in the *Grand Passage* is westward so that an outflow of ECC waters between 19°S and 18.5°S is possible. Its transport has been estimated at around 3 Sv from glider motion during SECALIS-3 cruise (Gourdeau et al., 2008). Extrapolation of SADCP data in the area suggest that this transport may be as large as 5 Sv (Ganachaud et al., 2008b). The divergence of the geostrophic flow in the upper 400 m during the SECARGO cruise, which would theoretically correspond to the *Grand Passage* transport, suggests a transport close to this magnitude. Our ECC transport estimates north of the *Grand Passage* range from 11.3 to 19.9 Sv (SECALIS-1-2; SECARGO-North) with an average at $14.5 \pm 3 \text{ Sv}$ (one standard deviation) and a time variability at $\pm 4 \text{ Sv rms}$. South of that, still in the Loyalty Channel, the ECC ranges from 6.2 to 9.9 Sv (FRONTALIS-3; P21; SECARGO-South) with an average at $8.5 \pm 2 \text{ Sv}$ and a variability at $\pm 2 \text{ Sv rms}$. East of the Loyalty ridge the transport was estimated at 7.1 and 8.7 Sv (SECALIS 2-Loy; SECARGO-Loy) with an average at $7.6 \pm 3 \text{ Sv}$. This higher northwestward transport for the north sections, despite the *Grand Passage* outflow, implies that there should be an additional inflow from waters

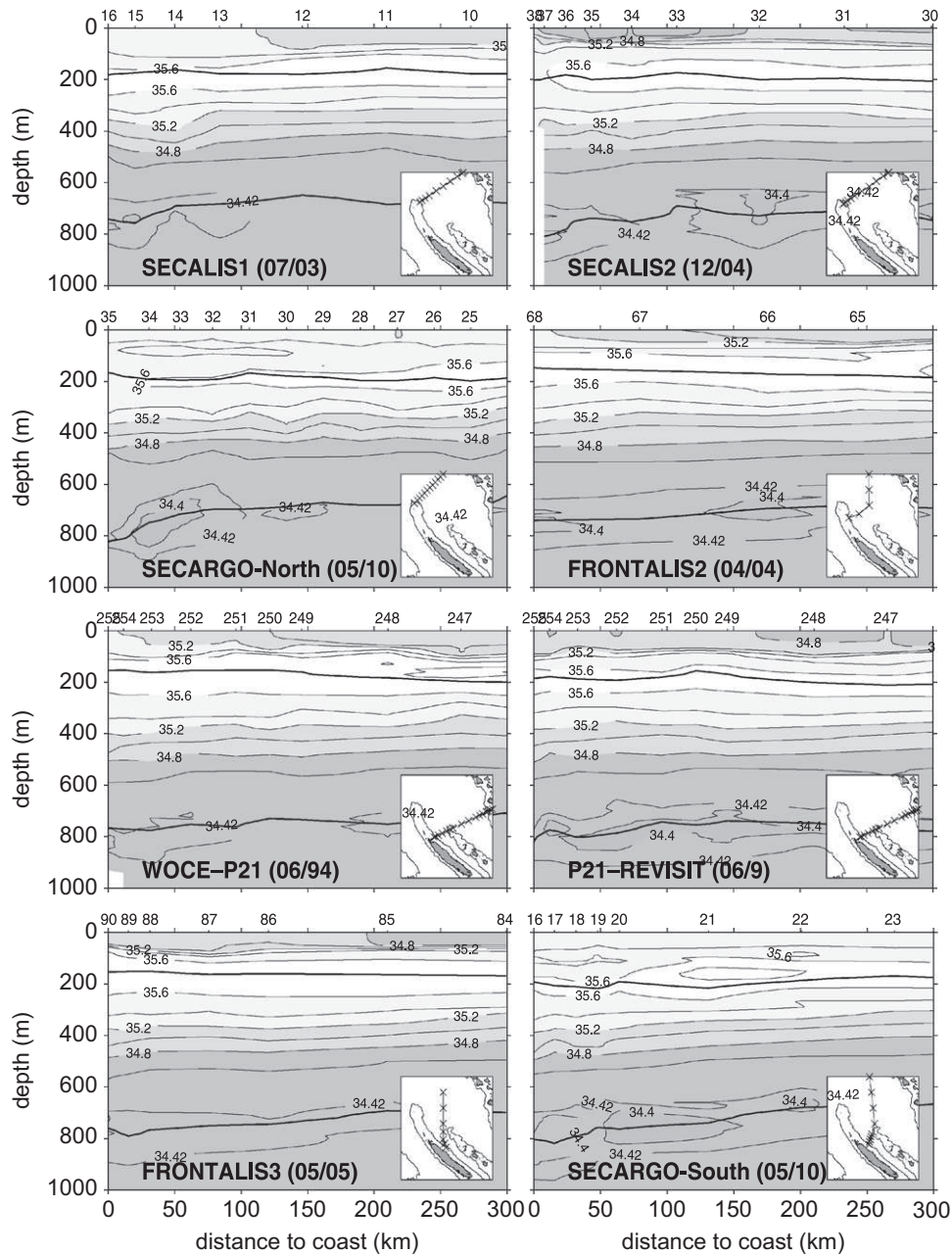


Fig. 5. Salinity across the ECC. Contours are every 0.1 in salinity. The 34.42-contour is indicated to mark the salinity minimum. The 25.0 (salinity maximum) and 27.1 (salinity minimum) isopycnals are indicated by the thick black lines.

flowing between islands of the Vanuatu archipelago at 18–19°S to supply the NCJ (Fig. 1b, and Discussion below). Near the *Grand Passage*, in the Loyalty Channel, the FRONTALIS-2 section (19°S) transport is similar with 8.9 Sv between the two corresponding stations. This confirms the presence of the ECC, but the mean transport there is uncertain as we have both wide station spacing and no data under 1000 m so that any boundary current transport over the first half of the channel is neither resolved by L-ADCP nor by the deep geostrophic shear (see Appendix).

3.2. Water mass properties

In the southwest Pacific, water mass properties are good indicators of moving bodies of water on large scales, in particular through their signatures in oxygen and salinity (Wyrтки, 1962a; Webb, 2000; Sokolov and Rintoul, 2000; Qu and Lindstrom, 2002).

Above 2000 m, water properties are influenced by two major water masses: the South Pacific Tropical Water (SPTW) near $\sigma = 25.0$ (here and in the following, σ are expressed in kg m^{-3}) and the Antarctic Intermediate Water (AAIW) near $\sigma = 27.0$ (Qu and Lindstrom, 2002; Wyrтки, 1962b).

The SPTW was characterized by Wyrтки (1962b) as a high maximum salinity on a thin layer, latter identified as the *Upper Salinity Maximum* that could be traced across the subtropical gyre (Donguy, 1994). At our latitudes of interest (20–25°S), and for all sections, this maximum is localised near 200 m depth (Fig. 5). In the same depth range, dissolved oxygen concentrations go through a minimum (Fig. 6) which is related to biological remineralization (Wyrтки, 1962b). Well below this layer, at about 700 m near $\sigma = 27.1$, a salinity minimum (< 34.4) and a high oxygen content ($\sim 200 \mu\text{mol/kg}$) indicate the core layer of the AAIW. This water is formed by the confluence of waters coming

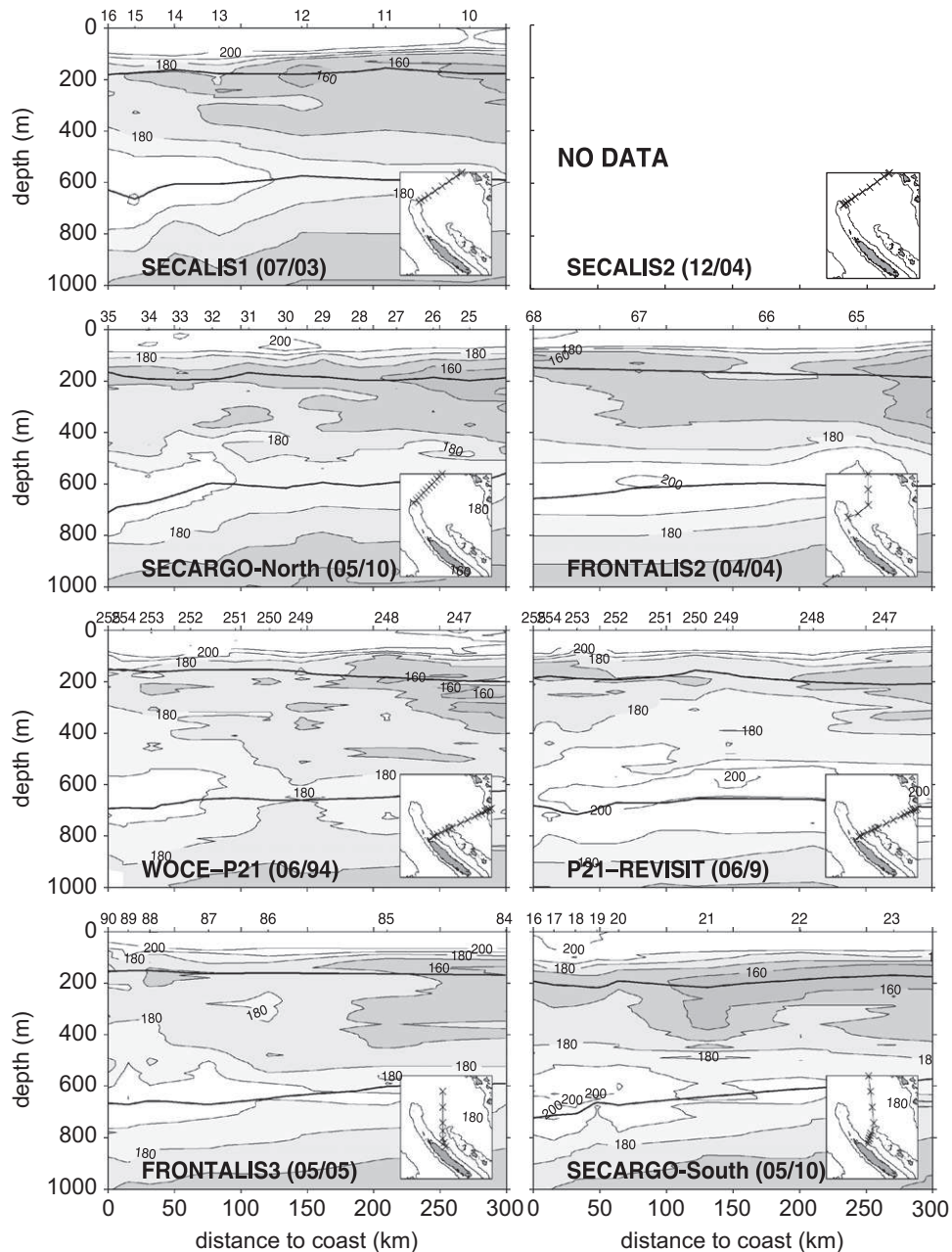


Fig. 6. Same as Fig. 5, but for oxygen concentration (contour every 10 $\mu\text{mol/kg}$). The 25.0 (oxygen minimum) and 27.0 (oxygen maximum) isopycnals are indicated by the thick black lines.

from the Antarctic convergence in the Southern Ocean in the southeast part of the Pacific basin (Reid, 1997; Qu and Lindstrom, 2002, 2004). The oxygen maximum is situated near $\sigma = 27.0$, which is about 50–100 m above the salinity minimum. Wyrтки (1962b) suggested that this shift could only be ascribed to a loss of oxygen by mixing with water below the salinity minimum. To take into account both patterns in the AAIW, we assign a nominal density of $\sigma = 27.1$ for the salinity minimum and $\sigma = 27.0$ for the oxygen maximum.

Both salinity and oxygen show horizontal maxima or minima in SPTW and AAIW, with varying width, intensity and position (Figs. 5 and 6). To facilitate comparison among different sections by filtering out short term variations due to vertical displacements of isopycnals, we report them against the SPTW and AAIW densities (Fig. 7). The salinity generally increases away from the coast while the oxygen concentration decreases. Along the SPTW ($\sigma = 25.0$) the salinity (then at its vertical maximum) shows no marked core in

the ECC (Fig. 7a). For most stations, salinity is found in the range 35.65–35.70. The WOCE-P21 section carried out 10 years before the others and incidentally during an El Niño year (1994) has higher salinity (around 35.75) at the SPTW level. The most recent SECARGO sections are marked by a lower salinity near 35.6, consistent with a freshening trend in the sea surface salinity in the western Pacific Warm Pool along 165°E in the 0–175 m depth range closer to the equator (Kessler, 1999; Cravatte et al., 2009). Most sections also show a more pronounced decrease in salinity immediately close to the coast (~ 10 km) at the SPTW level, possibly related with the aforementioned countercurrent. Dissolved oxygen concentrations along that same density surface displays a typical shape with a decrease from the coast, a minimum whose position lies between 10 and 150 km off the coast followed by an increase, a maximum and decrease to the east (Fig. 7b). This pattern broadly matches the ECC core position (also indicated in Fig. 7b) which, at the SPTW level, is characterized with temperature between 19.5 and 22°C, salinity

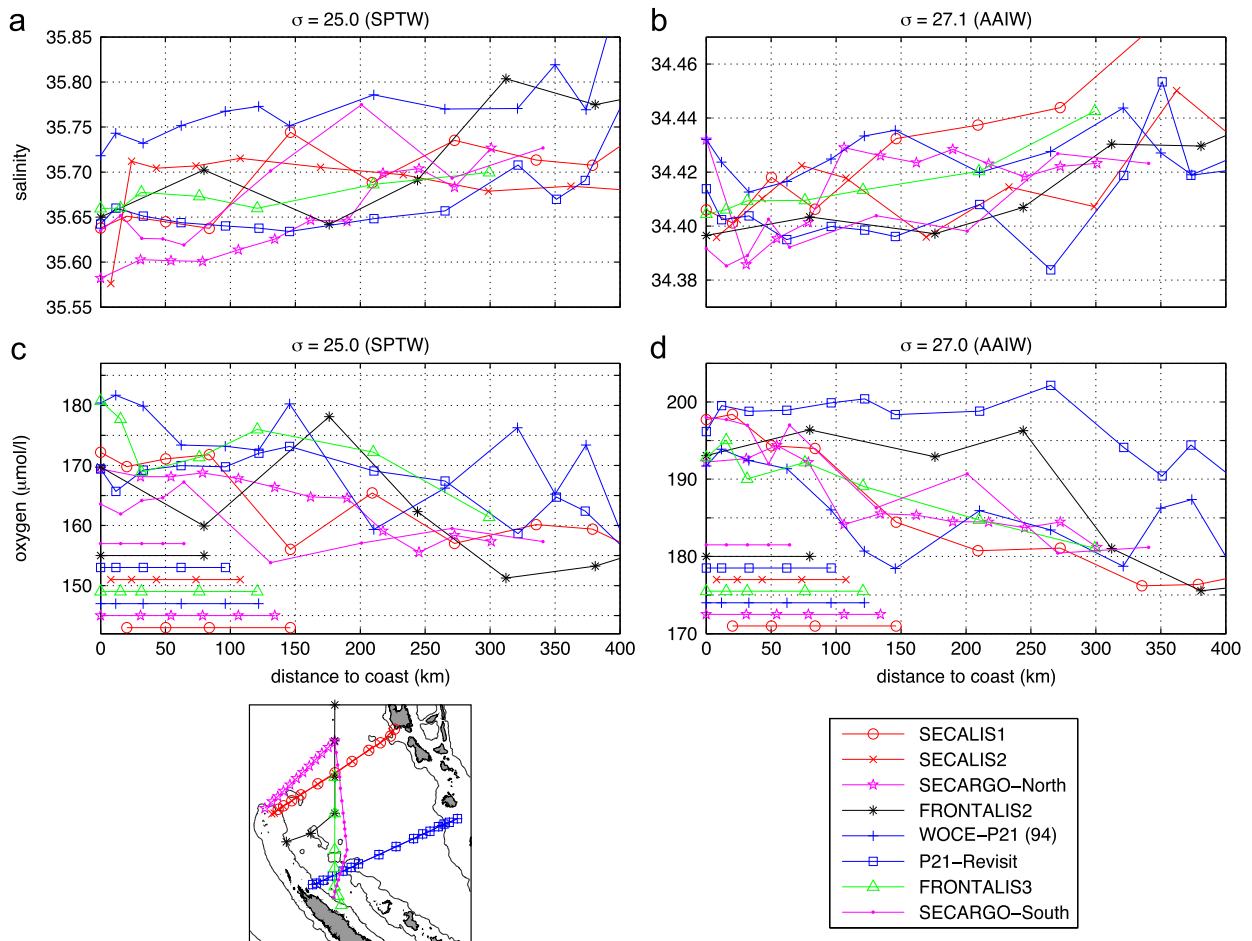


Fig. 7. (Upper) salinity and (lower) oxygen concentration at density (a and b) 25.0 ± 0.1 and (c) 27.1 ± 0.1 for salinity and (d) 27.0 ± 0.1 oxygen and reported on a unique axis representing distance to coast (Fig. 3). Station marker and position of stations are indicated below the panels. The horizontal lines in the lower panels indicate the approximate position of the ECC core from geostrophic velocities.

between 35.60 and 35.75 and oxygen concentration between 165 and $175 \mu\text{mol/kg}$.

In the AAIW ($\sigma = 27.1$, Fig. 7c), along the vertical salinity minimum), all sections display a horizontal salinity minimum in the ECC core and are coherent within a very small range (0.03), and a high oxygen maximum between principally 190 and $200 \mu\text{mol/kg}$ (Fig. 7d). These extrema lie between 10 and 100 km off the coast. Only SECALIS-2 salinity does not display the small maximum near the coast 50–100 km off the coast (there was no oxygen data). These horizontal patterns all correspond with the core of ECC velocities as reported from the geostrophic flow.

4. Discussion

Ten hydrologic sections carried out during seven distinct cruises highlighted the systematic presence of a western boundary current in several locations east of New Caledonia, the East Caledonian Current (ECC). During some of the cruises, a second current core appeared, aligned with the east side of the Loyalty ridge. We now discuss the possible pathways, water mass characteristics and variations observed in their regional context, with the help of existing climatological data and numerical simulations.

4.1. Water pathways

The relation between the SEC, NCJ and ECC measured in different places and time can be illustrated by a numerical

simulation. We use the regional oceanic circulation of the OCCAM global ocean model (Fig. 8) at $1/12^\circ$ resolution (Oceanic Circulation and Climate Advanced Modelling, Lee et al., 2007) which allows a much finer depiction than that of the $1/4^\circ$ model used by Webb (2000). We examined several high resolution models: the main patterns were similar, but differences arose in relation with topography and the flow through the *Grand Passage*. The OCCAM simulation was found broadly consistent with our observations and provides a spatial view of the current pathways and possible connections (see Maes et al., 2007b). As suggested by the *Island rule*, the SEC bifurcates against the Loyalty Islands and forms a western boundary current (WBC), even at depths, along the east side of the islands. Part of it crosses the Loyalty channel and flows along the east coast of New Caledonia, while the other part remains along the east side of the Loyalty ridge and flows north. This splitting creates two cores, as observed during some of the cruises and also noted by Couvelard et al. (2008) in another numerical simulation. In the OCCAM simulation, the ECC transport ranges from 8 Sv close to the Loyalty to 13 Sv just south of the *Grand Passage*; 3.5 Sv is diverted into the *Grand Passage*; the remainder supplies the NCJ downstream. The OCCAM vertical structure shows a velocity core reaching 20 cm s^{-1} around 400 m depth and velocities higher than 10 cm s^{-1} down to 700 m.

The OCCAM simulation suggests a continuity between the incoming SEC (Fig. 4) and the ECC east of New Caledonia, which we inferred from our observations of transports and water mass properties. Among our eight sections, five show a current composed of two distinct cores (the limited resolution of the

FRONTALIS sections does not allow to resolve a possible second core) (Fig. 3). On the simulation, a very weak second core, aligned with the Loyalty ridge, appears with velocities just higher than 5 cm s^{-1} (not shown). The presence or absence of the second core may also derive from a variability which is not yet well understood.

The OCCAM simulation also indicate an important pathways from the channel between the Efate and Erromango islands (18.5°S), which would carry SEC waters of lower latitudes ($\sim 16^\circ\text{S}$) to the ECC region through a southward western boundary current east of Vanuatu. This branch is consistent with both our estimated ECC transports which are larger at the north tip of New Caledonia (Fig. 1b), and with water mass characteristics (see below). The outflow from this channel was observed during SECALIS-2, and estimated at $\sim 5 \text{ Sv}$ by Ganachaud et al. (2008b, Fig. 4a).

The deep pathways between the ECC and the NCJ is confirmed by several Argo floats deployed east of NC and at 1000 m parking depth (Fig. 1a): besides high variability and eddies involving some recirculations, most floats entered the NCJ after being carried in the ECC along the east coast of NC. The trajectories suggest that the ECC is very intense within 20 km off the reef slope so that a loose station spacing may miss parts its horizontal structure. Some of the ECC transport right against the bottom slope may also be missed; however, because the slope is very steep, the first station is generally sufficiently deep.

Downstream of the ECC, observations in the NCJ (SECALIS-3, Gourdeau et al., 2007; FLUSEC, Maes et al., 2008; SECARGO, Maes et al., 2011, cruise report) show that both ECC and NCJ have similar characteristics, with narrow ($\sim 100 \text{ km}$) and deep ($> 1000 \text{ m}$) extensions and strong velocities ($> 20 \text{ cm s}^{-1}$). Gourdeau et al. (2007) estimate a 0–600 m NCJ transport at 12 Sv, which compares with our ECC 0–600 m transport at 11 Sv from the north sections. While the ECC extends deep, its transport is relatively weak below 1000 m: our estimates for data available at this depth give transports between 1.5 and 3 Sv between 1000 and 2000 m, for the ECC boundaries as defined in Fig. 4.

4.2. Water mass characteristics

The CARS climatology helps to locate the observed water masses in their regional context. The SPTW salinity ($\sigma=25.0$) in the southwest Pacific is generally decreasing from 10°S to $\sim 22^\circ\text{S}$ (Fig. 9a), and north of about 16°S , decreasing to the west, with non-monotonic structures between 16°S and 24°S . There, salinity increases slightly from the southwest of Fiji (20°S , 176°E , $S \sim 35.64$) to the east NC ($\sim 19\text{--}22^\circ\text{S}$, 168°E , $S \sim 35.68$) with some noise along the way, west of 168°E , and a decrease downstream of the NCJ (Fig. 9a). This higher salinity in the ECC region may be caused by the arrival of higher salinity SEC waters from lower latitudes ($\sim 15^\circ\text{S}$) that bifurcate south against the east coast of Vanuatu and enter the NC-Vanuatu channel area, as suggested by the southward bending of the 35.70 salinity contour against the east coast of Vanuatu ($\sim 18^\circ\text{S}$, 168°E). Conversely, the CARS SPTW oxygen displays a large-scale meridional increase from the equator to $\sim 30^\circ\text{S}$ (Fig. 9b) with a similar but less pronounced structure east of Vanuatu (Fig. 9b). This supply of waters from the high salinity central Pacific would correspond to the pathways suggested by the OCCAM simulation and our observed transports. This source has been identified as one of the two main supplies of the thermocline waters of the Coral Sea, the other one being the SEC south of Fiji (Tomczak and Hao, 1989). The respective supply of those two sources of differing salinities and oxygen in the ECC area is likely to control the water properties flowing into the NCJ.

We document the water mass changes by reporting CARS and our observations along the SEC/ECC/NCJ pathways (Fig. 10). The CARS salinity along these pathways decreases slightly if at all (Fig. 10a, full circles), while our cruise data show no distinguishable change along the pathways, but a scatter between 35.60 and 35.68 that we attribute to time variability and mixing of the two aforementioned sources on this relatively short longitude range (Fig. 10a). Oxygen concentrations decrease from 200 to $175 \mu\text{mol/kg}$ consistent with both the input of low oxygen central Pacific waters and remineralization at those depths

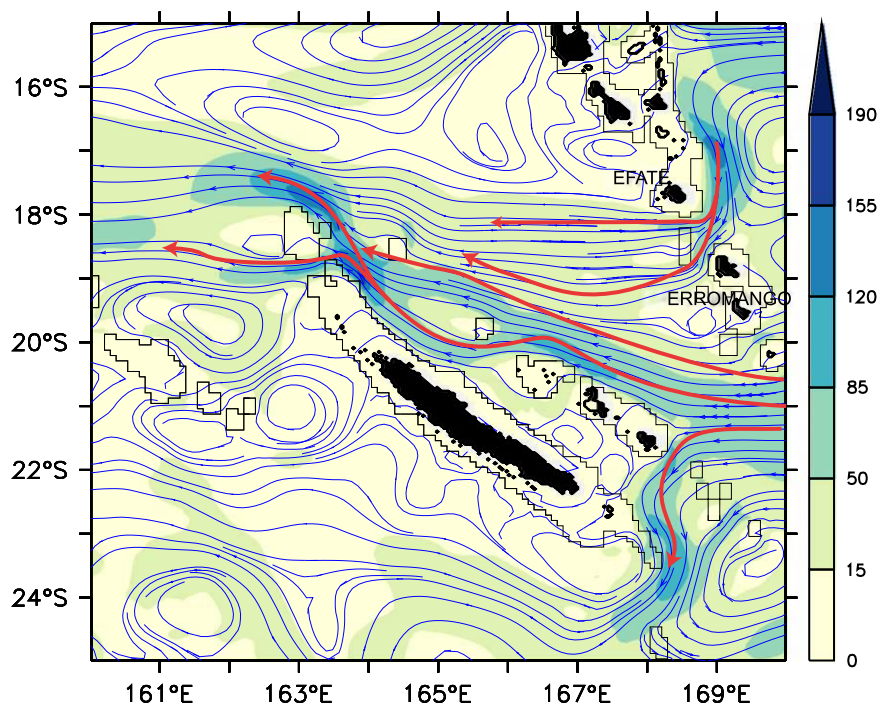


Fig. 8. Mean transport integrated over 0–1000 m for the 1994–2002 period of the simulation (in $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) at horizontal resolution of $1/12$ degree. The 500 m isobaths of this model are given by the thin black line. The blue lines correspond to the streamlines, with the main pathways indicated by the red arrows. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

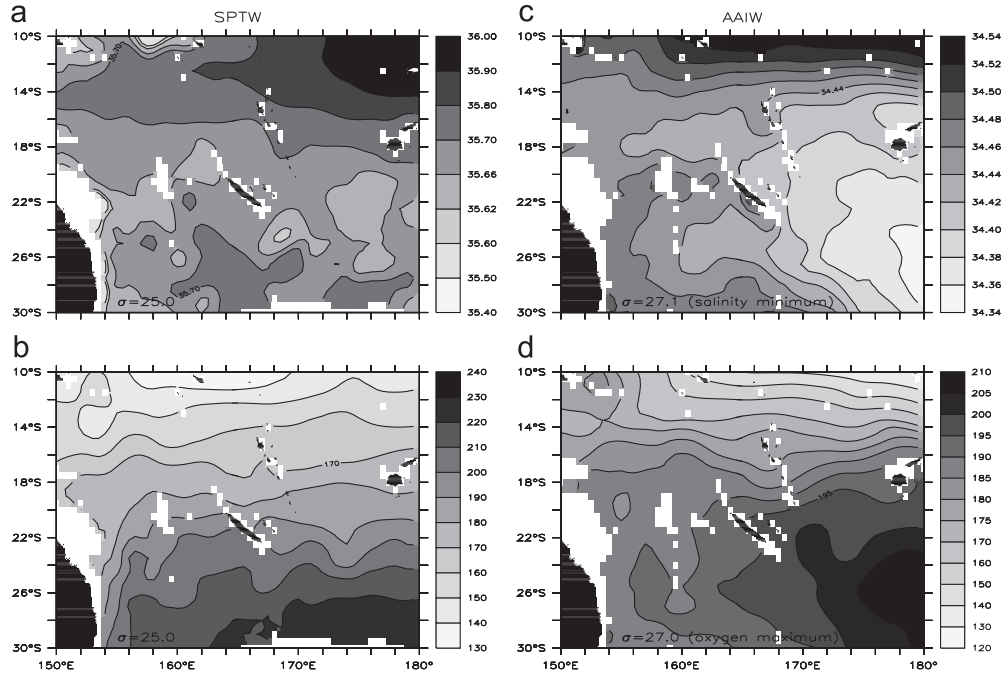


Fig. 9. Water mass characteristics from CARS climatology (release 2009 for salinity, 2006 for oxygen). (a) Salinity and (b) oxygen concentration ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) at density 25.0 and (c) 27.1 for salinity and (d) 27.0 for oxygen.

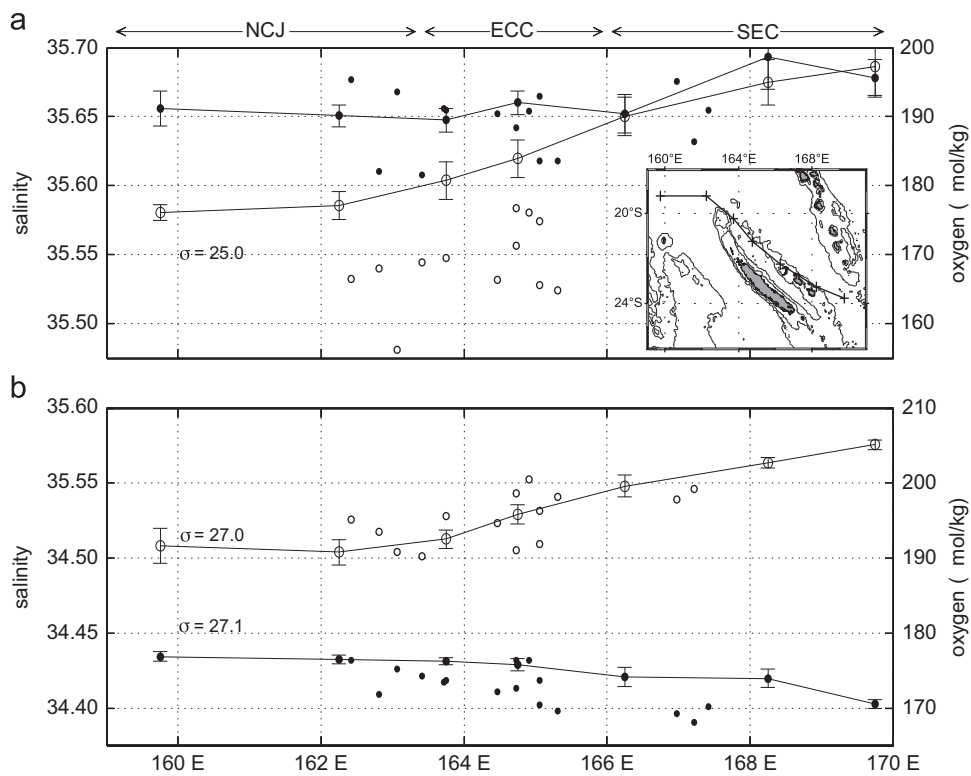


Fig. 10. Water mass characteristics along the ECC pathways from the CARS climatologies (circles with error bars, joined by full lines) and the cruise data at SPTW ($\sigma=25.0$) and AAIW level ($\sigma=27.0$ and 27.1). The full circles indicate salinity (left axis) and empty circles oxygen concentration (right axis). Values from the CARS climatology are averages of the four grid points around the crosses on the inset map. The error bars on CARS indicate seasonal variability. Values are reported against average longitudes of ECC stations; salinities and oxygen station data are averaged in the ECC core.

(Fig. 10a). Cruise measurements also show an oxygen concentration generally decreasing over a short longitude range, but weaker than CARS oxygen by $\sim 15 \mu\text{mol/kg}$. This bias may be explained by the low amount of oxygen data in CARS for this

region. Characteristics from the NCJ waters (162–163°E), downstream of the ECC, from cruises in 2005, 2007 and 2010, display values in the layer cores with $S \sim 35.68$ and $O_2 \sim 160 \mu\text{mol/kg}$ a consistent continuation of our data set (Fig. 10a and b).

In the AAIW ($\sigma \sim 27.1$), the CARS climatology depicts a westward erosion of the salinity minimum from the southeast Pacific (Fig. 9c). West of the north and south tips of NC, a broad band of salinity minimum extends zonally to the western boundary of the Pacific, apparently following the SEC circulation and its jets 3 (Fig. 8). Along the ECC pathways, both climatological salinity and measurements show a small increase from 170°E ($S \sim 34.40$) to 160°E ($S \sim 34.45$), with a ~ 0.02 shift probably due to our more accurate evaluation of the sharp salinity minimum from cruise data (Fig. 10b). A similar erosion of the oxygen maximum is observed on the large scales, starting from the southeast corner and extending westward (Fig. 9d). Climatological oxygen, which is expected to be conservative at this depth, depicts a drop from 205 to $190 \mu\text{mol/kg}$ along the path, while ECC observations are within $\sim 5 \mu\text{mol/kg}$. In the SEC ($\sim 167^\circ\text{E}$) and in the NCJ ($\sim 162.5^\circ\text{E}$), deviations between cruise and CARS oxygen are in the same range. On the whole, our cruise data follow the decrease along the path shown by CARS due to the oxygen maximum erosion (Fig. 10d).

Despite the inherent differences between localised accurate data aliased by variability and smoothed climatology from limited data, the range of salinity, temperature (not shown) and oxygen concentration are coherent with our observations of the ECC core properties, the regional water mass characteristics and the main circulation scheme that we propose. Water mass properties also suggest an important influence, in the ECC region, of waters central Pacific waters from lower latitudes that are deviated south as the SEC encounters the east coast of Vanuatu.

4.3. Variability

The 10 hydrologic sections across the ECC coming from seven distinct cruises show some differences in the current characteristics (one or two cores, maximal current depth from 400 to more than 1000 m, core position between 10 and 100 km offshore, maximal velocity from 10 to 40 cm s^{-1}) based on time and space. Water mass transport shows little variability in the south sections, close to 9 Sv with about 1 Sv variability. On the three north sections, however, the transport variability is larger, with ranging 11–20 Sv. A small part of this may relate to transport variations in the *Grand Passage* outflow, but this suggests that an important part of the variability comes from an inflow of central Pacific waters through the Vanuatu Islands (18°S , 168°E , Fig. 8).

The South Pacific gyre and therefore the intensity of the SEC varies on interannual and seasonal time scales (Holbrook and Bindoff, 1997, 1999; Holbrook et al., 2005a,b; Roemmich et al., 2007; Kessler and Gourdeau, 2007). Through their influence on the wind structure over the gyre, ENSO variations cause major vertical excursions to the thermocline (Holbrook and Bindoff, 1997). This provokes local variations in temperature and salinity, the latter reaching 0.4 on interannual time scales in the upper thermocline at 165°E (Kessler, 1999; Wong et al., 2001). Seasonal variations are also related to thermocline displacements due to changes in the wind field, but involving different dynamics and lags than those of interannual time scales (Holbrook and Bindoff, 1999; Kessler and Gourdeau, 2007). Kessler and Gourdeau (2007) document variations in the SEC transport between 10°S and 20°S at ± 6 Sv rms from CARS, an OGCM and a linear Rossby wave model, but the NCJ part varies only by ± 2 Sv rms with a maximum in November, most of the variation occurring north of Vanuatu Islands (between 20°S and 15°S).

This maximum SEC transport in November was observed in high resolution XBT data (Morris et al., 1996). While this seasonal and interannual variability will impact the observed transports, it is not resolved with the present data set. For instance, the only cruise carried out during the austral summer when the SEC is at its

maximum (SECALIS-2, December 2004) shows a transport close to the time mean, with 13.5 Sv while the maximum transport was measured during SECARGO-North (19.9 Sv, May 2010). Intraseasonal variability and mesoscale features probably impact the ECC transports, with proportion that are yet to be determined.

A large-scale freshening trend was observed in the South and Equatorial Pacific (Johnson and Orsi, 1997; Wong et al., 2001; Cravatte et al., 2009). This is consistent with the salinity difference between WOCE-P21 (1994) and the other cruises, all made post-2003 (Fig. 7a, SPTW). Dissolved oxygen concentration was also larger, on average, in 1994 (Fig. 7a, SPTW), consistent with the general decreased observed in the tropical Pacific Ocean thermocline (Stramma et al., 2008).

5. Conclusion

First identified in numerical models and climatologies and more recently by direct observations, the complex circulation in the southwest Pacific has been mainly described through the main zonal jets like the North Caledonian Jet (NCJ) or the North Vanuatu Jet (NVJ) (Godfrey, 1989; Webb, 2000; Qu and Lindstrom, 2002; Ridgway and Dunn, 2003; Maes et al., 2007b; Gourdeau et al., 2008). In this study, we analyse a compilation of cruise data off the east coast of New Caledonia, where the SEC forms a western boundary current which becomes the NCJ as it detaches New Caledonia. This current, which we call the East Caledonian Current (ECC), originates from SEC waters and flows along the Loyalty ridge prior to reaching NC and forming a northwestward boundary current against the coast. The ECC waters then separate from the northern tip of NC to form the NCJ. This boundary current is documented for the first time and found coherent and continuous between the upstream SEC south of Vanuatu and the downstream NCJ that flows into the Coral sea.

The data show a narrow and deep northwestward flow along the east coast of NC between 21°S and 18°S , whose characteristics are not well-resolved in climatologies (Qu and Lindstrom, 2002, Fig. 6; Ridgway and Dunn, 2003, Fig. 8). It appears on 10 transects (CTD and LADCP data) between New Caledonia and Vanuatu, with a core extending down to at least 1000 m. Its position is found between 10 and 100 km from the coast and its maximum velocities reach 20 cm s^{-1} . The 0–1000 m transport is estimated at 7.6 ± 3 Sv east of the Loyalty Islands, and 14.5 ± 3 Sv near the northern tip of New Caledonia, implying additional inflow from the east between the two latitudes (Fig. 1b). This transport is comparable to the total northward transport (0–2000 m) between the south coast of NC and Santo Island of Vanuatu (Fig. 1), estimated at 14 ± 4 Sv by Ganachaud et al. (2008b). An earlier estimate from Sokolov and Rintoul (2000) was at 41 Sv, but very uncertain, see Ganachaud et al. (2008b).

Water mass characteristics support the presence of a core at a distance from the coast similar to that given by geostrophic velocities. The two main water masses, the South Pacific Tropical Water (SPTW) near $\sigma = 25.0 \text{ kg m}^{-3}$ and the Antarctic Intermediate Water (AAIW) near $\sigma = 27.0 \text{ kg m}^{-3}$, are characterized, respectively, by a salinity maximum (~ 35.65)/oxygen minimum ($\sim 165 \mu\text{mol/kg}$) near 200 m; and salinity minimum (~ 34.45)/oxygen maximum ($\sim 195 \mu\text{mol/kg}$) near 750 m. An examination of the property variations along density lines shows that, at SPTW level, in the salinity maximum salinity increases (0.05–0.1) from the coast while oxygen decreases. At AAIW level, a core is localised within 100 km off the coast, marked by a horizontal salinity minimum and oxygen maximum. A regional analysis from climatological and cruise data upstream and downstream the ECC shows a consistent erosion of those extrema along the

SEC-ECC-NCJ pathways, as well as an influence of central Pacific waters.

Both transport budgets and water properties suggest an impact of central Pacific waters of lower latitudes (~ 16°S), deviated as the SEC turns south upon encountering the Vanuatu Islands and crosses this archipelago through a gap near 18°S to join the north half of the ECC. The relatively low variability in the transports south of 19°S suggests that ECC (and possibly NCJ) variability is dominated by this low latitude SEC inflow. The properties of the outflowing NCJ, which latter contributes to the supply of equatorial waters, will necessarily depend upon the confluence of these currents.

While the data set provides repeated evidence for the ECC and some of its characteristics, our understanding of its dynamics is limited by the scatter of cruises in space and time. The next step of this work will be to use a hydrologic mooring in the ECC source, east of Loyalty Islands which, combined with altimetric data and numerical simulations, will provide a synoptic view of the ECC dynamic and pathways.

Acknowledgements

Most of the cruise data were collected from RV Alis, and this paper is dedicated to Christian Fitialeata, sailor aboard RV Alis, who tragically died during a cruise in 2010. We are particularly grateful to the R/V Alis crew, the US-IMAGO (IRD) staff and E. Kestenare (IRD) who made these cruises possible and ensured high quality data. The P21-REVISIT cruise was carried out by JAMSTEC and we wish to thank A. Murata, S. Kouketsu and H. Uchida for releasing their data early for the purpose of our study. L. Gourdeau, F. Marin, G. Eldin, and S. Cravatte provided insightful comments; F. Marin and G. Eldin processed the LADCP from the Alis cruise that we used; and J. Lefèvre provided crucial help with programming and analyses at various stages of this work. We would also like to thank three anonymous reviewers for their thoughtful comments. The FRONTALIS 2-3, SECALIS 1-2 and SECARGO cruises were supported by IRD and LEGOS, for the later three as exploratory experiments that contributed to the development of coordinated research in the southwest Pacific Ocean (SPICE, Ganachaud et al., 2008a). Argo data were collected and made freely available by the International Argo Project and the national initiatives that contribute to it (www.argo.net; www.coriolis.eu.org). This study was co-funded by Institut de Recherche pour le Développement, INSU/LEFE-IDAO (Solwara; P.I.S. Cravatte), and the French Ministry for Education and Research (MESR). It is a contribution to the CLIVAR/SPICE international programme.

Appendix A. Velocity adjustments and error estimates

Because the density structure only provides the vertical shear, the geostrophic velocities are necessarily calculated relative to a depth of reference. This depth or reference was chosen at 1000 or 2000 m, depending on the maximum depth of CTD profiles. Then, LADCP data were used – when available – to adjust the flow with a barotropic component, equivalent to the velocity at the reference level. These estimates and adjustments come with some uncertainties that we try to quantify to first order, putting together the information that we have.

Deep water velocities are presumed weaker than the shallow water ones. But this hypothesis can fail near western boundaries (Beal and Bryden, 1999). Indeed, downstream of the ECC, the NCJ extends to at least 1500 m in depth with velocities higher than 15 cm s⁻¹ (Gourdeau et al., 2007). The latter authors show that

Table A1
Adjustment to geostrophic currents and uncertainties.

Section	Stations ^a	Spacing (km)	Adj. velocity at 1000 m (cm/s)	Transport uncertainty ^b (Sv)
WOCE-P21 ^c	255-254	13	0.3 ± 5.0	0.7
	254-253	23	-2.3 ± 5.0	1.2
	253-252	30	10.6 ± 5.0	1.5
	252-251	36	-2.3 ± 5.0	1.8
	251-250	27	9.8 ± 5.0	1.4
SECALIS2 ^c	37-36	16	-5.8 ± 5.0	0.8
	36-35	19	20.5 ± 5.0	1.0
	35-34	30	8.7 ± 5.0	1.5
	34-33	34	-1.7 ± 5.0	1.7
SECALIS2-Loy ^c	20-21	50	7.7 ± 5.0	2.5
P21-Revisit ^c	255-254	13	0.0 ± 5.0	0.7
	254-253	25	4.6 ± 5.0	1.3
	253-252	35	4.5 ± 5.0	1.8
	252-251	30	4.8 ± 5.0	1.5
	251-250	25	-9.6 ± 5.0	1.3
SECARGO-North ^c	35-34	31	11.4 ± 5.0	1.6
	34-33	23	17.8 ± 5.0	1.2
	33-32	24	2.5 ± 5.0	1.2
	32-31	28	0.4 ± 5.0	1.4
	31-30	28	6.3 ± 5.0	1.4
SECARGO-South ^c	16-17	18	2.5 ± 5.0	0.9
	17-18	19	22.7 ± 5.0	1.0
	18-19	19	-4.5 ± 5.0	1.0
	19-20	18	3.4 ± 5.0	0.9
SECARGO-Loy ^c	4-5	18	7.6 ± 5.0	0.9
	5-6	18	16.6 ± 5.0	0.9
	6-7	18	7.9 ± 5.0	0.9
SECALIS1 ^{d,e}	15-14	20	0 ± 8.1	1.6
	14-13	30	0 ± 10.7	3.2
FRONTALIS2 ^a	68-67	80	+7.5 ± 3.1	2.5
FRONTALIS3 ^a	90-89	30	+5.7 ± 2.2	0.7
	89-88	30	+1.6 ± 2.7	0.8
	88-87	55	+0.9 ± 3.2	1.8
	87-86	55	+2.0 ± 1.8	1.0

^a Stations identification from original cruise labeling; closest to NC coast first.
^b Transport uncertainty from the barotropic adjustment uncertainty.
^c Reference level at 2000 m.
^d Reference level at 1000 m and adjustment based on LADCP.
^e For SECALIS1, the LADCP did not suggest significant currents at 1000 m; the low quality of the data did not permit a formal adjustment and it was set to zero with a large uncertainty according to the deviations between the geostrophic and LADCP velocity shear.

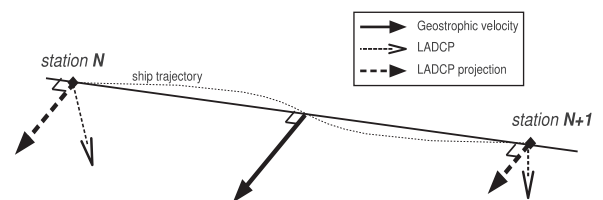


Fig. A1. Geostrophic and LADCP component at a given depth. The geostrophic velocity (middle) is by definition the average of geostrophic velocities perpendicular to the line connecting the stations N and N+1. LADCP data are only available at the stations and projected perpendicular to the line, parallel to the geostrophic velocity.

the geostrophic transport relative to 2000 m provided a good approximation of the absolute transport as determined by a glider in the upper 600 m, suggesting a weak flow below 2000 m. Our LADCP data also suggest velocities up to 5 cm s⁻¹ at 1000 m in depth, near the coast. Therefore, for sections having

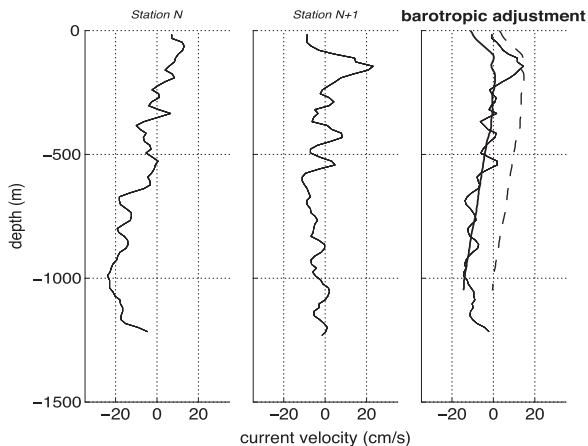


Fig. A2. Example of adjustment to the geostrophic profile based on LADCP profiles. The left and middle panels show profile of LADCP-projected as Fig. A1—at each station. On the right panel, the mean LADCP profile (full thin line) is compared with the geostrophic profile (dashed line), and the adjusted-geostrophic profile (full thick line).

data below 1000 m the reference level was taken at 2000 m in the WBC. (Coincidentally, no LADCP data were available for sections reaching 2000 m.) To assess the transport uncertainty for those deep sections, we examined the shear between 1500 and 2000 m (or the bottom for the P21 sections), which suggests possible errors between 2 and 5 cm s^{-1} from the arbitrariness of the reference level choice at these depths. We used a conservative uncertainty of $\pm 5 \text{ cm s}^{-1}$ at 2000 m for all station pairs in the WBC to include possible additional errors that are depth-independent (see also Ganachaud et al., 2008b). Assuming errors are independent from one station pair to the next, the error on the total ECC transport (integral over the first five pairs) is around 3.0 Sv (Table A1).

A.1. Using Lowered ADCP information

For sections that had LADCP measurements of sufficient quality in the ECC (SECALIS-1; FRONTALIS-2,3, Table A1), those were used to adjust the geostrophic velocities barotropically, following Beal and Bryden (1999). LADCP data were treated according to the Visbeck procedure (Fisher and Visbeck, 1993; Visbeck, 2002). This velocity inversion method combines LADCP with SADC and CTD data to provide optimised estimates of LADCP profiles.

For each station pair, we compare the vertical geostrophic velocity profiles (which is by definition the integral horizontal average between the two stations) with LADCP profiles at the stations (which are localised to the stations themselves). In most cases, the vertical shear of geostrophic and LADCP velocities are similar along 500–1000 depth (Figs. A.1 and A.2). Therefore, the 500–1000 m mean layer velocity from the LADCP is used to adjust the geostrophic profile. Practically, the average deviation between LADCP and geostrophy over 500–1000 m is added to the whole geostrophic profile.

Thurnherr (2010) discusses errors associated with LADCP profiles by comparing them to simultaneous nearby moored instruments. He estimates a LADCP accuracy of 3 cm s^{-1} or less—that is generally smaller than estimates provided by the Visbeck inversion method which Thurnherr (2010) believes is overly conservative. The Visbeck software suggests an uncertainty of $\pm 5 \text{ cm s}^{-1}$ at each measurement bin (LADCP measurements are available for 10 m depth average bins). Estimating the uncertainty on the average velocity between 500 and 1000 m

(50 independent samples) is nevertheless not possible because the errors are correlated from one vertical bin to the next one through the inversion, and the correlation matrix is not available, so we use Thurnherr (2010) estimate as a minimum uncertainty from the instrument itself. To this formal error of LADCP velocities at stations, one should add spatial aliasing errors owing to the fact that LADCP profiles are confined to stations whereas geostrophic profiles are by definition a spatial average between the stations, and additional errors due to tides, or in the geostrophic velocities themselves (e.g. internal waves, Ganachaud, 2003). We use a heuristic approach to estimate this error from the comparison between LADCP shear and geostrophic shear between 500 and 1000 m. The standard deviation of their difference, reported in Table A1, provides an estimate of the combined possible errors from which transport errors are deduced.

References

- Beal, L.M., Bryden, H.L., 1999. The velocity and vorticity structure of the Agulhas Current at 32°S. *J. Phys. Oceanogr.* 104, 5151–5176.
- Couvelard, X., Marchesiello, P., Gourdeau, L., Lefevre, J., 2008. Barotropic zonal jets induced by islands in the south-west Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 38, 2185–2204.
- Cravatte, S., Delcroix, T., Zhang, D., Phaden, M.M., Leloup, J., 2009. Observed freshening and warming of the western Pacific Warm Pool. *Clim. Dyn.* 33, 565–589.
- Donguy, J.R., 1994. Surface and subsurface salinity in the tropical Pacific Ocean: relation with climate. *Prog. Oceanogr.* 34, 45–78.
- Fisher, J., Visbeck, M., 1993. Deep velocity profiling with self-contained ADCPs. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 10, 764–773.
- Ganachaud, A., 2003. Error budget of inverse box models: the North Atlantic. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 20, 1641–1655.
- Ganachaud, A., Gourdeau, L., Gallois, F., Kestenare, E., Vega, A., Rodier, M., Jamet, L., Vignal, B., Alory, G., 2006a. SECALIS-2 cruise report, 4–18 December 2004. Centre IRD de Nouméa. *Rapports de Missions, Sciences de la Mer* 19, p. 80.
- Ganachaud, A., Eldin, G., Chuchla, R., Rodier, M., Lapetite, A., Gallois, F., Dupouy, C., 2006b. FRONTALIS-2 cruise report 22 April–22 May 2004. Centre IRD de Nouméa. *Rapports de Missions, Sciences de la Mer* 18, p. 80.
- Ganachaud, A., Brassington, G., Kessler, W., Mechoso, C., Wijffels, S., Ridgway, K., Cai, W., Holbrook, N., Sutton, P., Bowen, M., Qiu, B., Timmermann, A., Roemmich, D., Sprintall, J., Neelin, D., Lintner, B., Diamond, H., Cravatte, S., Gourdeau, L., Eastwood, P., Aung, T., 2008a. Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment (SPICE)—Part II. Implementation Plan. International CLIVAR Project Office, CLIVAR Publication Series No. 133, NOAA OAR Special Report, NOAA/OAR/PMEL, Seattle, WA, p. 36.
- Ganachaud, A., Gourdeau, L., Kessler, W.S., 2008b. Bifurcation of the subtropical South Equatorial Current against New Caledonia in December 2004 from an hydrographic inverse box model. *J. Phys. Oceanogr.* 38, 2072–2084.
- Godfrey, J.S., 1989. A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* 45, 89–112.
- Gourdeau, L., Ganachaud, A., Kestenare, E., Panché, J., Varillon, D., 2007. SECALIS-3 cruise report, 11–24 July 2005. Centre IRD de Nouméa. *Rapports de Missions, Sciences de la Mer* 21, p. 80.
- Gourdeau, L., Kessler, W.S., Davis, R.E., Sherman, J., Maes, C., Kestenare, E., 2008. Zonal jets entering in the Coral Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 38, 715–725.
- Gouriou, Y., Toole, J., 1993. Mean circulation of the upper layers of the western equatorial Pacific ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 98, 22495–22520.
- Gu, D., Philander, S.G.H., 1997. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science* 275 (5301), 805–807.
- Holbrook, N.J., Bindoff, N.L., 1997. Interannual and decadal temperature variability in the southwest Pacific Ocean between 1955 and 1988. *J. Clim.* 10, 1035–1049.
- Holbrook, N.J., Bindoff, N.L., 1999. Seasonal temperature variability in the upper southwest Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 29, 366–381.
- Holbrook, N.J., Chan, P.S., Venegas, S.A., 2005a. Oscillatory and propagating modes of temperature variability at the 3–3.5- and 4–4.5 yr time scales in the upper southwest Pacific Ocean. *J. Clim.* 18 (5), 719–736.
- Holbrook, N.J., Chan, P.S., Venegas, S.A., 2005b. CORRIGENDUM: oscillatory and propagating modes of temperature variability at the 3–3.5- and 4–4.5 yr time scales in the upper southwest Pacific Ocean. *J. Clim.* 18, 719–736. *J. Clim.* 18 (10), 1637–1639.
- Johnson, G.C., Orsi, A.H., 1997. Southwest Pacific Ocean water-mass changes between 1968/69 and 1990/91. *J. Clim.* 10, 306–316.
- Kessler, W.S., 1999. Interannual variability of the subsurface high salinity tongue south of the equator at 165°E. *J. Phys. Oceanogr.* 29, 82038–82049.
- Kessler, W.S., Gourdeau, L., 2006. Wind-driven zonal jets in the south Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 33, L03608. doi:10.1029/2005GL025084.
- Kessler, W.S., Gourdeau, L., 2007. The annual cycle of circulation of the southwest subtropical Pacific, analyzed in an ocean GCM. *J. Phys. Oceanogr.* 37, 1610–1627.

- Lee, M.-M., Nurser, A.G., Coward, A., de Cuevas, B., 2007. Eddy advective and diffusive transports of heat and salt in the Southern Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 37, 1376–1393.
- Maes, C., Kestenare, E., Ganachaud, A., Gallois, F., Rodier, M., Varillon, D., Eldin, G., Chuchla, R., Lapetite, A., 2007a. FRONTALIS-3 cruise report, 22 April–19 May 2005. Centre IRD de Nouméa. *Rapports de Missions, Sciences de la Mer* 20, p. 167.
- Maes, C., Gourdeau, L., Ganachaud, A., Couvelard, X., 2007b. What are the origins of the Antarctic intermediate waters transported by the North Caledonian Jet? *Geophys. Res. Lett.* 34, L21608. doi:10.1029/2007GL031546.
- Maes, C., 2008. On the ocean salinity stratification observed at the eastern edge of the equatorial Pacific Warm Pool. *J. Geophys. Res.* 113, C03027. doi:10.1029/2007JC004297.
- Maes, C., Eldin, G., Melet, A., Lefèvre, J., Sudre, J., Varillon, D., Ganachaud, A., Gourdeau, L., 2008. FLUSEC-01 cruise report, 12–30 August 2007. Centre IRD de Nouméa. *Rapports de Missions, Sciences de la Mer* 24.
- Maes, C., Gasparin, F., Eldin, G., Rodier, M., Varillon, D., Gourdeau, L., Ganachaud, A., Marin, F., 2011. Rapport de la mission en mer SECARGO bord du N.O. Alis en mer des Iles Loyauté, Océan Pacifique Sud-Ouest. Nouméa: IRD (Sciences de la Mer. *Océanographie Physique. Rapports de Missions*).
- Morris, M., Roemmich, D., Cornuelle, B., 1996. Observations of variability in the south Pacific subtropical gyre. *J. Phys. Oceanogr.* 11, 2359–2380.
- Qu, T., Lindstrom, E.J., 2002. A climatological interpretation of the circulation in the western south Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 32, 2492–2508.
- Qu, T., Lindstrom, E.J., 2004. Northward intrusion of Antarctic intermediate water in the western Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 34, 2104–2118.
- Reid, J., 1997. On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean: flow patterns, tracers and transports. *Prog. Oceanogr.* 39, 263–352.
- Ridgway, K.R., Dunn, J.R., 2003. Mesoscale structure of the mean East Australian Current system and its relationship with topography. *Prog. Oceanogr.* 56, 189–222.
- Roemmich, D., Gilson, J., Davis, R., Sutton, P., Wijffels, S., Riser, S., 2007. Decadal spinup of the south Pacific subtropical gyre. *J. Phys. Oceanogr.* 37, 162–173.
- Sokolov, S., Rintoul, S., 2000. Circulation and water masses of the southwest Pacific: WOCE section P11, Papua, New Guinea to Tasmania. *J. Mar. Res.* 58, 223–268.
- Stanton, B., Roemmich, D., Kosro, M., 2001. A shallow zonal jet south of Fiji. *J. Phys. Oceanogr.* 31, 3127–3130.
- Stramma, L., Johnson, G.C., Sprintall, J., Mohrholz, V., 2008. Expanding oxygen-minimum zones in the Tropical Oceans. *Science* 320, 655–658. doi:10.1126/science.1153847.
- Thurnherr, A.M., 2010. A practical assessment of the errors associated with full-depth LADCP profiles obtained using teledyne RDI workhouse Acoustic Doppler Current Profilers. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 27, 7,1215–7,1227.
- Tomczak, M., Hao, D., 1989. Water masses in the thermocline of the Coral Sea. *Deep-Sea Res.* 36, 101503–101514.
- Tsimplis, M., Bacon, S., Bryden, H.L., 1998. The circulation of the subtropical south Pacific derived from hydrographic data. *J. Geophys. Res.* 103, 21443–21468.
- Uchida, H., Murata, A., Doi, T., 2011. WHP P21 Revisit Data Book, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Kanagawa, Japan, p. 174. <http://www.jamstec.go.jp/iorgc/ocorp/data/p21rev_2009/index.html>.
- Visbeck, M., 2002. Deep velocity profiling using Acoustic Doppler Current Profilers: bottom tracks and inverse solutions. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 19, 794–807.
- Webb, D.J., 2000. Evidence for the shallow zonal jets in the South Equatorial Current region of the southwest Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 30, 706–720.
- Wong, A.P.S., Bindoff, N.L., Church, J.A., 2001. Freshwater and heat changes in the north and south Pacific Oceans between the 1960s and 1985–94. *J. Clim.* 14, 1613–1633.
- Wyrtki, K., 1962a. The subsurface water masses in the western south Pacific Ocean. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.* 13, 18–47.
- Wyrtki, K., 1962b. Geopotential topographies and associated circulation in the western south Pacific Ocean. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.* 13, 89–105.

ANNEXE 2: Article publié dans *Geophysical Research Letter*:
Gasparin *et al.*, 2012, *Oceanic transports through the Solomon
Sea: the bend of the New Guinea Coastal Undercurrent*

Oceanic transports through the Solomon Sea: The bend of the New Guinea Coastal Undercurrent

Florent Gasparin,¹ Alexandre Ganachaud,^{1,2} Christophe Maes,^{1,3} Frédéric Marin,^{1,2} and Gérard Eldin^{1,3}

Received 30 May 2012; revised 29 June 2012; accepted 4 July 2012; published 9 August 2012.

[1] Thermocline waters of the tropical southwest Pacific can be traced back to the center of the South Pacific basin and have a potential influence on equatorial surface conditions and on the characteristics of the El Niño Southern Oscillation on decadal timescales. The Solomon Sea is traversed by this influential flow, and therefore is an optimal place for exploring this oceanic connection to the equator. From a high-resolution hydrographic survey at which we applied an inverse box model, we describe the main pathways at the entrance of the Solomon Sea, and more particularly the extremely sharp bend of the western boundary current around the south-east tip of Papua New Guinea. Of the 30 Sv subtropical waters transported into the Coral Sea from the east, above 1300 m, 29 ± 5 Sv makes its way through the Solomon Sea with a large part transported in a boundary current, at the entrance of the Solomon Sea. Around the south-east tip of Papua New Guinea, the Gulf of Papua Current turns abruptly to the north, in a very sharp bend as it merges into the New Guinea Coastal Undercurrent, on its way, toward the equator. The warm currents transport large amounts of internal energy, with a total of $1.0 \pm 0.3 \cdot 10^{15}$ W entering the Solomon Sea from the south.

Citation: Gasparin, F., A. Ganachaud, C. Maes, F. Marin, and G. Eldin (2012), Oceanic transports through the Solomon Sea: The bend of the New Guinea Coastal Undercurrent, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L15608, doi:10.1029/2012GL052575.

1. Introduction

[2] In the tropical southwest Pacific, *thermocline* waters, referring to waters in the depth range of 100–300 m, can be traced back to the center of the South Pacific subtropical gyre. These waters follow a peculiar pathway, first flowing westward into the Coral Sea (Figure 1); then arriving at the Australian coast, splitting, with the north branch forming a boundary current that flows equatorward into the Solomon Sea, and ultimately feeding into the Equatorial current system [Grenier *et al.*, 2011]. Because of its potential influence on equatorial surface waters and on the characteristics of the El Niño Southern Oscillation (ENSO) on decadal timescales [Gu and Philander, 1997], this influential

circulation pathway has led to a major research effort, the southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment (SPICE) [Ganachaud *et al.*, 2007].

[3] The Solomon Sea is located at the frontier between the South Pacific tropical and equatorial oceanic areas, and it is almost closed to the north by a quasi-continuous archipelago of islands, except for three narrow passages that allow waters to reach the equator (inset of Figure 1). Toward the south, the Solomon Sea is open to the Coral Sea, from Sudest Island to Makira. On the east side of the basin, Indispensable Strait provides an additional passage for tropical waters, between the islands of Makira and Guadalcanal (Figure 1).

[4] The significance of the region to the climate system, and in particular to the conditioning of ENSO, was recognized about 40 years ago [Wyrtki, 1975], leading to the WEPOCS field campaigns [Lindstrom *et al.*, 1987]. But since then, research efforts were mostly focused on equatorial ocean-atmosphere dynamics related to ENSO, and the Solomon Sea has only recently become a new focus of attention with the emergence of the SPICE coordinated efforts [Ganachaud *et al.*, 2007].

[5] Numerical models [Melet *et al.*, 2010] and scattered observations [Andrews and Clegg, 1989; Sokolov and Rintoul, 2000] suggest two thermocline water pathways between the Coral Sea and the equator (inset of Figure 1): one is through the western boundary current which flows northward along Queensland, around the Gulf of Papua and into the Solomon Sea; the second is a direct inflow from the northern Coral Sea to the southern Solomon Sea [Qu and Lindstrom, 2002].

[6] However, the pathways and the transports that are involved at the entrance of the Solomon Sea have not been quantified, leading to a dedicated survey in 2007 (Figure 1). The survey enclosed a box between the northern tip of New Caledonia, Papua New Guinea (PNG) and the Solomon Islands, across the south entrance of the Solomon Sea and the mouth of Indispensable Strait, intersecting the main currents of interest.

2. Inverse Box Model

[7] Our data set is based on a hydrographic survey with 47 ocean temperature, salinity, dissolved oxygen profiles and Lowered-Acoustic Doppler Current Profiler (L-ADCP) [Visbeck, 2002], measured from the surface to 2000 m depth (FLUSEC cruise, August 2007 [Maes *et al.*, 2008]). The Ship-mounted ADCP (S-ADCP) also provided continuous recording of the currents in the upper 150 m. An inverse box model is built from three sections that form a closed box (inset of Figure 1) so that we could ensure mass, salt, heat and oxygen conservation within the box and provide error estimates of our diagnostics.

¹LEGOS, Université de Toulouse, UPS, OMP-PCA, Toulouse, France.

²LEGOS, IRD, UMR 5566, Nouméa, New Caledonia.

³LEGOS, IRD, UMR 5566, Toulouse, France.

Corresponding author: F. Gasparin, LEGOS, Université de Toulouse, UPS, OMP-PCA, 14, Av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse CEDEX, France. (florent.gasparin@legos.obs-mip.fr)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
0094-8276/12/2012GL052575

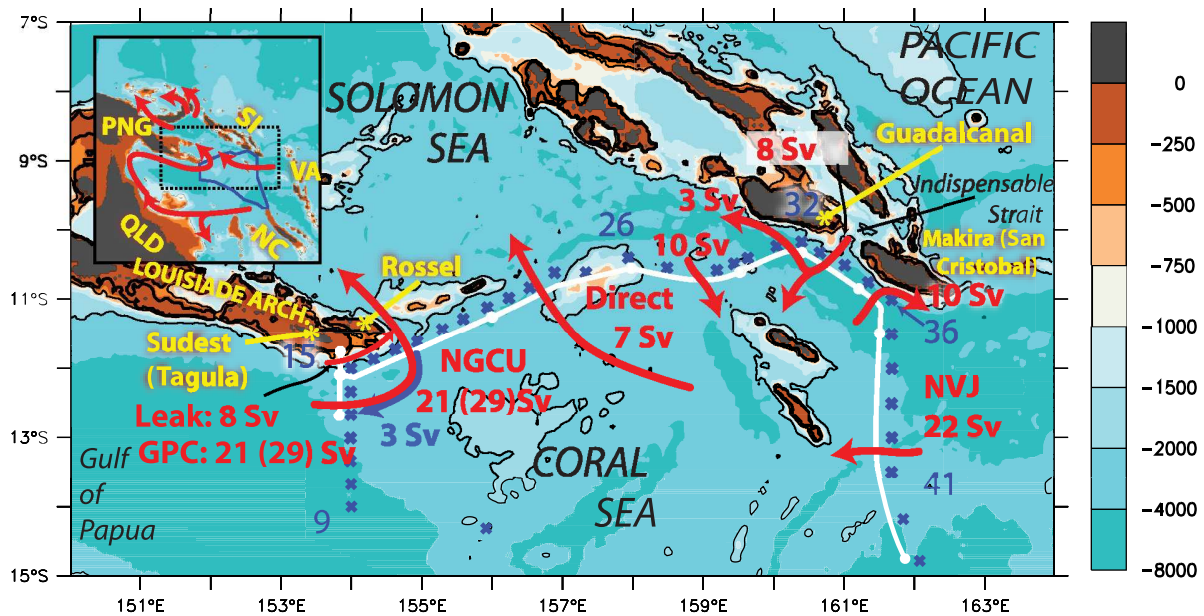


Figure 1. Solomon Sea topography, currents and estimated transports. The hydrographic profiles measured during the 2007 hydrographic survey are indicated by the blue crosses; the main water pathways and transports estimated between the surface and ~ 1300 m ($\sigma_\theta = 27.5$) are indicated in red (Sv; $1\text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The transports for the GPC and NGCU, including the leak, are given in parenthesis. The white segments indicate the horizontal limits of transport integrals. The 50-m (thick) and 500-m and 2000-m (thin lines) are indicated. Local island names are given in yellow; alternative names used in several nautical charts are given in parenthesis. The inset provides a view of the regional scale current pathways between the Coral Sea and the Equator. Country/Island names are indicated as follows: Queensland-Australia (QLD); Papua-New Guinea (PNG); Solomon Islands (SI); Vanuatu Islands (VA); New Caledonia (NC). The cruise track is represented by the blue line.

2.1. Principle

[8] The velocity field between each station pair is calculated, relative to 2000 m, from temperature and salinity through geostrophic balance. At the surface, the wind-driven water transport is determined by the Ekman relation from the August 2007 blended monthly average winds of the NOMADS (<http://nomads.ncdc.noaa.gov>). Using the Gauss-Markov least-square estimate, velocities at 2000 m (and thereby to the whole water column) are adjusted to accommodate conservation constraints within isopycnal layers bounded by the sections forming the box, as described in *Ganachaud and Wunsch [2000]*.

2.2. Additional Constraints

[9] In addition to mass and property conservation, the total transport between New Caledonia and PNG, the air-sea fluxes, and the a priori velocity field, were also constrained. The total transport between New Caledonia and PNG was estimated, independently, at 10 ± 5 Sv westward based on two ocean products (August 2007 average from the BlueLink Reanalysis [*Schiller et al., 2008*] and from the Mercator Ocean PSY3 [*Larnicol et al., 2006*]; with uncertainty from 1 std of daily values). We also accounted for a westward transport of 4 ± 3 Sv through the *Grand Passage* ($18^\circ 30'$ S) between the main reef of New Caledonia and its northern atoll [*Gasparin et al., 2011*]. The surface heat flux inside the closed area was constrained at $50 \pm 50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ to the atmosphere, based on NCEP products.

[10] Velocity profiles from the L-ADCP attached to the measurement rosette provided an independent constraint on the velocity field. Including S-ADCP data in the process

[*Visbeck, 2002*], those were projected along the direction of geostrophic velocities, averaged between station pairs and compared with the geostrophic velocity profile (Figure S2 in the auxiliary material).¹ Most profiles were in agreement (rms difference $< 4 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ between 1000 m and 2000 m), which permitted to constrain a priori velocities and uncertainties at the reference level, with the 1000 m–2000 m depth-averaged L-ADCP [*Casal et al., 2009; Gasparin et al., 2011*], the corresponding a priori uncertainties were set at $\pm 2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, except just north of New Caledonia where diverging L-ADCP/geostrophy shears led to a larger a priori uncertainty $\pm 10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$.

[11] For our mass transport estimates, we also accounted for an 8-Sv “leak” between station 15 and PNG (Figure 1). The transport through this leak was estimated by extrapolation of L-ADCP currents between station 15 and the coast. While the leak is not directly part of the inversion, it is included in the total Gulf of Papua Current (GPC) and NGCU (New Guinea Coastal Undercurrent) transport estimates (values in parentheses in Figure 1).

3. Results

3.1. Main Currents and Integral Transports

[12] From this inverse model, the total northbound flow into the Solomon Sea is estimated at 29 ± 5 Sv (hereafter, and unless otherwise specified, we refer to transports above 1300 m, which corresponds to the depth of northward or

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2012GL052575.

eastward flow reached by the major currents). This includes the 8 ± 2 Sv estimated “leak” between the PNG reefs and the closest hydrographic profile (Figure 1; section 2). Accounting for this leak, the western boundary current is estimated at 29 ± 3 Sv (26 ± 4 above 2000 m) eastward south of Sudest/Rossel islands where it is now called the *Gulf of Papua Current* [SPICE Community, 2012]. From a 1993 survey of the World Ocean Circulation Experiment, this transport was estimated at a similar value of 26 Sv by Sokolov and Rintoul [2000]. Through the central section, we find that the full GPC transport outflows into the Solomon Sea, where it becomes the NGCU (Figure 1), with a transport of 29 ± 3 Sv (30 ± 4 Sv above 2000 m) including the leak. This circulation implies a sharp anticlockwise turn ($>90^\circ$) to the north around the tip of Rossel Island, within 160 km of the coast, a feature also observed in direct current observations of the thermocline currents [Cravatte et al., 2011]. Centered on 157°S , another 7 ± 3 Sv contribute to the supply into the Solomon Sea, which is part of the “direct” inflow from the Coral Sea [Qu and Lindstrom, 2002], as discussed below. On the east side of the Solomon Sea, 10 ± 2 Sv are feeding back into the Coral Sea. This southward flow was not observed so far, and numerical simulations [Melet et al., 2010] suggest that it originates in the east part of the Solomon Strait, therefore carrying equatorial waters to the South (see below). To the east, in front of Indispensable Strait, a strong southwestward flow carries 8 ± 2 Sv, which necessarily comes from the east of the Solomon Islands, and partially turns northwestward against Guadalcanal to feed the Solomon Sea, and eastward south of Makira. A flow through this strait was suspected [Andrews and Clegg, 1989; Melet et al., 2010], but never measured yet. Finally, the flow south of Makira is dominated by the westward North Vanuatu Jet (NVJ, 22 ± 3 Sv), which is an essential supply of the Coral Sea [Gourdeau et al., 2008].

3.2. Vertical Structure and Water Properties

[13] Measured ocean salinity and dissolved oxygen content guided our analysis of water mass origins and circulation patterns. Above 2000 m, the main water masses are identified by two prominent features: a strong maximum in salinity near 150 m depth characterizes the South Pacific Tropical Water (SPTW) which originates in the central South Pacific [Donguy, 1994] ($\sigma = 24.5$; see Figure S1). Near 500–600 m, the core layer of the Antarctic Intermediate Waters (AAIW) emanating from southern higher latitudes, is characterized by a salinity minimum and an oxygen maximum [Qu and Lindstrom, 2002] ($\sigma = 27.1$; see Figure S1). In the following, we relate the main currents to horizontal structures within these layers of extrema.

[14] The vertical structure reveals strong currents, concentrated above 1300 m, with velocities sometimes larger than 50 cm.s^{-1} (Figure 2a). The independent direct velocity measurements from a L-ADCP, compared quantitatively with geostrophic currents referenced at 2000 m (Figure S2), attested the accuracy of the geostrophic approach. L-ADCP data were then used as a reference to the velocity at depths (see Section 2), which confirmed the general structure of the currents and revealed undocumented countercurrents below 1300 m. Boundary integrals for transports estimation were defined from both water mass properties and estimated cumulative transports (Figure 2c). South of Sudest Island (WEST section, Figure 2a, left), the GPC reaches velocities

of $\sim 50 \text{ cm.s}^{-1}$, with a deep core close to 400 m depth. The geostrophic velocities disagree with L-ADCP data (Figure S2) between station 10 and 13 which we attribute to the consequence of an internal wave at station 12, with no incidence on mass and property budgets [Ganachaud, 2003]. The GPC core is marked by highest oxygen content at intermediate levels (core A, 500 m, Figure 2b), originating from the Coral Sea western boundary currents as suggested by water properties [Sokolov and Rintoul, 2000; Qu and Lindstrom, 2002] (Figure S3). Below the GPC core, a countercurrent carries 3 ± 2 Sv of low oxygen waters to the west (core B, Figure 2b).

[15] In the CENTRAL section (Figure 2a, middle), the main core of the western boundary current, the NGCU, occupies the upper ~ 1300 m, with again the strongest oxygen content at intermediate levels (core C, Figure 2b) overlying a southward countercurrent of low oxygen content (core D, Figure 2b). To the east of the NGCU, the flow is mostly northward at thermocline level, in the “DIRECT” pathway ($156\text{--}157^\circ\text{E}$). Below that, there is no net flow of intermediate waters, recirculations at moderate oxygen content (zone E-E, Figures 2b and 2c). The southward flow centered on 158.5°E (North Solomon waters, N.SOL) is found to be prominent in the thermocline waters (Figures 2a and 2c), with a marked low oxygen (zone F-F, Figure 2b), and relatively lower salinity (not shown). These properties indicate an origin in the SEC waters from the east of the Solomon Islands, that entered the Solomon Strait after flowing along the east margin of the Solomon Islands [Qu and Lindstrom, 2002] (Figure S3). Those waters would then flow southeastward in the eastern part of the Solomon Sea [Melet et al., 2010; Hristova and Kessler, 2012]. Conversely, at intermediate levels, the flow below the southward N.SOL is weaker, and partially northward, suggesting differing pathways for intermediate and thermocline waters in this area.

[16] The flow through Indispensable section (INDIS) is southwestward in the northern part of the section, marked by an anomalous low oxygen content in both thermocline and intermediate waters (cores G-G, Figure 2b), indicating an origin from the eastern side of Indispensable Strait (Figure S3). These low oxygen waters are also found south of both Guadalcanal and Makira islands, in relation with northwestward and eastward coastal currents, respectively. Across the EAST section (Figure 2, left), flow is mostly westward, with the NVJ core above 400 m near 13°S , a relatively shallow depth, as noted earlier [Gourdeau et al., 2008].

4. Discussion

[17] A general circulation scheme appears from the transport estimate, and water properties reported against transports reveals the connection between the currents. For conciseness, we only present dissolved oxygen, but salinity patterns confirm our conclusions (Figure S4). At thermocline level, highest dissolved oxygen levels are found at the northern tip of New Caledonia ($\sim 18^\circ\text{S}$). Those high values appear again in the GPC and NGCU currents, near Sudest and Rossel islands (Figure 3a), but at lower concentrations as expected from biological remineralization. These regions of high oxygen are confirmed by climatology [Ridgway and Dunn, 2003] (e.g., Figure S3), and consistent with a connection through the GPC pathway in the Coral Sea

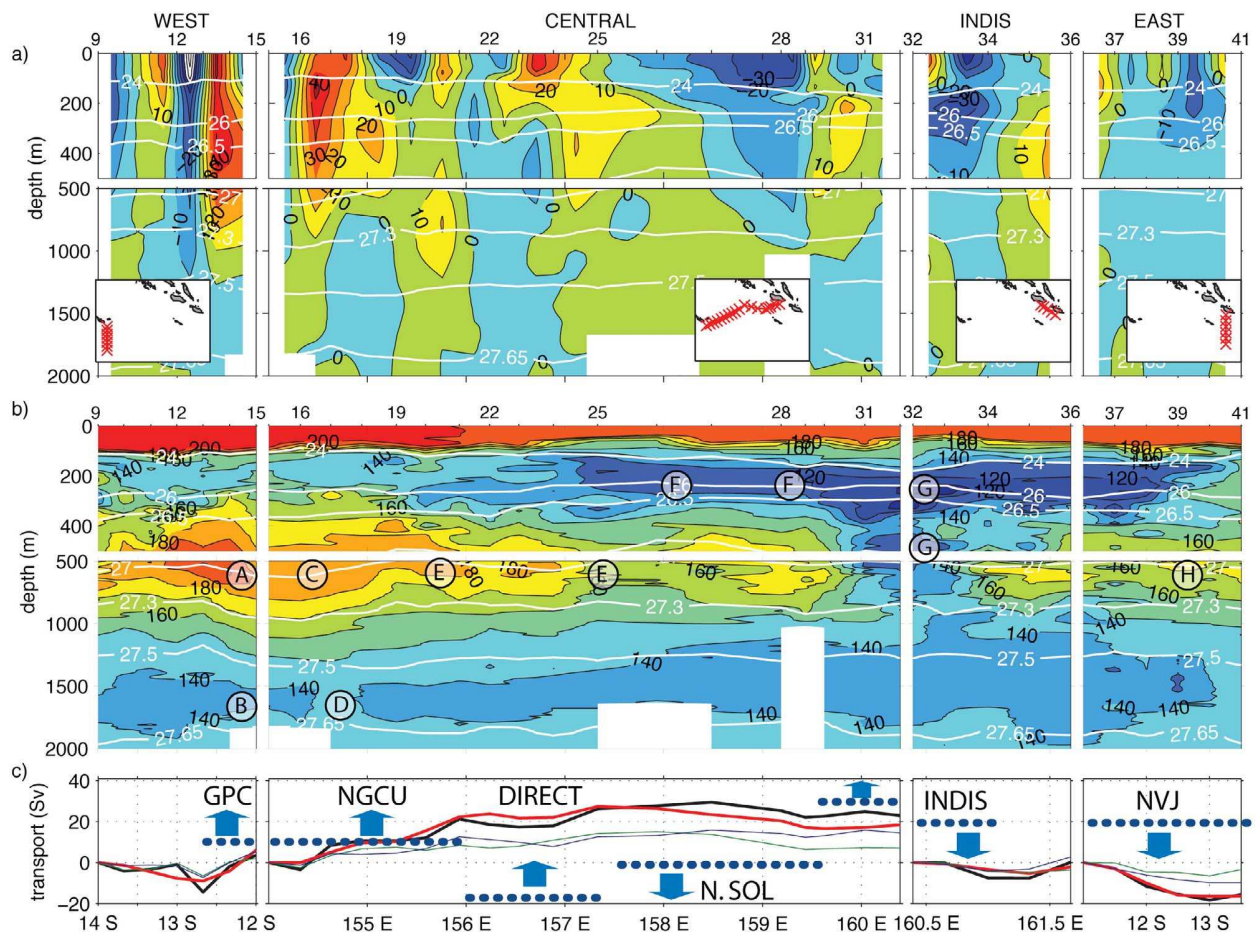


Figure 2. Estimated oceanic currents and measured dissolved oxygen concentration. (a) Geostrophic currents (in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), perpendicular to the sections, referenced to 2000 m and adjusted through the inverse box model. Positive is either eastward or northward; key isopycnal layers are provided (white contours). The panel displays 4 sections called WEST, CENTRAL, INDIS and EAST, with station positions indicated in the inset of each panel and station number above the panels. (b) Same as Figure 2a but for dissolved oxygen concentration (in $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$). Key property cores are indicated by the encircled letters, referred to in the text. (c) Estimated water mass transports (black line), cumulative from the left end of each section, integrated from the surface to 2000 m depth, with the name of the currents referred to in the text. Layer transports are indicated by the thin lines: surface to $\sigma = 26.5$ (green) and $\sigma = 26.5-27.5$ (blue). The red line indicates transports from L-ADCP-only data. The blue arrows indicate the direction of the current; the dark blue dots indicate the width of each current. Latitude/longitude are indicated at the bottom of the figure, according to the orientation of the section.

(inset of Figure 1) [Sokolov and Rintoul, 2000; Qu and Lindstrom, 2002]. It also confirms the tight continuity between the GPC south of Sudest Island, on the WEST section and the NGCU east of Rossel Island. Thermocline oxygen concentrations of the DIRECT inflow ($\sim 155^\circ\text{E}$, $\sim 12^\circ\text{S}$) are much lower than those of the NGCU, but consistent with the lowest oxygen from NVJ and N.SOL inflows. This, along with salinity contents (Figure S4), indicates contributions from the Coral Sea to this DIRECT inflow into the Solomon Sea. Southeast of Guadalcanal (Figure 3a, 159°E), the low oxygen/moderate salinity waters necessarily emanates from a mixture of Indispensable Strait and N.SOL (Figure S3). At intermediate level (Figure 3b), remarks similar to those for thermocline levels hold concerning the GPC/NGCU pathway. There is no coherent DIRECT nor N.SOL transports (Figure 2c). But waters from the Indispensable Strait are distinct, with lower oxygen content whose signature is traced

back in the outflows east of Guadalcanal and south of Makira (arrows on Figure 3b). At deeper levels (Figure 3c), the circulation mostly reverses, with water properties indicating a supply of the GPC countercurrent by the NGCU countercurrent. To the east, waters from the north of the Solomon Sea flows southward near the Solomon Islands and north-eastward through the Indispensable Strait, again with similar properties. This deep circulation pattern was not documented so far, and repeated observations are needed to confirm its persistence.

[18] The warm currents we described transport large amounts of internal (heat) energy and their pathways can condition the patterns of sea surface temperature and heat release to the atmosphere. Referring to the integral 0–2000 m transport for a temperature on the $^\circ\text{C}$ scale, the GPC and NGCU transport 1.4 ± 0.2 PW (1 PW = 10^{15} W), for a total inflow of 1.0 ± 0.3 PW through the CENTRAL section into

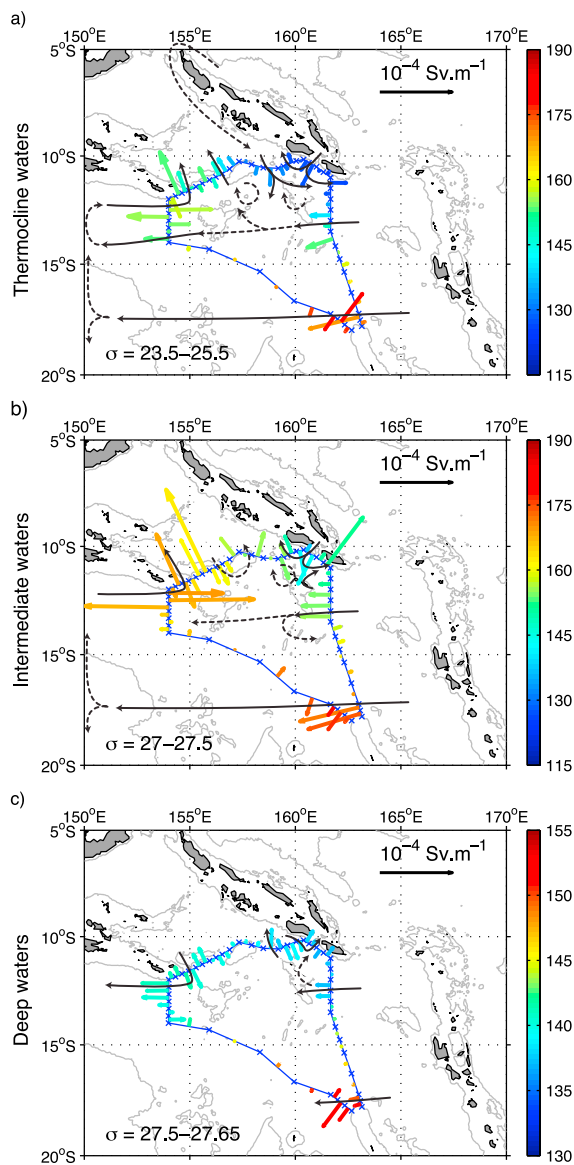


Figure 3. Transport against dissolved oxygen concentration for selected layers (in $\mu\text{mol.l}^{-1}$). (a) Thermocline layer, defined between densities $\sigma = 23.5 - \sigma = 25.5$. (b) Intermediate layer ($\sigma = 27.0 - \sigma = 27.5$) and (c) deep layer ($\sigma = 27.5 - \sigma = 27.65$). Transport is normalized horizontally (Sv.m^{-1} , scale in the upper right of the panels); the arrow color gives the averaged dissolved oxygen. The solid black arrows correspond to the pathways deduced from both calculated transports and water properties; the dashed arrows correspond to pathways or mixing (circular arrow) deduced from water mass properties.

the Solomon Sea, including the Ekman surface transport for the later (-0.25 PW). The Indispensable Strait brings 0.25 ± 0.1 PW into the Solomon Sea, so that the contribution from the Coral Sea is of 0.75 ± 0.3 PW. This corresponds to 50% of the SEC inflow of energy into the Coral Sea, between Makira and New Caledonia (1.6 ± 0.2 PW). For comparison, the internal energy transported between the

Pacific and Indian was estimated at 1.4 PW by Ganachaud and Wunsch [2000].

5. Conclusion

[19] From a high-resolution hydrographic survey, we estimate the net mass and internal energy transports entering the Solomon Sea above 1300 m respectively at 29 ± 5 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and $1.0 \pm 0.3 \cdot 10^{15}$ W, and describe the extremely sharp bend of the western boundary current around the south-east tip of Papua New Guinea.

[20] Through these massive transports, climate signals and water properties can be transmitted efficiently from the South Pacific gyre to the equator. These new results support the strong role of the southwest Pacific oceanic circulation in the equatorial system which is one of the main hypothesis at the basis of the SPICE project.

[21] But in a region of complicated topography, realistic numerical simulations are difficult to achieve, in particular in IPCC-class ocean models [Sen Gupta et al., 2012], and these new results will provide a benchmark, not only to mass and internal energy transports, but also to micro nutrients which are the main fertilizers of the equatorial ecosystem [Grenier et al., 2011]. Nevertheless, repeated measurements such as those from ocean gliders will be essential to refine estimates in this region of high variability [Davis et al., 2012].

[22] **Acknowledgments.** This work is co-funded by ANR (ANR-09-BLAN-0233-01); INSU/LEFE/IDAO (Solwara), and the French Ministry for Education and Research (MESR); it is a contribution to the CLIVAR/SPICE International programme. The FLUSEC cruise was supported by IRD and LEGOS. We are particularly grateful to the R/V Alis crew and the IRD staff, as well as to both governments of PNG and the Solomon Islands. The contributions by D. Varillon, J. Lefèvre, J. Sudre, L. Goudeau and A. Melet were essential to the data set. This work benefitted from essential input by S. Cravatte.

[23] The Editor thanks two anonymous reviewers for assisting in the evaluation of this paper.

References

- Andrews, J. C., and S. Clegg (1989), Coral Sea circulation and transport deduced from modal information models, *Deep Sea Res., Part A*, 36(6), 957–974, doi:10.1016/0198-0149(89)90037-X.
- Casal, T. G. D., L. M. Beal, R. Lumpkin, and W. E. Johns (2009), Structure and downstream evolution of the Agulhas Current system during a quasi-synoptic survey in February–March 2003, *J. Geophys. Res.*, 114, C03001, doi:10.1029/2008JC004954.
- Cravatte, S., A. Ganachaud, Q. Duong, W. S. Kessler, G. Eldin, and P. Dutrieux (2011), Observed circulation in the Solomon Sea from SADC data, *Prog. Oceanogr.*, 88(1–4), 116–130, doi:10.1016/j.pocan.2010.12.015.
- Davis, R., W. S. Kessler, and J. Sherman (2012), Gliders measure western boundary current transport from the South Pacific to the equator, *J. Phys. Oceanogr.*, in press.
- Donguy, J. R. (1994), Surface and subsurface salinity in the tropical Pacific Ocean relations with climate, *Prog. Oceanogr.*, 34(1), 45–78, doi:10.1016/0079-6611(94)90026-4.
- Ganachaud, A. (2003), Error budget of inverse box models: The North Atlantic, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20(11), 1641–1655.
- Ganachaud, A., and C. Wunsch (2000), Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data, *Nature*, 408(6811), 453–457, doi:10.1038/35044048.
- Ganachaud, A., et al. (2007), Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment (SPICE). Part 1. Scientific background, technical report, NOAA, Silver Spring, Md.
- Gasparin, F., A. Ganachaud, and C. Maes (2011), A western boundary current east of New Caledonia: Observed characteristics, *Deep Sea Res., Part I*, 58, 956–969.
- Goudeau, L., W. S. Kessler, R. E. Davis, J. Sherman, C. Maes, and E. Kestenare (2008), Zonal jets entering the Coral Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 38(3), 715–725.
- Grenier, M., S. Cravatte, B. Blanke, C. Menkes, A. Koch-Larrouy, F. Durand, A. Melet, and C. Jeandel (2011), From the western boundary currents to the

- Pacific Equatorial Undercurrent: Modeled pathways and water mass evolutions, *J. Geophys. Res.*, *116*, C12044, doi:10.1029/2011JC007477.
- Gu, D., and S. G. Philander (1997), Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics, *Science*, *275*, 805–807, doi:10.1126/science.275.5301.805.
- Hristova, H. G., and W. S. Kessler (2012), Surface circulation in the Solomon Sea derived from Lagrangian drifter observations, *J. Phys. Oceanogr.*, *42*, 448–458, doi:10.1175/JPO-D-11-099.1.
- Larnicol, G., S. Guinehut, M. H. Rio, M. Drevillon, Y. Faugere, G. Nicolas (2006), The global observed ocean products of the french Mercator project, in *Proceedings of 15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium*, Eur. Space Agency Spec. Publ., ESA SP-614.
- Lindstrom, E., R. Lukas, R. A. Fine, J. S. Godfrey, G. Meyers, and M. Tsuchiya (1987), The western equatorial Pacific ocean circulation study, *Nature*, *330*, 533–537.
- Maes, C., G. Eldin, A. Melet, J. Lefèvre, J. Sudre, D. Varillon, A. Ganachaud, and L. Gourdeau (2008), FLUSEC-01 cruise report, 12–30 August 2007, Rep. 24, Cent. IRD de Nouméa, Nouméa, New Caledonia.
- Melet, A., L. Gourdeau, W. S. Kessler, J. Verron, and J. Molines (2010), Thermocline circulation in the Solomon Sea: A modeling study, *J. Phys. Oceanogr.*, *40*(6), 1302–1319, doi:10.1175/2009JPO4264.1.
- Qu, T., and E. J. Lindstrom (2002), A climatological interpretation of the circulation in the western South Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, *32*(9), 2492–2508.
- Ridgway, K., and J. R. Dunn (2003), Mesoscale structure of the mean East Australian Current system and its relationship with topography, *Prog. Oceanogr.*, *56*(2), 189–222, doi:10.1016/S0079-6611(03)00004-1.
- Schiller, A., P. R. Oke, G. Brassington, M. Entel, R. Fiedler, D. A. Griffin, and J. V. Mansbridge (2008), Eddy-resolving ocean circulation in the Asian–Australian region inferred from an ocean reanalysis effort, *Prog. Oceanogr.*, *76*, 334–365.
- Sen Gupta, A., A. Ganachaud, S. McGregor, J. N. Brown, and L. Muir (2012), Drivers of the projected changes to the Pacific Ocean equatorial circulation, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L09605, doi:10.1029/2012GL051447.
- Sokolov, S., and S. Rintoul (2000), Circulation and water masses of the Southwest Pacific: WOCE section p11, Papua New Guinea to Tasmania, *J. Mar. Res.*, *58*(2), 223–268.
- SPICE Community (2012), Naming a western boundary current from Australia to the Solomon Sea, *CLIVAR Newsl. Exchanges*, *16*(56), 28.
- Visbeck, M. (2002), Deep velocity profiling using acoustic Doppler current profilers: Bottom tracks and inverse solutions, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *19*, 794–807.
- Wyrki, K. (1975), El Niño—The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, *5*, 572–584, 19, 794–807.

Auxiliary Material for Paper 2012GL052575

Oceanic transports through the Solomon Sea: the bend of the New Guinea Coastal Undercurrent

Florent Gasparin
LEGOS, Universite de Toulouse, UPS, OMP-PCA,
Toulouse, France

Alexandre Ganachaud
LEGOS, Universite de Toulouse, UPS, OMP-PCA,
Toulouse, France

LEGOS, IRD, UMR 5566,
Noumea, New Caledonia

Christophe Maes
LEGOS, Universite de Toulouse, UPS, OMP-PCA,
Toulouse, France

LEGOS, IRD, UMR 5566,
Toulouse, France

Frederic Marin
LEGOS, Universite de Toulouse, UPS, OMP-PCA,
Toulouse, France

LEGOS, IRD, UMR 5566,
Noumea, New Caledonia

Gerard Eldin
LEGOS, Universite de Toulouse, UPS, OMP-PCA,
Toulouse, France

LEGOS, IRD, UMR 5566,
Toulouse, France

Gasparin, F., A. Ganachaud, C. Maes, F. Marin, and G. Eldin (2012), Oceanic transports through the Solomon Sea: the bend of the New Guinea Coastal Undercurrent, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L15608, doi:10.1029/2012GL052575.

Introduction

This auxiliary material contains four figures. The TS-O2S diagrams are shown in Figure S1. Figure S2 is the currents estimated by the L-ADCP. Maps of CARS salinity and oxygen are on the Figure S3. The same as Figure 3 but for salinity is presented in Figure S4.

1. 2012gl052575-fs01.pdf

Figure S1. Temperature-salinity (left) and temperature-oxygen (right) diagram. The temperature range of the main waters masses are identified as SPTW (South Pacific Tropical Waters) and AAIW (Antarctic Intermediate water). On the left diagram, density contours are indicated, in kg.m^{-3} .

2. 2012gl052575-fs02.pdf

Figure S2. Measured cross-section currents from the Lowered Acoustic Doppler Current Profiler (L-ADCP). Units in cm.s^{-1} ; sign convention as of Figure 2. Station numbers are indicated on top; while the insets locate the sections on the map.

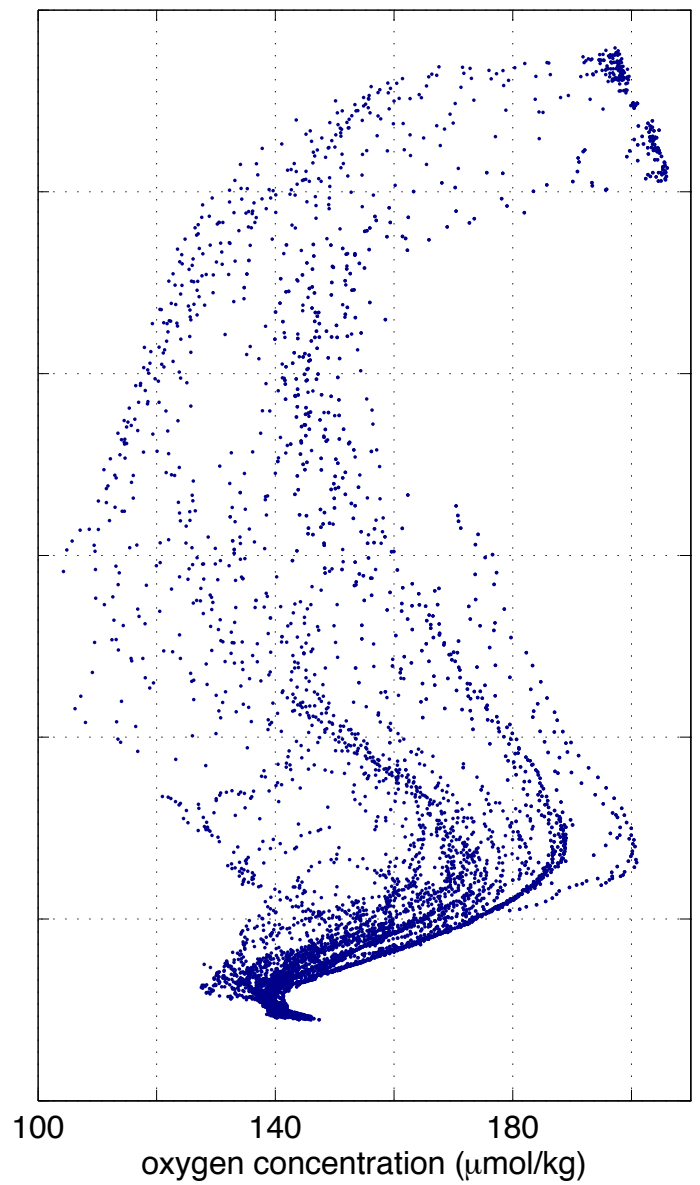
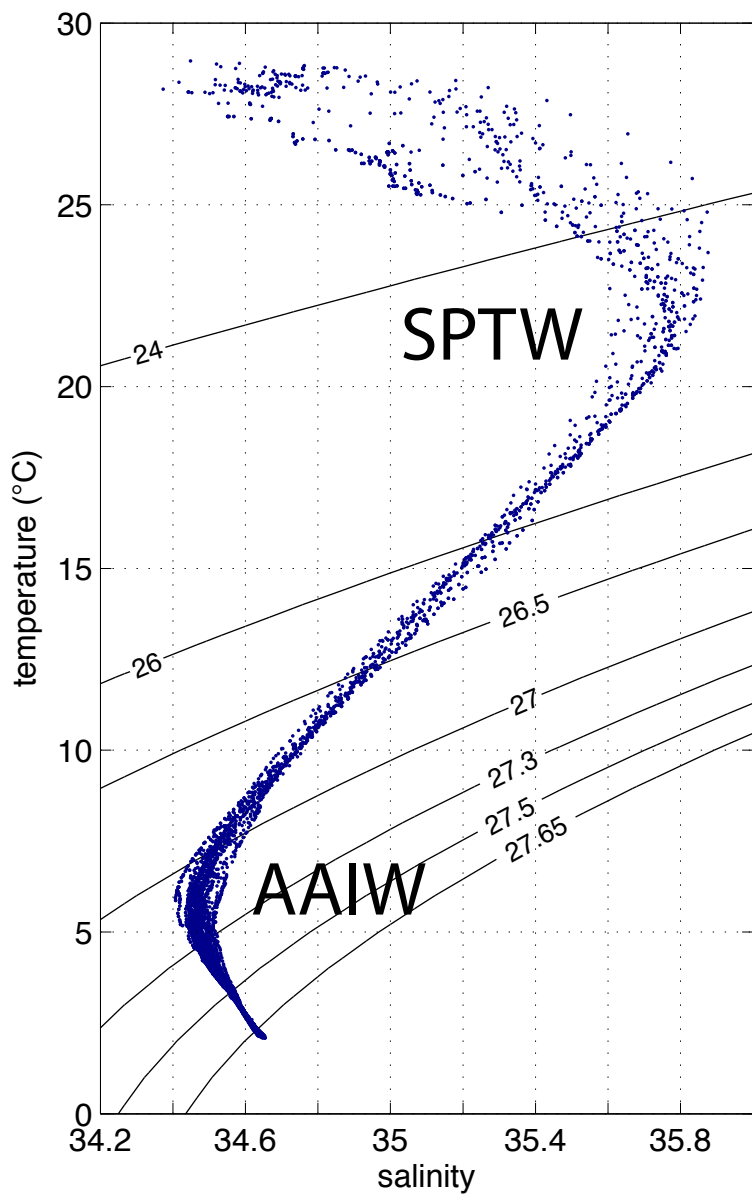
3. 2012gl052575-fs03.pdf

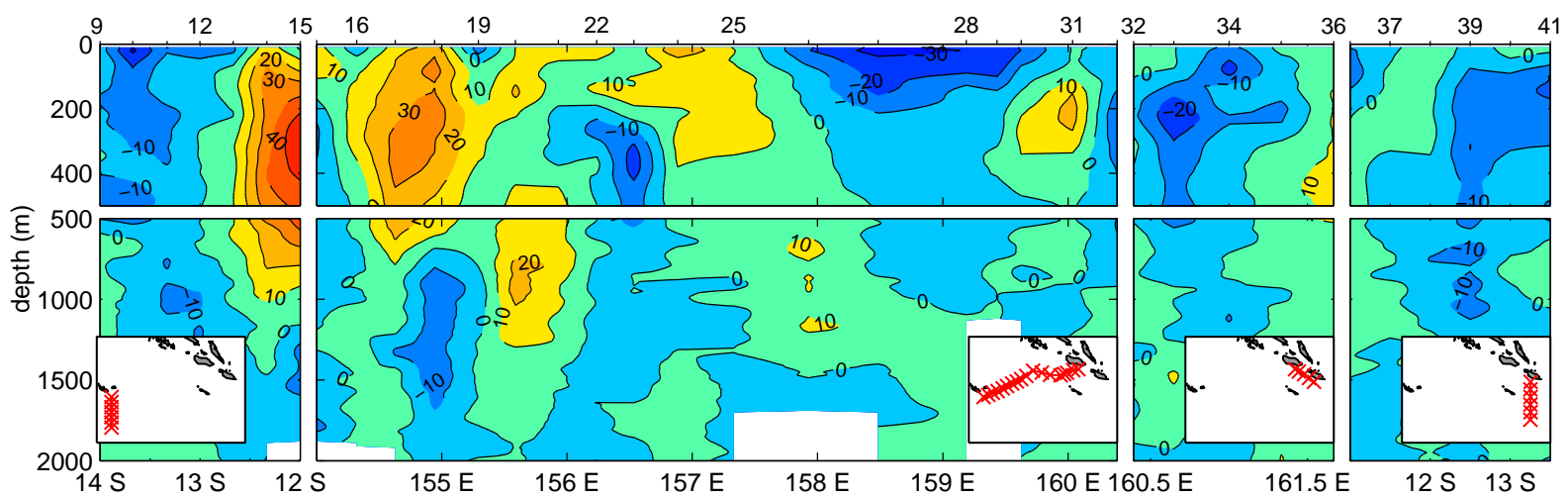
Figure S3. Oceanic salinity and oxygen from the CSIRO Atlas of Regional Seas climatology [Ridgway and Dunn, 2003] for August at a) thermocline $\sigma = 25.0$ and b) intermediate levels $\sigma = 27.1$.

4. 2012gl052575-fs04.pdf

Figure S4. Transport against salinity concentration for selected layers. a) Thermocline layer, defined between densities $\sigma = 23.5 - \sigma = 25.5$; b) Intermediate layer ($\sigma = 27.0 - \sigma = 27.5$) and c) for deep waters ($\sigma = 27.5 - \sigma = 27.65$). Transports is normalized horizontally ($Sv.m^{-1}$, scale in the upper right of the panels); the corresponding arrows (reported from Figure 3) are colored by the average salinity in the layer. The solid black arrows correspond to the pathways deduced from both calculated transports and water properties; the dashed arrows correspond to pathways or mixing (circular arrow) deduced from water mass properties.

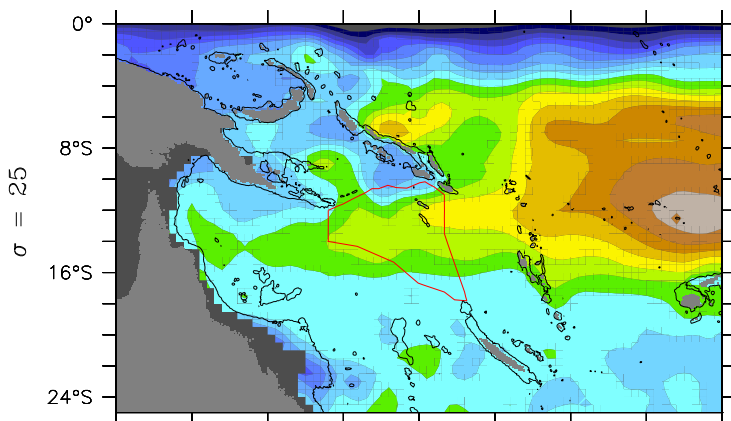
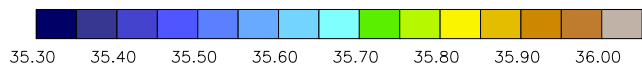
<http://dx.doi.org/10.1029/2012gl052575>



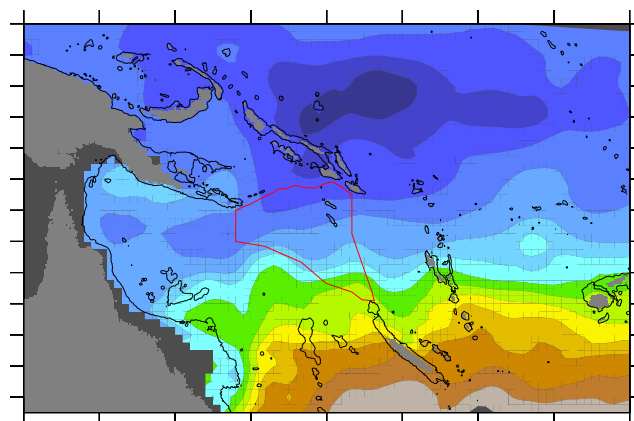
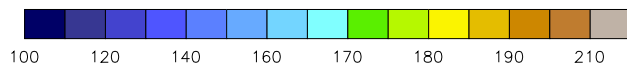


a)

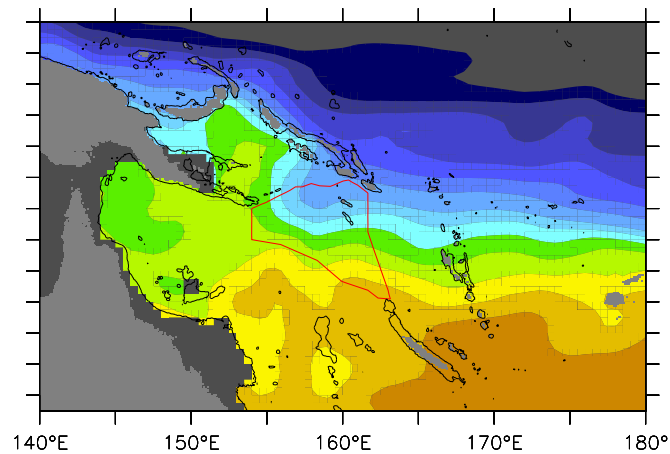
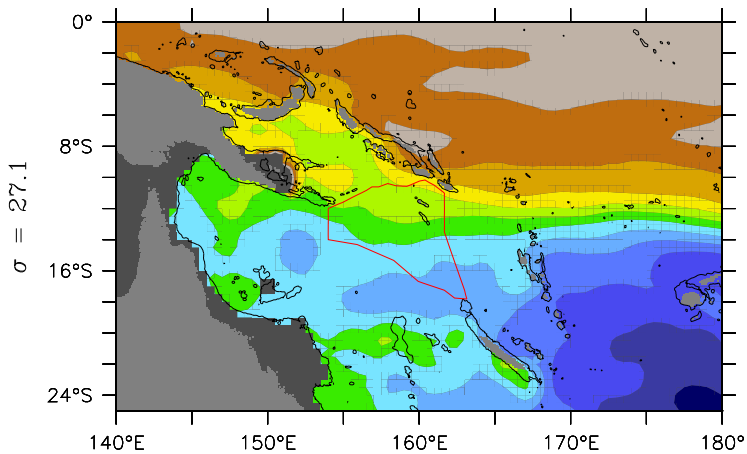
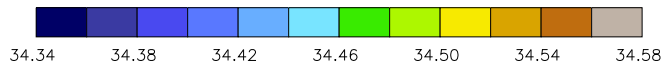
SALINITY

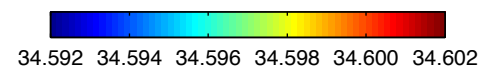
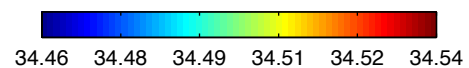
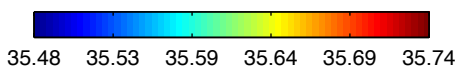
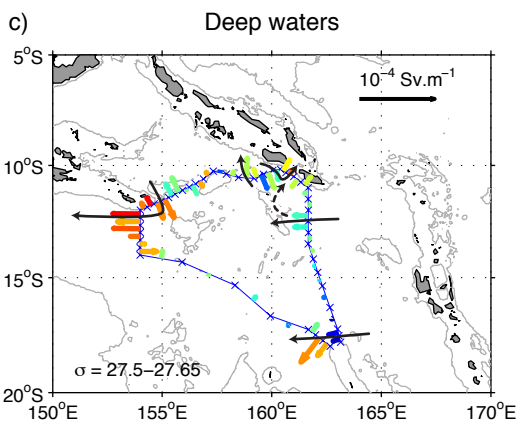
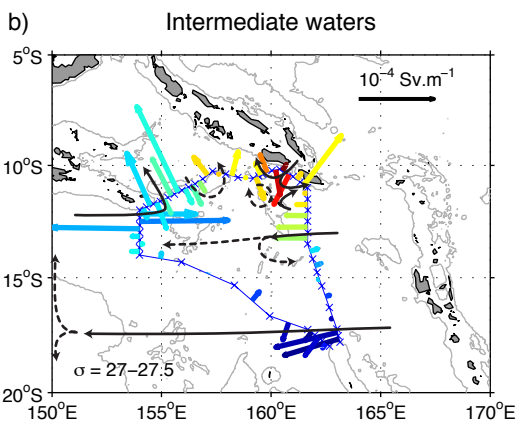
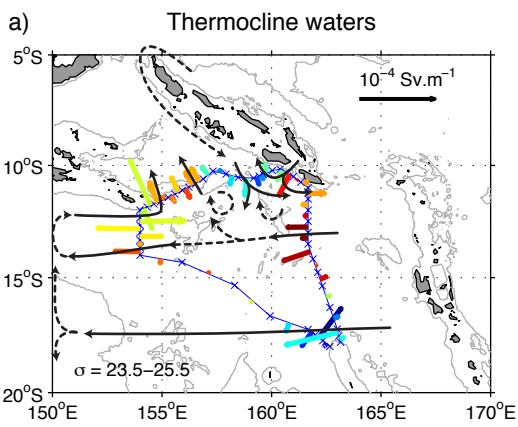


OXYGEN



b)





ANNEXE 3: Variabilité haute fréquence du Transport de Masse

Le déplacement des isopycnes modifie les estimations géostrophiques (Ganachaud, 2003), celles-ci étant basées sur les différences de hauteurs des isopycnes (voir chap. II). Les ondes internes résultent de l'interaction de la marée barotrope sur des reliefs topographiques dans un océan stratifié. En effet, lorsque l'onde de marée atteint un relief topographique, elle induit des vitesses verticales qui déplacent les isopycnes de leur position d'équilibre créant des ondulations de période similaire à la marée (Holloway & Merrifield, 1999). Elles se mettent alors à osciller à la même fréquence que la marée. Participant de manière intense à la dissipation d'énergie de la marée barotrope, elles jouent également un rôle majeur dans le mélange des différentes masses d'eaux (St Laurent & Garrett, 2002).

Les études traitant des ondes internes dans le Pacifique sud-ouest à partir de données in situ ou altimétriques restent peu nombreuses et sont plutôt localisées près de l'équateur (Gourdeau, 1998; Eldin & Rodier, 2003). Néanmoins, en raison de sa bathymétrie très accidentée, le Pacifique sud-ouest est un lieu important de conversion d'énergie barotrope (ondes de marée M2) en barocline (ondes internes) (Niwa & Hibiya, 2001).

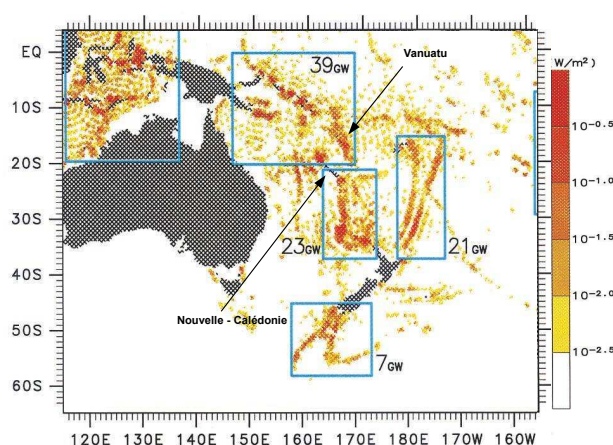


Figure 19: Distribution du taux de conversion de marée barotrope M2 en ondes internes simulée par le modèle de Niwa & Hibiya (2001).

Niwa & Hibiya (2001) montrent que les zones à l'extrémités des îles du Pacifique sud ouest sont des zones de forts déplacements isopycnaux et donc de fortes génération d'ondes internes. Ceci est principalement lié à la présence de fortes pentes topographiques.

1. Station fixe au nord de la Nouvelle-Calédonie

Lors de la campagne SECARGO (2010), 10 profils CTD de la surface à 1600 m (\sim fond) ont été effectués au nord de la Nouvelle-Calédonie près du récif d'Huon (Fig. III.1) sur une période de

16h dans le but d'estimer la variabilité des estimations géostrophiques sur un cycle de marée semi-diurne (~ 12 h).

Comme expliqué précédemment, les ondes de marée barotropes génèrent des oscillations verticales que l'on peut suivre grâce aux déplacements des isopycnes. Les isopycnes surposées subissent des déplacements verticaux significatifs. Les déplacements verticaux pour 3 isopycnes montrent que l'amplitude peut atteindre plus de 40 m. Utilisant un modèle numérique, Niwa & Hibiya (2001) suggèrent de forts déplacements atteignant plus de 50 m à 1000 m de profondeur au niveau des forts reliefs topographiques du Pacifique sud-ouest et notamment au nord de la Nouvelle Calédonie. Ces forts reliefs sont des zones de génération d'ondes internes ayant un impact important sur notre calcul géostrophique (Figure 19).

Nous calculons le transport géostrophique par rapport à une station hydrologique arbitraire fixe, n'ayant aucune incidence sur les anomalies de transports. Les anomalies de transports ont été calculées pour les couches 0-500 m, 0-1000 m et 0-1600 m respectivement référencés à 500 m, 1000 m, et 1600 m (Figure 20). Les anomalies de transports référencées à 500 m diffèrent de celles à 1000 et 1600 m, ces dernières étant quasi-identiques. Cette similarité entre les deux couches semblent indiquer que la variabilité du calcul géostrophique liée à la présence d'ondes internes peut être estimée avec des profils à allant jusqu'à 1000 m. Or, la génération et la propagation de ces ondes est fortement dépendantes de la forme du relief. Elles subissent également des réflexions à la surface et au fond ajoutant une difficulté supplémentaire à la localisation de leur impact (Ray, 2001).

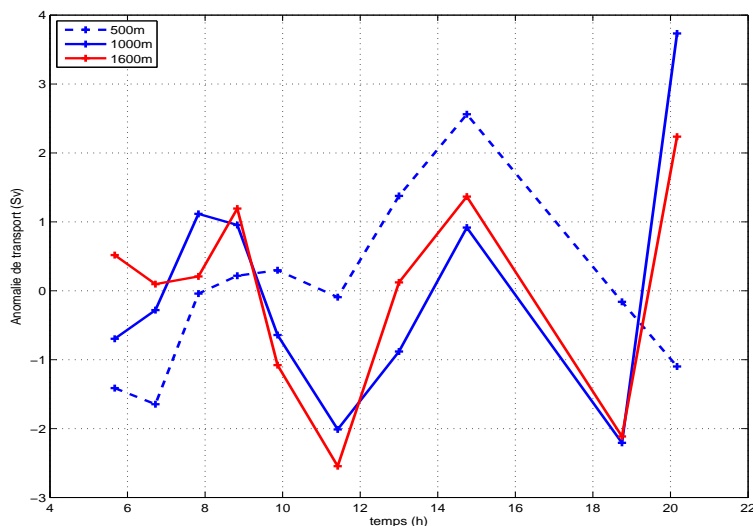


Figure 20: Anomalies de transport géostrophique (en Sv) référencé à 500 m (en pointillé), à 1000 m (bleu), et à 1600 m (rouge), respectivement pour la couche 0-500 m, 0-1000 m et 0-1600 m.

L'absence de différence significative entre les couches 0-1000 m et 0-1600 m suggère qu'un échantillonnage sur la couche 0-1000 m suffise pour établir la variabilité due à la présence de

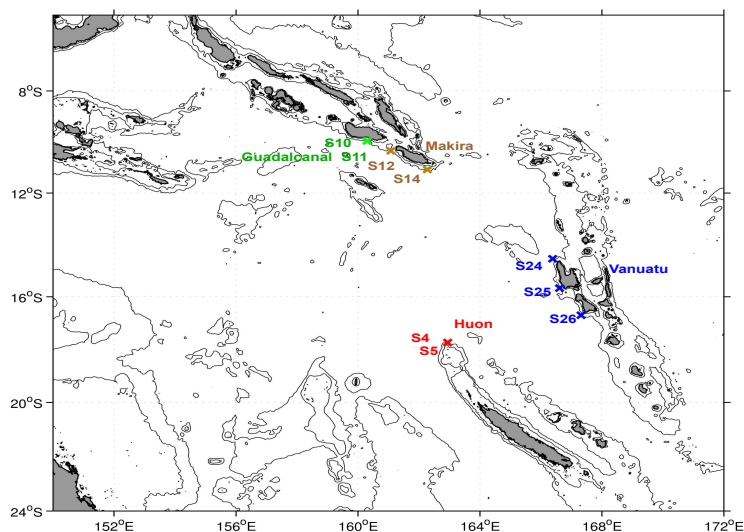


Figure 21: Positions des stations hydrologiques répétées ou proches issues de la campagne SECALIS-4 (Gourdeau *et al.*, 2007).

ces ondes. Cependant, la complexité de la génération et de la propagation de ces ondes étant fortement dépendante de la topographie, il n'est pas possible de généraliser cette observation.

Etant donné l'incertitude établie sur le transport géostrophique due à la présence d'ondes internes sur une seule station hydrologique, l'incertitude sur le calcul du transport entre une paire de stations, ayant pu subir une influence différente des ondes internes, s'élève statistiquement à $\pm 4\text{-}5$ Sv (Wunsch, 1996). Près du détroit Indonésien ($\sim 10^\circ\text{S}$), Fieux *et al.* (1996) montrent des variations de ± 9 Sv sur le transport géostrophique qu'ils attribuent à la présence d'ondes internes. A l'aide d'un calcul d'erreur dépendant de la latitude, Ganachaud (2003) établit une erreur de ± 10 Sv à 10°S et ± 3 Sv à 30° . A la latitude $\sim 20^\circ\text{S}$, nous estimons une erreur de ± 5 Sv ce qui est tout a fait cohérent aux précédentes estimations.

2. Transports géostrophiques

Durant la campagne SECALIS-4, des profils hydrologiques ont été répétées à des stations stratégiques pour optimiser l'estimation du flux géostrophique entrant en mer de Corail. La moyenne de ces différents profils permet de diminuer les erreurs dans le calcul géostrophique (Fieux *et al.*, 1996) et fournit une estimation de l'incertitude.

Ci-dessous les différentes estimations géostrophiques à l'aide de plusieurs combinaisons de paires de stations.

Sur cette ensemble de paires de stations répétées ou proches, les écarts de transport se situent entre 1 et 7 Sv. Ces différences de transports montrent le fort impact des ondes

HUON (NC)	S4-S5		
	6		
SANTO (Vanuatu)	S24-S25	S24-S26	S25-S26
	5	1	6
GUADALCANAL (Salomon)	S10-S11	S12-S14	
	7		
MAKIRA (Salomon)	S12-S14		
	1		

Table 1: Différents estimations des transports géostrophiques représentant les principaux flux de masse entre les îles (S = Stations, T = Transports)

internes. En moyennant les profils hydrologiques, nous limitons les impacts.

Références bibliographiques

- Alory, G., & Delcroix, T. 2002. Interannual sea level changes and associated mass transports in the tropical Pacific from TOPEX/Poseidon data and linear model results (1964–1999). *J. Geophys. Res.*, **107**(C10), 1964–1999.
- Alory, G., Maes, C., Delcroix, T., Reul, N., & Illig, S. 2012. Seasonal dynamics of sea surface salinity off Panama: The far Eastern Pacific Fresh Pool. *J. Geophys. Res.*, **117**(C4), C04028.
- Andrews, J. C., & Clegg, S. 1989. Coral Sea circulation and transport deduced from modal information models. *Deep. Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Pap.*, **36**(6), 957–974.
- Barnston, A. G., Chelliah, M., & Goldenberg, S. B. 1997. Documentation of a highly ENSO-related SST region in the equatorial Pacific. *Atmosphere Ocean.*, **35**(3), 367.
- Beal, L. M., & Bryden, H. L. 1997. Observations of an Agulhas undercurrent. *Deep. Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.*, **44**(9-10), 1715–1724.
- Bjerknes, J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific 1. *Mon. Weather. Rev.*, **97**(3), 163–172.
- Blanke, B., & Raynaud, S. 1997. Kinematics of the Pacific equatorial undercurrent: An Eulerian and Lagrangian approach from GCM results. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**(6), 1038–1053.
- Bordoï, L. 2012. Observations du transport de masse dans le Grand Passage. *Rapport de stage de Master II.*
- Budillon, G., Pacciaroni, M., Cozzi, S., Rivaro, P., Catalano, G., Ianni, C., & Cantoni, C. 2003. An optimum multiparameter mixing analysis of the shelf waters in the Ross Sea. *Antarctic Sci.*, **15**(01), 105–118.
- Budillon, G., Bue, N. L., Siena, G., & Spezie, G. 2010. Hydrographic characteristics of water masses and circulation in the Northern Ionian Sea. *Deep. Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.*, **57**(5), 441–457.
- Butt, J., & Lindstrom, E. 1994. Currents off the east coast of New Ireland, Papua New Guinea, and their relevance to regional undercurrents in the Western Equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **99**(C6), PP. 12,503–12,514.
- Callahan, J. E. 1972. The structure and circulation of deep water in the Antarctic. *Deep. Sea Res. Oceanogr. Abstr.*, **19**, 563–575.

- Cardin, V., Bensi, M., & Pacciaroni, M. 2011. Variability of water mass properties in the last two decades in the South Adriatic Sea with emphasis on the period 2006–2009. *Cont. Shelf Res.*, **31**(9), 951–965.
- Casal, T. G.D, Beal, L. M, Lumpkin, R., & Johns, W. E. 2009. Structure and downstream evolution of the Agulhas Current system during a quasi-synoptic survey in February–March 2003. *J. Geophys. Res.*, **114**, C03001.
- Chaigneau, A., Le Texier, M., Eldin, G., Grados, C., & Pizarro, O. 2011. Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats. *J. Geophys. Res.*, **116**(C11), C11025.
- Chen, S., & Qiu, B. 2004. Seasonal variability of the South Equatorial Countercurrent. *J. Geophys. Res.*, **109**(Aug.), 12 PP.
- Choukroun, S., Ridd, P. V., Brinkman, R., & McKinna, L. I. W. 2010. On the surface circulation in the western Coral Sea and residence times in the Great Barrier Reef. *J. Geophys. Res.*, **115**(June).
- Couvelard, X., Marchesiello, P., Gourdeau, L., & Lefèvre, J. 2008. Barotropic zonal jets induced by islands in the southwest Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, 2185–2204.
- Cravatte, S., Ganachaud, A., Duong, Q.-P., Kessler, W. S., Eldin, G., & Dutrieux, P. 2011. Observed circulation in the Solomon Sea from SADCP data. *Prog. Oceanogr.*, **88**(1-4), 116–130.
- Davis, R.E., Kessler, W.S., & Sherman, J.T. 2012. Gliders Measure Western Boundary Current Transport from the South Pacific to the Equator. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 2001–2013.
- Delcroix, T. 1998. Observed surface oceanic and atmospheric variability in the tropical Pacific at seasonal and ENSO timescales: a tentative overview. *J. Geophys. Res.*, **103**(C9), 18611–18.
- Delcroix, T., & Hénin, C. 1989. Mechanisms of subsurface thermal structure and sea surface thermohaline variabilities in the southwestern tropical Pacific during 1975–85. *J. Mar. Res.*, **47**(4), 777–812.
- Delcroix, T., & Lenormand, O. 1997. ENSO signals in the vicinity of New Caledonia, South Western Pacific. *Oceanologica Acta.*, **20**(3), 481–491.
- Delcroix, T., Eldin, G., & Hénin, C. 1987. Upper ocean water masses and transports in the western tropical Pacific (165 E). *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 2248–2262.

-
- Delcroix, T., Eldin, G., Radenac, M. H., Toole, J., & Firing, E. 1992. Variation of the Western Equatorial Pacific Ocean, 1986-1988. *J. Geophys. Res.*, **97**, 5423–5445.
- Donguy, J. R. 1994. Surface and subsurface salinity in the tropical Pacific Ocean: Relation with climate. *Prog. Oceanogr.*, **34**, 45–78.
- Donguy, J. R., & Hénin, C. 1977. Origin of the surface tropical water in the Coral and Tasman Seas. *Mar. Freshw. Res.*, **28**(3), 321–332.
- Ducet, N., Le Traon, P. Y., & Reverdin, G. 2000. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and-2. *J. Geophys. Res.*, **105**(C8), 19–477.
- Dunn, J. R., & Ridgway, K. R. 2002. Mapping ocean properties in regions of complex topography. *Deep. Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.*, **49**(3), 591–604.
- Durand, F., Shankar, D., Birol, F., & Shenoi, S. S. C. 2009. Spatiotemporal structure of the East India Coastal Current from satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, **114**(C2), C02013.
- Eldin, G., & Rodier, M. 2003. Ocean physics and nutrient fields along 180 during an El Niño–Southern Oscillation cold phase. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8137.
- Eldin, G., Delcroix, T., & Rodier, M. 2004. The frontal area at the eastern edge of the western equatorial Pacific warm pool in April 2001. *J. Geophys. Res.*, **109**(C7), C07006.
- Fiedler, P. C., & Talley, L. D. 2006. Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, **69**(2), 143–180.
- Fieux, M. 2010. *L'océan planétaire*. Lavoisier edn.
- Fieux, M., Molcard, R., & Ilahude, A. G. 1996. Geostrophic transport of the Pacific-Indian Oceans throughflow. *J. Geophys. Res.*, **101**(C5), PP. 12,421–12,432.
- Fukumori, I., Lee, T., Cheng, B., & Menemenlis, D. 2004. The origin, pathway, and destination of Niño-3 water estimated by a simulated passive tracer and its adjoint. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**(3), 582–604.
- Ganachaud, A. 2003. Error budget of inverse box models: The North Atlantic. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **20**(11), 1641–1655.
- Ganachaud, A., & Wunsch, C. 2000. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nat.*, **408**(6811), 453–457.
- Ganachaud, A., Wunsch, C., Marotzke, J., & Toole, J. 2000. Meridional overturning and large-scale circulation of the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **105**(C11), PP. 26,117–26,134.

- Ganachaud, A., *et al.* 2006a. FRONTALIS-2 cruise report, 22 April-22 May 2004. Centre IRD de Nouméa. *Rapports de Mission. Sci. de la Mer.*, **18**, 80 pp.
- Ganachaud, A., Gourdeau, L., Gallois, F., Kestenare, E., Vega, A., Rodier, M., Jamet, L., Vignal, B., & Alory, G. 2006b. Rapport de la mission SECALIS 2 à bord du NO Alis du 7 au 22 décembre 2004 25 S-16 S, 163 E-168 E. *Rapports de Mission. Sci. de la Mer.*, **19**, 77pp.
- Ganachaud, A., Gourdeau, L., & Kessler, W. S. 2008a. Bifurcation of the subtropical South Equatorial Current against New Caldeonia in december 2004 from an hydrographic inverse box model. *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, 2072–2084.
- Ganachaud, A., Kessler, W., Wijffels, S., Ridgway, K., Cai, W., Holbrook, N., Bowen, M., Sutton, P., Qiu, B., Timmermann, A., Roemmich, D., Sprintall, J., Cravatte, Sophie, Gourdeau, Lionel, & Aung, T. 2008b. *Southwest Pacific Ocean circulation and climate experiment (SPICE). Part 1. Scientific background.* Tech. rept. NOAA.
- Gasparin, F., Ganachaud, A., & Maes, C. 2011. A western boundary current east of New Caledonia: Observed characteristics. *Deep. Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.*, **58**(9), 956–969.
- Gasparin, F., Ganachaud, A., Maes, C., Marin, F., & Eldin, G. 2012. Oceanic transports through the Solomon Sea: The bend of the New Guinea Coastal Undercurrent. *Geophys. Res. Lett.*, **39**(15), L15608.
- Giese, B. S., Urizar, S. C., & Fu\vcakar, N. S. 2002. Southern Hemisphere origins of the 1976 climate shift. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(2), 1014.
- Godfrey, J. S. 1989. A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **45**(1), 89–112.
- Gourdeau, L. 1998. Internal tides observed at 2 S-156 E by in situ and TOPEX/POSEIDON data during the Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (COARE). *J. Geophys. Res.*, **103**(C6), 12629–12638.
- Gourdeau, L., Kestenare, E., Ganachaud, A., Panche, J.-Y., Jamet, L., Di Matteo, A., Verron, J., & Couvelard, X. 2006. SECALIS-3 cruise report onboard R/V. ALIS, 11–24 July 2005, 22 S–9 55S, 160 07E–168 10E. *Rapports de Mission. Sci. de la Mer.*, **21**, 80pp.
- Gourdeau, L., Panche, J. Y, Varillon, D., Kestenare, E., Ganachaud, A., Lefèvre, J., Marchesiello, P., & Di Matteo, A. 2007. Rapport de la mission SECALIS 4 à bord du Navire

-
- Océanographique l'Alis du 7 au 22 novembre 2006 22 S-9 55S, 160 07E-168 10E. *Rapports de Mission. Sci. de la Mer.*, **23**.
- Gourdeau, L., Kessler, W. S, Davis, R. E, Sherman, J., Maes, C., & Kestenare, E. 2008. Zonal jets entering the Coral Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **38**(3), 715–725.
- Gouriou, Y., & Delcroix, T. 2002. Seasonal and ENSO variations of sea surface salinity and temperature in the South Pacific Convergence Zone during 1976–2000. *J. Geophys. Res.*, **107**(C12), 3185.
- Gouriou, Y., Delcroix, T., & Eldin, G. 2006. Upper and intermediate circulation in the western equatorial Pacific Ocean in October 1999 and April 2000. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(10), L10603.
- Grenier, M., Cravatte, S., Blanke, B., Menkes, C., Koch-Larrouy, A., Durand, F., Mélet, A., & Jeandel, C. 2011. From the western boundary currents to the Pacific Equatorial Undercurrent: Modeled pathways and water mass evolutions. *J. Geophys. Res.*, **116**(C12), C12044.
- Griffies, S. M., Harrison, M. J., Pacanowski, R. C., & Rosati, A. 2004. A technical guide to MOM4. *GFDL Ocean Group Tech. Rep.*, **5**, 371.
- Gu, D., & Philander, S. G. H. 1997. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Sci.*, **275**(5301), 805–807.
- Hadley, G. 1735. Concerning the Cause of the General Trade-Winds: By Geo. Hadley, Esq; FRS. *Philos. Transactions.*, **39**(436-444), 58–62.
- Hamon, B. V. 1968. Temperature structure in the upper 250 metres in the East Australian Current area. *Mar. Freshw. Res.*, **19**(2), 91–100.
- Holbrook, N. J., & Bindoff, N. L. 1997. Interannual and Decadal Temperature Variability in the Southwest Pacific Ocean between 1955 and 1988. *J. Clim.*, **10**(5), 1035–1049.
- Holland, C. L., Scott, R. B., An, S. I., & Taylor, F. W. 2007. Propagating decadal sea surface temperature signal identified in modern proxy records of the tropical Pacific. *Clim. Dyn.*, **28**(2), 163–179.
- Holloway, P. E., & Merrifield, M. A. 1999. Internal tide generation by seamounts, ridges, and islands. *J. Geophys. Res.*, **104**(C11), 25937–25.
- Hristova, H. G., & Kessler, W. S. 2012. Surface circulation in the Solomon Sea derived from Lagrangian drifter observations. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 448–458.

- Hughes, C. W. 2002. Zonal jets in and near the Coral Sea, seen by satellite altimetry. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1330.
- Hummon, J. M., & Firing, E. 2003. A Direct Comparison of Two RDI Shipboard ADCPs: A 75-kHz Ocean Surveyor and a 150-kHz Narrow Band. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **20**(6), 872–888.
- Imawaki, S. 1997. Time series of the Kuroshio transport derived from field observations and altimetry data. *Intl. WOCE Newsl.*, **25**, 15–18.
- Ishida, A., Kashino, Y., Hosoda, S., & Ando, K. 2008. North-south asymmetry of warm water volume transport related with El Nino variability. *Geophys. Res. Lett.*, **35**(18), L18612.
- Izumo, T., Picaut, J., & Blanke, B. 2002. Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(22), 2080.
- Jacobsen, J. P. 1927. Eine graphische Methode zur Bestimmung des Vermischungskoeffizienten im Meer. *Gerl. Beitr. z. Geophys.*, **16**.
- Jin, F. F. 1997a. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J. Atmospheric Sci.*, **54**(7), 811–829.
- Jin, F. F. 1997b. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part II: A stripped-down coupled model. *J. Atmospheric Sci.*, **54**(7), 830–847.
- Johnson, G. C., & McPhaden, M. J. 1999. Interior Pycnocline Flow from the Subtropical to the Equatorial Pacific Ocean*. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**(12), 3073–3089.
- Kao, H. Y., & Yu, J. Y. 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *J. Clim.*, **22**(3), 615–632.
- Kessler, W. S, & Cravatte, S. 2013. ENSO and Interannual Variability of the SEC entering the Coral Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, in press.
- Kessler, W. S., & Gourdeau, L. 2006. Wind-driven zonal jets in the south Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03608.
- Kessler, W. S, & Gourdeau, L. 2007. The Annual Cycle of Circulation of the Southwest Subtropical Pacific, Analyzed in an Ocean GCM*. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 1610–1627.
- Kizu, S., Yoritaka, H., & Hanawa, K. 2005. A new fall-rate equation for T-5 expendable bathythermograph (XBT) by TSK. *J. Oceanogr.*, **61**(1), 115–121.

-
- Kleeman, R., McCreary, J. P. jr, & Klinger, B.A. 1999. A mechanism for generating ENSO decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(12), PP. 1743–1746.
- Kolodziejczyk, N., & Gaillard, F. 2012. Observation of spiciness interannual variability in the Pacific pycnocline. *J. Geophys. Res. - Oceans.*, **17**, 1–19.
- Larnicol, G., Guinehut, S., Rio, M.H., Drevillon, M., Faugere, Y., & Nicolas, G. 2006. The global observed ocean products of the French Mercator project. *Page 614 of: Proceedings of 15 Years of progress in radar altimetry Symposium, ESA Special Publication.*
- Larque, L. 1996. *Etude des masses d'eau en Atlantique Sud et de la circulation océanique à grande échelle dans le bassin argentin.* Text, Université Paul Sabatier Toulouse, Fr.
- Lee, M.-M., Nurser, A.J G., Coward, A.C., & Cuevas, B.A. de. 2007. Eddy advective and diffusive transports of heat and salt in the Southern Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 1376–1393.
- Lee, T., & Fukumori, I. 2003. Interannual-to-decadal variations of tropical-subtropical exchange in the Pacific Ocean: Boundary versus interior pycnocline transports. *J. Clim.*, **16**(24), 4022–4042.
- Leffanue, H., & Tomczak, M. 2004. Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution. *J. Mar. Syst.*, **48**(1), 3–14.
- Li, J., & Clarke, A. J. 2007. Interannual sea level variations in the South Pacific from 5 to 28 S. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**(12), 2882–2894.
- Lindstrom, E., Lukas, R., Fine, R., Firing, E., Godfrey, S., Meyers, G., & Tsuchiya, M. 1987. The Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study. *Nat.*, **330**(6148), 533–537.
- Liu, Z. 2012. Dynamics of Interdecadal Climate Variability: A Historical Perspective*. *J. Clim.*, **25**(6), 1963–1995.
- Liu, Z., Philander, S. G. H., & Pacanowski, R. C. 1994. A GCM study of tropical-subtropical upper-ocean water exchange. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**(12), 2606–2623.
- Lorenz, E. N. 1967. *The nature and theory of the general circulation of the atmosphere.* Vol. 218. World Meteorological Organization Geneva.
- Lukas, Roger, & Lindstrom, Eric. 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **96**(S01), 3343.

- Luo, J. J., & Yamagata, T. 2001. Long-term El Niño-Southern Oscillation (ENSO)-like variation with special emphasis on the South Pacific. *J. Geophys. Res. - Oceans.*, **106**(C10), 22211–22.
- Luo, J. J., Masson, S., Behera, S., Delecluse, P., Gualdi, S., Navarra, A., & Yamagata, T. 2003. South Pacific origin of the decadal ENSO-like variation as simulated by a coupled GCM. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24), 2250.
- Luo, Y., Rothstein, L. M., Zhang, R.-H., & Busalacchi, A. J. 2005. On the connection between South Pacific subtropical spiciness anomalies and decadal equatorial variability in an ocean general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **110**(C10), C10002.
- Lux, M., Mercier, H., & Arhan, M. 2001. Interhemispheric exchanges of mass and heat in the Atlantic Ocean in January–March 1993. *Deep. Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.*, **48**(3), 605–638.
- Maamaatuaiahutapu, K., Garçon, V. C., Provost, C., Boulahdid, M., & Osiroff, A. P. 1992. Brazil-Malvinas confluence: Water mass composition. *J. Geophys. Res.*, **97**(C6), 9493–9505.
- Mackas, D. L., Denman, K. L., & Bennett, A. F. 1987. Least squares multiple tracer analysis of water mass composition. *J. Geophys. Res.*, **92**(C3), 2907–2918.
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., & Lévy, C. 1999. OPA 8.1 Ocean General Circulation Model. *Ref. Manual, Note du Pole modelisation, Inst. Pierre-Simon Laplace.*
- Maes, C. 2008. On the ocean salinity stratification observed at the eastern edge of the equatorial Pacific warm pool. *J. Geophys. Res.*, **113**(C3), C03027.
- Maes, C., Kestenare, E., Ganachaud, A., Gallois, F., Rodier, M., Varillon, D., Eldin, G., Chuchla, R., & Lapetite, A. 2007a. FRONTALIS-3 cruise report, 22 April-19 May 2005. Centre IRD de Nouméa. *Rapports de Mission. Sci. de la Mer.*, **20**.
- Maes, C., Gourdeau, L., Couvelard, X., & Ganachaud, A. 2007b. What are the origins of the Antarctic Intermediate Waters transported by the North Caledonian Jet? *Geophys. Res. Lett.*, **34**(Nov.), 5 PP.
- Maes, C., Eldin, G., Melet, A., Lefèvre, J., Sudre, J., Varillon, D., Ganachaud, A., & Gourdeau, L. 2008. FLUSEC-01 cruise report, 12-30 august 2007. Centre IRD de Nouméa. *Rapports de Mission. Sci. de la Mer.*, **24**.
- Mantua, N. J., & Hare, S. R. 2002. The Pacific decadal oscillation. *J. Oceanogr.*, **58**(1), 35–44.

-
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**(6), 1069–1079.
- Marin, F., Kestenare, E., Delcroix, T., Durand, F., Cravatte, S., Eldin, G., & Bourdallé-Badie, R. 2010. Annual reversal of the Equatorial Intermediate Current in the Pacific: Observations and model diagnostics. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**(5), 915–933.
- Matei, D., Keenlyside, N., Latif, M., & Jungclauss, J. 2008. Subtropical forcing of tropical Pacific climate and decadal ENSO modulation. *J. Clim.*, **21**(18), 4691–4709.
- McCartney, M. S. 1977. Subantarctic Mode Water. *A Voyage Discov. George Deacon 70th Anniv. Vol. edited by M.V. Angel.*, 103–119.
- McCartney, M. S. 1982. The subtropical recirculation of mode waters. *J. Mar. Res.*, **40**, 427–464.
- McCreary, J. P., & Lu, P. 1994. Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulations: The subtropical cell. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**(2), 466–497.
- McPhaden, M. J. 2012. A 21st century shift in the relationship between ENSO SST and warm water volume anomalies. *Geophys. Res. Lett.*, **39**(9), L09706.
- McPhaden, M. J., & Zhang, D. 2002. Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nat.*, **415**(6872), 603–608.
- McPhaden, M. J., & Zhang, D. 2004. Pacific Ocean circulation rebounds. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(18), L18301.
- Meinen, C. S., & McPhaden, M. J. 2000. Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *J. Clim.*, **13**(20), 3551–3559.
- Meinen, C. S., & McPhaden, M. J. 2001. Interannual Variability in Warm Water Volume Transports in the Equatorial Pacific during 1993-99*. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**(5), 1324–1345.
- Melet, A., Gourdeau, L., Kessler, W. S., Verron, J., & Molines, J. M. 2010a. Thermocline circulation in the Solomon Sea: A modeling study. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 1302–1319.
- Melet, A., Gourdeau, L., & Verron, J. 2010b. Variability in Solomon Sea circulation derived from altimeter sea level data. *Ocean Dyn.*, **60**(4), 883–900.
- Melet, A., Verron, J., Gourdeau, L., & Koch-Larrouy, A. 2011. Equatorward Pathways of Solomon Sea Water Masses and Their Modifications. *J. Phys. Oceanogr.*, **41**(4), 810–826.

- Melet, A., Gourdeau, L., Verron, J., & Djath, B. 2013. Solomon Sea circulation and water mass modifications: response at ENSO timescales. *Ocean Dyn.*, **63**(1), 1–19.
- Merrifield, M. A. 2011. A shift in western tropical Pacific sea level trends during the 1990s. *J. Clim.*, **24**(15), 4126–4138.
- Morris, M., Roemmich, D., & Cornuelle, B. 1996. Observations of variability in the South Pacific subtropical gyre. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**(11), 2359–2380.
- Naveira Garabato, A. C., Stevens, D. P., & Heywood, K. J. 2003. Water mass conversion, fluxes, and mixing in the Scotia Sea diagnosed by an inverse model. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**(12), 2565–2587.
- Niwa, Y., & Hibiya, T. 2001. Numerical study of the spatial distribution of the M₂ internal tide in the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **106**((C10)), 22–22.
- Paillet, J., & Mercier, H. 1997. An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation. *Deep. Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.*, **44**(8), 1293–1328.
- Philander, S. G. H., Gu, D., Halpern, D., Lambert, G., Lau, N. C., Li, T., & Pacanowski, R. C. 1996. Why the ITCZ is mostly north of the equator. *J. Clim.*, **9**(12), 2958–2972.
- Pierce, D. W., Barnett, T. P., & Latif, M. 2000. Connections between the Pacific Ocean Tropics and Midlatitudes on Decadal Timescales. *J. Clim.*, **13**(6), 1173–1194.
- Podesta, G., Letson, D., Messina, C., Royce, F., Ferreyra, R. A., Jones, J., Hansen, J., Llovet, I., Grondona, M., & O’Brien, J. J. 2002. Use of ENSO-related climate information in agricultural decision making in Argentina: a pilot experience. *Agric. Syst.*, **74**(3), 371–392.
- Poole, R., & Tomczak, M. 1999. Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep. Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.*, **46**(11), 1895–1921.
- Qiu, B., & Chen, S. 2012. Multidecadal sea level and gyre circulation variability in the northwestern tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**(1), 193–206.
- Qiu, B., Chen, S., & Kessler, W. S. 2009. Source of the 70-day mesoscale eddy variability in the Coral Sea and the north Fiji basin. *J. Phys. Oceanogr.*, **39**, 404–420.
- Qu, T., & Lindstrom, E. J. 2002. A Climatological Interpretation of the Circulation in the Western South Pacific*. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**(9), 2492–2508.

-
- Qu, T., & Lindstrom, E. J. 2004. Northward Intrusion of Antarctic Intermediate Water in the Western Pacific*. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**(9), 2104–2118.
- Ray, R.D. 2001. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Editor-in-chief: J. h. steele edn. Internal Tides. Oxford: Academic Press.
- Reid, J. 1997. On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Prog. Oceanogr.*, **39**, 263–352.
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., & Wang, W. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Clim.*, **15**(13), 1609–1625.
- Ridgway, K. R., & Dunn, J. R. 2003. Mesoscale structure of the mean East Australian Current System and its relationship with topography. *Prog. Oceanogr.*, **56**(2), 189–222.
- Ridgway, K. R., & Dunn, J. R. 2010. Using satellite altimetry to correct mean temperature and salinity fields derived from Argo floats in the ocean regions around Australia. *Deep. Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.*, **57**(9), 1137–1151.
- Ridgway, K. R., & Godfrey, J. S. 1994. Mass and heat budgets in the East Australian Current: A direct approach. *J. Geophys. Res.*, **99**(C2), 3231–3248.
- Ridgway, K. R., Godfrey, J. S., Meyers, G., & Bailey, R. 1993. Sea level response to the 1986–1987 El Niño-Southern Oscillation event in the western Pacific in the vicinity of Papua New Guinea. *J. Geophys. Res.*, **98**(C9), 16387–16.
- Ridgway, K. R., Dunn, J. R., & Wilkin, J. L. 2002. Ocean Interpolation by Four-Dimensional Weighted Least Squares—Application to the Waters around Australasia. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **19**(9), 1357–1375.
- Ridgway, K. R., Coleman, R. C., Bailey, R. J., & Sutton, P. 2008. Decadal variability of East Australian Current transport inferred from repeated high-density XBT transects, a CTD survey and satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, **113**(Aug.), 18 PP.
- Rintoul, S. R., & Sokolov, S. 2001. Baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia (WOCE repeat section SR3). *J. Geophys. Res.*, **106**(C2), 2815–2832.
- Roemmich, D., & Cornuelle, B. 1990. Observing the fluctuations of gyre-scale ocean circulation: A study of the subtropical South Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**(12), 1919–1934.

- Roemmich, D., & Gilson, J. 2009. The 2004–2008 mean and annual cycle of temperature, salinity, and steric height in the global ocean from the Argo Program. *Prog. Oceanogr.*, **82**(2), 81–100.
- Roemmich, D., Gilson, J., Cornuelle, B., & Weller, R. 2001. Mean and time-varying meridional transport of heat at the tropical/subtropical boundary of the North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **106**(C5), 8957–8970.
- Schiller, A., Oke, P.R., Brassington, G., Entel, M., Fiedler, R., Griffin, D.A., & Mansbridge, J.V. 2008. Eddy-resolving ocean circulation in the Asian–Australian region inferred from an ocean reanalysis effort. *Prog. In Oceanogr.*, **76**(3), 334–365.
- Schneider, W., Fuenzalida, R., Rodríguez-Rubio, E., Garcés-Vargas, J., & Bravo, L. 2003. Characteristics and formation of eastern South Pacific intermediate water. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(11), 1581.
- Schott, F. A., McCreary Jr, J. P., & Johnson, G. C. 2004. Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans. *Geophys. Monogr. Ser.*, **147**, 261–304.
- Schott, F. A., Wang, W., & Stammer, D. 2007. Variability of Pacific subtropical cells in the 50-year ECCO assimilation. *Geophys. research letters.*, **34**(5), L05604.
- Schudlich, R. R., & Price, J. F. 1998. Observations of seasonal variation in the Ekman layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**(6), 1187–1204.
- Scully-Power, P. D. 1973. Coral Sea flow budgets in winter. *Mar. Freshw. Res.*, **24**(3), 203–216.
- Sen Gupta, A., Ganachaud, A., McGregor, S., Brown, J. N., & Muir, L. C. 2012. Drivers of the Projected Changes to the Pacific Ocean Equatorial Circulation. *Geophys. Res. Lett.*
- Singh, A., & Delcroix, T. 2011. Estimating the effects of ENSO upon the observed freshening trends of the western tropical Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **38**(21), L21607.
- Smith, W. H. F., & Sandwell, D. T. 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Sci.*, **277**(5334), 1956–1962.
- Sokolov, S., & Rintoul, S. 2000. Circulation and water masses of the southwest Pacific: WOCE section P11, Papua New Guinea to Tasmania. *J. Mar. Res.*, **58**, 223–268.
- SPICE-community. 2012. Naming a western boundary current from Australia to the Solomon Sea. *CLIVAR Newsl. Exch.*, **16**(56), 28.

-
- Sprintall, J., & Tomczak, M. 1993. On the formation of Central Water and thermocline ventilation in the southern hemisphere. *Deep. Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.*, **40**(4), 827–848.
- St Laurent, L., & Garrett, C. 2002. The role of internal tides in mixing the deep ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**(10), 2882–2899.
- Stramma, L., Johnson, G. C., Sprintall, J., & Mohrholz, V. 2008. Expanding Oxygen-Minimum Zones in the Tropical Oceans. *Sci.*, **320**(5876), 655–658.
- Sudre, J., Garçon, V., Provost, C., Sennéchaël, N., Huhn, O., & Lacombe, M. 2011. Short-term variations of deep water masses in Drake Passage revealed by a multiparametric analysis of the ANT-XXIII/3 bottle data. *Deep. Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.*, **58**(25), 2592–2612.
- Sverdrup, H. U., & Munk, W. H. 1947. Wind, sea, and swell: theory of relations for forecasting. *Hydrogr. Off.*, **303**.
- Talley, L. D., Sparrow, M. D., Chapman, P., & Gould, J. 2007. *Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE): Volume 2: Pacific Ocean*. WOCE International Project Office.
- Thompson, RORY, & Veronis, G. 1980. Transport calculations in the Tasman and Coral seas. *Deep. Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Pap.*, **27**(5), 303–323.
- Thurnherr, A. M. 2010. A Practical Assessment of the Errors Associated With Full-Depth LADCP Profiles Obtained Using Teledyne/RDI Workhorse Acoustic Doppler Current Profilers. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*
- Tomczak, M. 1981. A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Prog. Oceanogr.*, **10**(3), 147–171.
- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. 1994. *Regional oceanography: an introduction*. Daya Books.
- Tomczak, M., & Hao, D. 1989. Water masses in the thermocline of the Coral Sea. *Deep. Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Pap.*, **36**, 10,1503–10,1514.
- Tomczak, M., & Large, D. G. B. 1989. Optimum Multiparameter Analysis of Mixing in the Thermocline of the Eastern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **94**(C11), PP. 16,141–16,149.
- Tropea, C., Yarin, A. L., & Foss, J. F. 2007. *Springer handbook of experimental fluid mechanics*. Vol. 1. Springer.

- Tsimplis, M.N., Bacon, S., & Bryden, H. L. 1998. The circulation of the subtropical south Pacific derived from hydrographic data. *J. Geophys. Res.*, **103**, 21,443–21,468.
- Tsuchiya, M. 1981. The origin of the Pacific equatorial 13 C water. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 794–812.
- Tsuchiya, M. 1991. Flow path of the Antarctic Intermediate Water in the western equatorial South Pacific Ocean. *Deep. research. Part A. Oceanogr. research papers.*, **38**(1), S273–S279.
- Tsuchiya, M., Lukas, R., Fine, R A., Firing, E., & Lindstrom, E. 1989. Source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent. *Prog. In Oceanogr.*, **23**(2), 101–147.
- Uchida, H., Murata, A., & Doi, T. 2011. *WHP P21 REVISIT Data Book*.
- Vincent, D. G. 1994. The South Pacific convergence zone (SPCZ): A review. *Mon. Weather. Rev.*, **122**(9), 1949–1970.
- Visbeck, M. 2002. Deep velocity profiling using Acoustic Doppler Current Profilers : Bottom tracks and inverse solutions. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **19**, 794–807.
- Wang, C. 2002. Atmospheric circulation cells associated with the El Niño-Southern Oscillation. *J. Clim.*, **15**(4), 399–419.
- Wang, C., & Fiedler, P. C. 2006. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, **69**(2–4), 239–266.
- Wang, C., Deser, C., Yu, J. Y., DiNezio, P., & Clement, A. 2012. *El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review*. Coral Reefs of the Eastern Pacific. Springer Science Publisher.
- Webb, D. J. 2000. Evidence for shallow zonal jets in the South Equatorial Current region of the southwest Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**(4), 706–720.
- Wijffels, S. E., Willis, J., Domingues, C. M., Barker, P., White, N. J., Gronell, A., Ridgway, K., & Church, J. A. 2008. Changing expendable bathythermograph fall rates and their impact on estimates of thermosteric sea level rise. *J. Clim.*, **21**(21), 5657–5672.
- Willis, J. K., Roemmich, D., & Cornuelle, B. 2003. Combining altimetric height with broadscale profile data to estimate steric height, heat storage, subsurface temperature, and sea-surface temperature variability. *J. Geophys. Res.*, **108**(C9), 3292.
- Wunsch, C. 1977. Determining the general circulation of the oceans: a preliminary discussion. *Sci.*, **196**(4292), 871.
- Wunsch, C. 1996. The ocean circulation inverse problem. *Camb. Univ. Press.*, 442 pp.

-
- Wunsch, C. 2006. *Discrete inverse and state estimation problems: with geophysical fluid applications*. Cambridge Univ Pr.
- Wunsch, C., Hu, D., & Grant, B. 1983. Mass, Heat, Salt and Nutrient Fluxes in the South Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**(5), 725–753.
- Wyrtki, K. 1961. The flow of water into the deep sea basins of the western south Pacific Ocean. *Mar. Freshw. Res.*, **12**(1), 1–16.
- Wyrtki, K. 1962a. Geopotential topographies and associated circulation in the western South Pacific Ocean. *Mar. Freshw. Res.*, **13**(2), 89–105.
- Wyrtki, K. 1962b. The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Page 11–23 of: Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, vol. 9.
- Wyrtki, K. 1962c. The Subsurface Water Masses in the Western South Pacific Ocean. *Mar. Freshw. Res.*, **13**(1), 18–47.
- Wyrtki, K. 1981. An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1205–1214.
- Wyrtki, K., & Kilonsky, B. 1984. Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**(2), 242–254.
- Wyrtki, K., & Wenzel, J. 1984. Possible gyre–gyre interaction in the Pacific Ocean. *Nat.*, **309**, 538–540.
- Yeager, S. G., & Large, W. G. 2004. Late-winter generation of spiciness on subducted isopycnals. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**(7), 1528–1547.
- Yeager, S. G., & Large, W. G. 2007. Observational evidence of winter spice injection. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**(12), 2895–2919.
- Zenk, W., Siedler, G., Ishida, A., Holfort, J., Kashino, Y., Kuroda, Y., Miyama, T., & Müller, T.J. 2005. Pathways and variability of the Antarctic Intermediate Water in the western equatorial Pacific Ocean. *Prog. Oceanogr.*, **67**(1-2), 245–281.
- Zhang, R.-H., Rothstein, L. M., & Busalacchi, A. J. 1998. Origin of upper-ocean warming and El Niño change on decadal scales in the tropical Pacific Ocean. *Nat.*, **391**(6670), 879–883.

Titre : Caractéristiques des Masses d'Eau, Transport de masse et Variabilité de la circulation océanique en mer de Corail / Water mass characteristics, Mass transport, and Variability of the oceanic circulation in the Coral sea.

Auteur : Florent Gasparin

Date et Lieu de soutenance : Le 12 décembre 2012 à Toulouse (Obs. Midi-Pyrénées)

Discipline : Atmosphère et océan à moyenne échelle

Abstract : Waters from the South Equatorial Current, the northern branch of the South Pacific subtropical gyre, have been identified as having an important contribution to climate variability and El Niño-Southern Oscillation. Initially a broad westward current extending from 4°N to 30°S, the South Equatorial Current splits upon the major archipelagos of Fiji (18°S, 180°E), Vanuatu (16°S, 168°E), New Caledonia (22°S, 165°E) and Australian coasts resulting in two main zonal jets entering the Coral Sea: the North Caledonian Jet (18°S, 180°E) and the North Vanuatu Jet (16°S, 168°E). In this work, we focus on the oceanic circulation using hydrographic data from sea cruises and we apply two inverse methods: the «inverse box model» and the «optimal multi-parametric analysis». Then, we report interannual variability and its impacts on the Coral Sea circulation.

We first study the East Caledonian Current which runs along the east coast of New Caledonia and feeds the North Caledonian Jet. Both currents extend about 100 km horizontally, to at least 1000 m depth vertically and transport 15 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). In the northern part, the North Vanuatu Jet is larger (~300 km) and shallower (0-500 m) and transports around 20 Sv. A part of these waters reaches Australia and supplies the Solomon Sea via its western boundary current, the New Guinea Coastal Undercurrent estimated at 30 Sv. These structures are characterized by water mass properties.

Secondly, we emphasize the thermocline and intermediate waters to depict water mass pathways and mixing. In the thermocline, the New Guinea Coastal Undercurrent is mainly supplied by North Vanuatu Jet waters at the thermocline level while in the intermediate level, waters come from the North Caledonian Jet. This complementary approach shows that intermediate waters are mainly carried by deep currents and subsurface waters by the North Vanuatu Jet.

In the last part, interannual variability is analyzed on the 1993-2010 period with a $1/10^\circ$ numerical simulation and a proxy method based on altimetric data. Interannual variability of the South Equatorial Current mass transport follows the El Niño-Southern Oscillation with a 3-months lag. The North Vanuatu Jet leads this variability. Controlled by winds, the South Equatorial Current variability is associated with thermocline depth modulation, which involves intensification after an El Niño event ($6 \pm 4 \text{ Sv}$) and a decrease after La Niña ($4 \pm 4 \text{ Sv}$). We also show that temperature and salinity anomalies are the result of thermocline depth modulation.

This work increases the understanding of the regional circulation and suggests new focus to depict the southwest Pacific circulation.

Mots-clés : *Campagnes océanographiques; Transport de masse; Propriétés des masses d'eau; Modèle inverse en boîte; Analyse multi-paramétrique optimale; Jets & Courants de bord ouest; Océan Pacifique sud.*

Sea cruises; Mass transport; Water mass properties; Inverse box model; Optimal multiparametric analysis; Jets & Western boundary currents; South Pacific ocean

Directeur de thèse : Christophe Maes / Alexandre Ganachaud (co-encadrement)

Laboratoire d'accueil : Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS)