

Liste des acronymes

AAIW :	Antarctic Intermediate Water
CI :	composition isotopique
CW :	Central Waters
ENSO :	El Niño Southern Oscillation ; Oscillation Australe
ESPCW :	Eastern South Pacific Central Water
EAC :	East Australian Current
EUC :	Equatorial Undercurrent ; Sous-Courant Équatorial
EIC :	Equatorial Intermediate Current
GPC :	Gulf of Papua Current
HSEA :	High Surface Evaporation Area
HREE :	Heavy Rare Earth Element ; Élément Terre Rare Lourde
ITCZ :	Inter-Tropical Convergence Zone
L-EIC :	Lower Equatorial Intermediate Current
LLWBC :	Low Latitude Western Boundary Current
LREE :	Light Rare Earth Element ; Élément Terre Rare Léger
MC :	Mindanao Current
NBCU :	New Britain Coastal Undercurrent
NCJ :	North Caledonian Jet
Nd :	Neodymium
NEC :	North Equatorial Current
NECC :	North Equatorial CounterCurrent
NGCC :	New Guinea Coastal Current
NGCU :	New Guinea Coastal Undercurrent
NICU :	New Ireland Coastal Undercurrent
NICC :	North Intermediate Countercurrent
NPIW :	North Pacific Intermediate Water
NPTW :	North Pacific Tropical Water

NQC :	North Queensland Current
NVJ :	North Vanuatu Jet
PNG :	Papouasie Nouvelle-Guinée
REE :	Rare Earth Element
SEC :	South Equatorial Current
SECC :	South Equatorial CounterCurrent
SICC :	South Intermediate Countercurrent
SPCZ :	South Pacific Convergence Zone
SPTW :	South Pacific Tropical Water
STC :	Subtropical Cell ; Cellule Subtropicale
TW :	Tropical Waters
WSPCW :	Western South Pacific Central Water

Table des matières

1	Introduction générale	1
1.1	Contexte général	2
1.2	Circulation océanique et hydrographie du Pacifique	6
1.2.1	Principaux courants et masses d'eau	6
1.2.2	Focus sur les Mers de Corail, de Salomon et de Bismarck	10
1.2.3	Alimentation du Sous-Courant Équatorial	14
1.3	Les Terres Rares et le néodyme	17
1.3.1	Les Terres Rares : quel outil ?	17
1.3.2	Le néodyme, un élément « bavard » par ses isotopes	21
1.3.3	Caractérisation du bassin Pacifique	22
1.4	Le « Boundary Exchange » : définition et état de l'art	24
1.5	Objectifs et méthodologie	26
2	Approche méthodologique	29
2.1	Approche physique	30
2.1.1	Le modèle de circulation générale océanique ORCA025-G70	30
2.1.2	Validation du modèle	31
2.1.3	L'outil lagrangien ARIANE	36
2.2	Approche géochimique	38
2.2.1	Composition isotopique de néodyme dissous dans l'eau de mer	40
2.2.2	Concentrations des Terres Rares dissoutes dans l'eau de mer	43
3	Alimentation du Sous-Courant Equatorial du Pacifique	47
3.1	Introduction	48
3.2	Article publié dans Journal of Geophysical Research : <i>From the western boundary currents to the Pacific Equatorial Undercurrent : Modeled pathways and water mass evolutions</i>	49
3.3	Evolution hydrologique des sources de l'EUC	67
3.3.1	Le mélange vertical dans le modèle ORCA025-G70	68

3.3.2	Validation du champ de salinité	69
3.3.3	Modification des propriétés hydrographiques	71
3.4	Conclusions	84
4	Caractérisation des eaux du Pacifique Tropical Ouest en néodyme et Terres Rares	89
4.1	Introduction	90
4.2	Article publié dans Journal of Geophysical Research : <i>From the subtropics to the central equatorial Pacific Ocean : Neodymium isotopic composition and rare earth element concentration variations</i>	91
4.3	Conclusions	120
5	Quantification des flux d'échange marge-océan par couplage d'analyses lagrangiennes aux données de néodyme	123
5.1	Introduction	124
5.2	Article soumis : <i>From the subtropics to the equator in the Southwest Pacific : Continental material fluxes quantified using neodymium parameters along modeled thermocline water pathways</i>	125
5.3	Conclusions	151
6	Conclusions et perspectives	155
6.1	Conclusions	156
6.2	Perspectives	159
7	Annexe : Nouveau chapitre de thèse	165
7.1	Cadre général	166
7.2	Ressources humaines et financières du projet	169
7.3	Gestion du projet	171
7.4	Connaissances/compétences développées dans le cadre de ma thèse	173
7.5	Evaluation des retombées du projet	176
	Bibliographie	179

Chapitre 1

Introduction générale

Sommaire

1.1	Contexte général	2
1.2	Circulation océanique et hydrographie du Pacifique	6
1.2.1	Principaux courants et masses d'eau	6
1.2.2	Focus sur les Mers de Corail, de Salomon et de Bismarck	10
1.2.3	Alimentation du Sous-Courant Équatorial	14
1.3	Les Terres Rares et le néodyme	17
1.3.1	Les Terres Rares : quel outil ?	17
1.3.2	Le néodyme, un élément « bavard » par ses isotopes	21
1.3.3	Caractérisation du bassin Pacifique	22
1.4	Le « Boundary Exchange » : définition et état de l'art	24
1.5	Objectifs et méthodologie	26

1.1 Contexte général

Le sujet de mon doctorat se place dans le contexte général de l'océanographie du Pacifique et porte sur l'étude des eaux qui alimentent le Pacifique Équatorial.

Le Pacifique Équatorial Est est une région clé de l'océan mondial. D'une part, c'est le siège du phénomène **El Niño Southern Oscillation** (ENSO), plus communément désigné par le nom de sa phase chaude El Niño par opposition à sa phase froide La Niña (fig. 1.1). Ce phénomène issu du couplage entre l'océan et l'atmosphère dans les tropiques a des conséquences tant climatiques que sociétales qui se font sentir sur l'ensemble de la planète au travers des connexions atmosphériques et océaniques. D'autre part, le Pacifique Équatorial Est est une région où d'importants échanges de dioxyde de carbone (CO_2) ont lieu entre l'océan et l'atmosphère. La solubilité du CO_2 dépend de la température de l'eau de mer : aux hautes latitudes, la solubilité du CO_2 s'accroît avec la température froide de l'eau et permet à l'océan d'absorber du CO_2 atmosphérique. À l'équateur, l'océan dégage ce CO_2 vers l'atmosphère, sous l'effet de l'augmentation de la température de l'eau et de l'upwelling. Le Pacifique Équatorial Est est parmi les régions de plus fort dégazage. Néanmoins, ce dégazage est limité par la présence d'une forte activité biologique qui participe au développement d'un écosystème important (voir la concentration de chlorophylle de surface sur la fig. 1.2). Cette activité biologique confère à l'océan la capacité de participer à la régulation de la concentration du CO_2 en activant sa propriété de **pompe biologique** : la production de plancton résulte du processus de photosynthèse, qui transforme le CO_2 atmosphérique dissous en carbone organique particulaire. L'export de ce carbone organique particulaire lors de la chute des particules vers les profondeurs représente un **véritable puits de carbone atmosphérique**. Cependant, cette région présente des quantités d'éléments nutritifs tels que le nitrate et le phosphate, à la disposition des algues, qui restent pourtant inutilisées (voir la concentration de nitrate de surface sur la fig. 1.2). En rapport à cette quantité d'éléments nutritifs disponibles dans sa couche de surface, la productivité du Pacifique Équatorial Est est considérée comme faible, ce qui lui confère la qualification de zone « High Nutrients - Low Chlorophyll » [HNLC, fig. 1.2 ; Thomas, 1979]. Le consensus permettant d'expliquer cette inutilisation d'éléments nutritifs est que l'activité biologique de cette région est essentiellement limitée par le manque d'un oligoélément indispensable à la photosynthèse : le fer.

Ainsi, la dynamique et la géochimie du Pacifique Équatorial influent sur la variabilité climatique mondiale et font de cette région océanique une zone cruciale, stimulant l'intérêt des scientifiques.

1.1 Contexte général

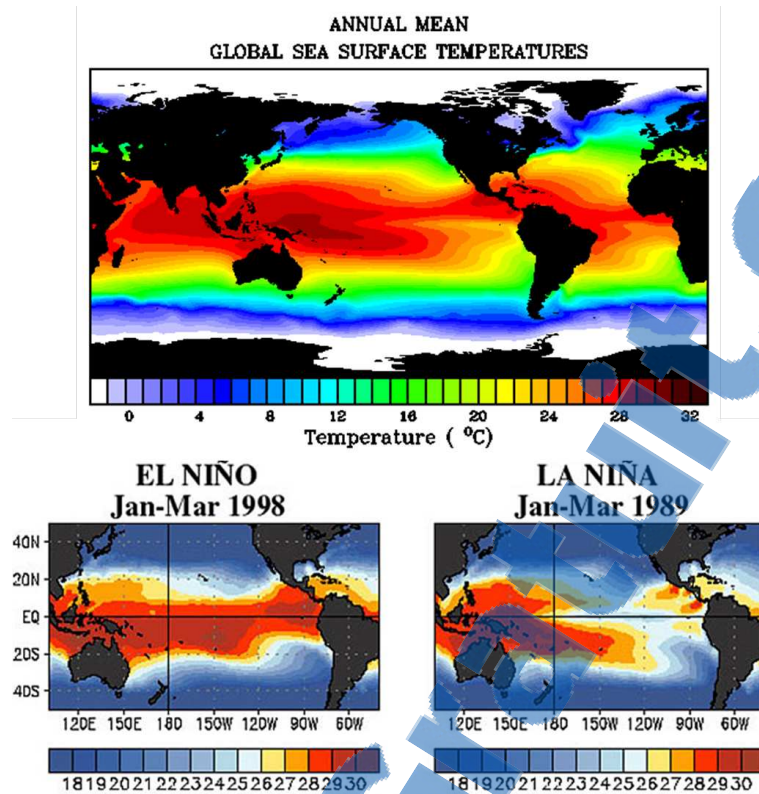


FIGURE 1.1 – Température de surface des océans, en moyenne (haut) et durant de fort épisodes El Niño (en bas à gauche) et La Niña (en bas à droite ; <http://oceanservice.noaa.gov>).

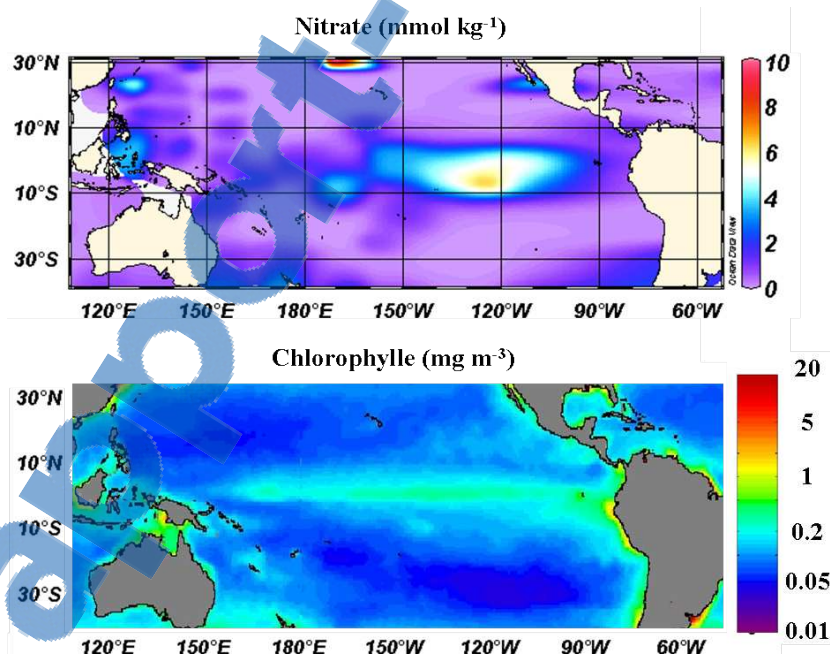


FIGURE 1.2 – Concentration moyenne de nitrate de surface du Pacifique Tropical issue des données WOCE (mmol kg⁻¹; haut ; <http://www.ewoce.org/>) et concentration moyenne de chlorophylle-a de surface issue des données satellites MODIS (mg m⁻³; bas ; <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>).

Les eaux alimentant le Pacifique Équatorial Est proviennent en grande partie d'une remontée des eaux du Sous-Courant Équatorial (Equatorial Undercurrent ; EUC), puissante et étroite langue d'eau oxygénée et salée longue de 14000 km, s'écoulant vers l'est, qui relie les côtes de Papouasie Nouvelle-Guinée (PNG) aux côtes d'Amérique du Sud [Johnson *et al.*, 2002]. Large de 500 km, l'EUC est centré autour de 200 m de profondeur dans l'ouest du bassin et remonte progressivement vers la surface sous l'effet indirect de l'upwelling équatorial (fig. 1.3, haut).

C'est parce que l'EUC est le principal contributeur des eaux de surface du Pacifique Est qu'il est capital d'améliorer notre compréhension concernant i) **l'origine** des eaux le composant et ii) **l'enrichissement chimique** qu'elles subissent au cours de leur transit à l'EUC.

Le Pacifique Tropical Sud-Ouest au cœur d'une boucle de circulation clef

L'équateur, et ainsi l'EUC, est connecté aux subtropiques via une grande boucle de circulation océanique méridienne, appelée « cellule subtropicale » (STC ; McCreary and Lu [1994]). Très schématiquement, cette STC débute par une subduction des masses d'eau dans les subtropiques [McCreary and Lu, 1994; Liu *et al.*, 1994; Johnson and McPhaden, 1999; Qu and Lindstrom, 2002; Rodgers *et al.*, 2003]. Ces eaux sont transportées dans la thermocline jusqu'à l'équateur, qu'elles rejoignent en majorité via les courants de bords ouest (Western Boundary Currents ; WBCs), mais aussi par un chemin plus direct intérieur. Elles s'écoulent alors vers l'est via l'EUC et rejoignent progressivement la surface avec la remontée de l'EUC, sous l'effet de l'upwelling équatorial. Elles sont ensuite transportées vers les pôles par divergence d'Ekman où elles regagnent les latitudes subtropicales [Fukumori *et al.*, 2004].

Parmi les mécanismes proposés pour expliquer la variabilité basse fréquence d'ENSO, ceux associés aux STC ont été identifiés comme pouvant moduler ENSO sur de longues échelles de temps, par **advection d'anomalies de propriétés hydrologiques depuis les subtropiques jusqu'à l'équateur ou par anomalies de transport des STC** [Gu and Philander, 1997; Schneider, 2004; Zhang and McPhaden, 2006; Cheng *et al.*, 2007]. Plusieurs études ont montré la contribution dominante de la branche sud de la STC et particulièrement des WBCs de basse latitude (Low Latitude WBCs ; LLWBCs) dans l'alimentation de l'EUC [Tsuchiya *et al.*, 1989; Blanke and Raynaud, 1997; Fukumori *et al.*, 2004] et de la langue d'eau froide équatoriale. C'est pourquoi le Pacifique Tropical Sud-Ouest apparaît comme une région clef vis-à-vis de la connexion entre les régions subtropicales et l'équateur et par conséquent, vis-à-vis des impacts possibles qu'elle entraîne sur le climat et ENSO. L'étude des caractéristiques et des transformations physiques des masses d'eaux à travers le Pacifique Tropical Sud-Ouest et leurs cheminements constitue un des objectifs principaux du programme international

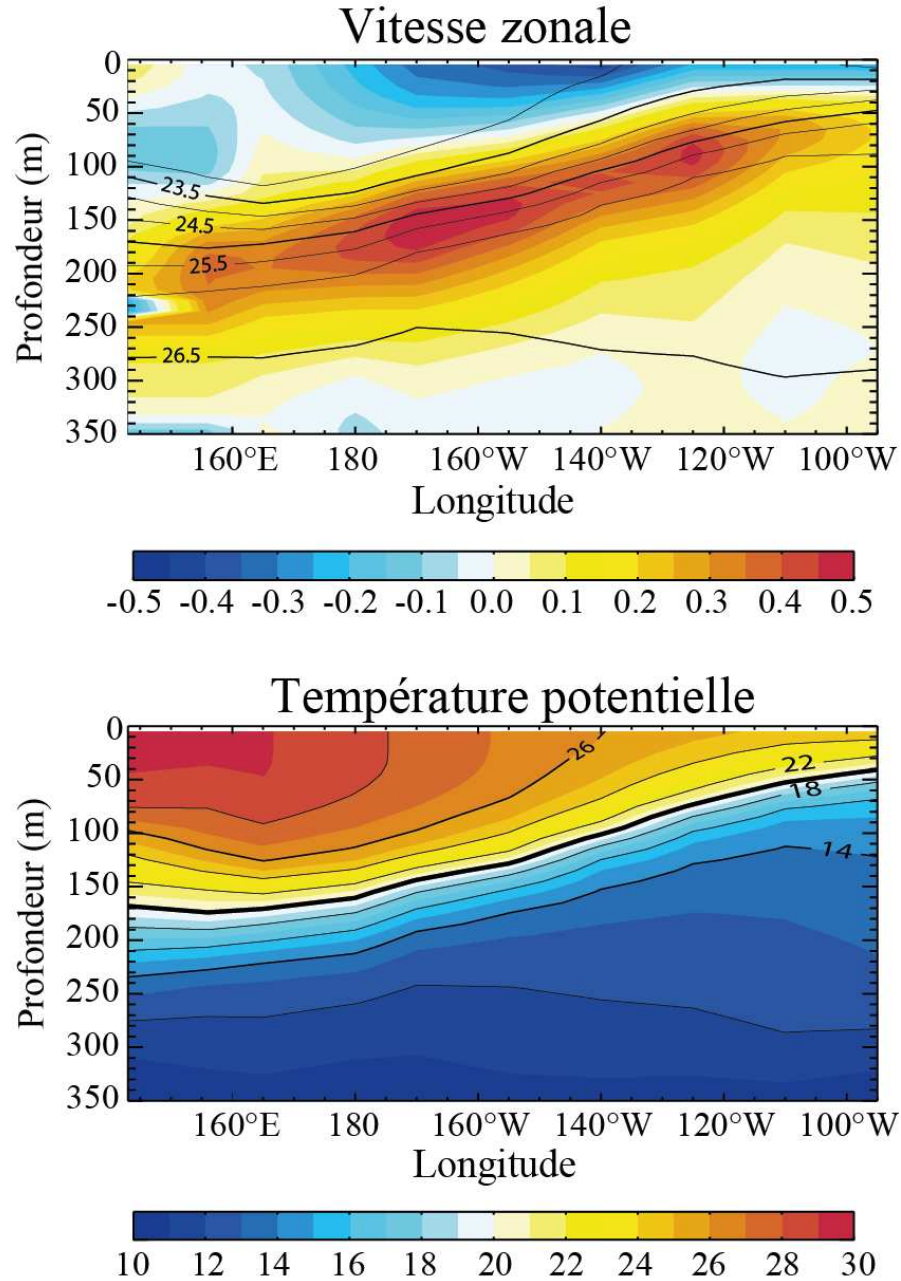


FIGURE 1.3 – Coupe méridionale de la vitesse zonale moyenne (en m s^{-1} , haut) et de la température potentielle (en $^{\circ}\text{C}$, bas) des courants équatoriaux du Pacifique, moyennée sur l'intervalle de latitude $[2.4^{\circ}\text{N}; 2.4^{\circ}\text{S}]$. Les courbes d'iso-densité moyenne sont superposées sur la coupe de la vitesse zonale, avec un intervalle de 0.5 kg m^{-3} . Les isothermes moyennes sont superposées sur la coupe de la température potentielle, avec un intervalle de 2°C . L'isotherme 20°C , souvent considérée comme proxy de la thermocline dans le Pacifique Tropical, est en trait épais. Ces données sont issues de Johnson et al. [2002].

SPICE (SouthWest Pacific climate and circulation experiment ; chef de projet (PI) : Alexandre Ganachaud) labellisé par CLIVAR (Climate Variability and Predictability). Outre leurs transformations physiques, les masses d'eau transitant par les LLWBCs sud se chargent en éléments nutritifs et micronutritifs tels que le fer au contact des côtes de bord ouest, en particulier de la PNG [Johnson *et al.*, 1999; Lacan and Jeandel, 2001; Mackey *et al.*, 2002; Slemons *et al.*, 2010]. Cet enrichissement impacte la productivité du Pacifique Équatorial et dépend des échanges continent – océan. La quantification de cet enrichissement est un objectif majeur du programme GEOTRACES, programme visant à améliorer la compréhension des cycles biogéochimiques et la distribution à grande échelle des éléments en trace et de leurs isotopes dans l'environnement marin. De plus, le suivi de certains de ces éléments peut aider à déterminer la provenance des masses d'eau et ainsi à apporter des informations supplémentaires sur leur circulation.

1.2 Circulation océanique et hydrographie du Pacifique

1.2.1 Principaux courants et masses d'eau

Les différences de rayonnement solaire que reçoivent les pôles et l'équateur de notre planète induisent des différences de pression atmosphérique qui créent une circulation méridienne des subtropiques (30°N-30°S) vers l'équateur en basse atmosphère et de l'équateur vers les subtropiques en haute atmosphère : c'est la cellule de Hadley. Dans la bande intertropicale, la subsidence d'air sec d'altitude alliée à la force de Coriolis donne naissance aux célèbres vents d'est nommés « alizés » (fig. 1.4). Entre 30° et 60°, la circulation méridienne est orientée vers les pôles en basse atmosphère (cellule de Ferrel) et induit des vents d'ouest dominants. Ces différentes cellules participent à la mise en place de grandes boucles de circulation océanique appelées gyres, dont la branche longeant les bords ouest est intensifiée par compensation du transport de Sverdrup (fig. 1.5). La plupart de ces courants de surface impactent les 1000 premiers mètres de l'océan. Dans la région intertropicale se trouvent les gyres subtropicaux anticycloniques, dont les branches les plus équatoriales sont les Courant Équatoriaux Nord et Sud (NEC et SEC, respectivement), s'écoulant d'est en ouest, à l'image des alizés. Le Contre-Courant Équatorial Nord (NECC) s'intercale entre ces deux courants pour redistribuer vers l'est l'eau accumulée à l'ouest. Dans l'hémisphère sud, le contre-courant équatorial SECC est plus faible, non permanent et ne s'écoule que dans la partie ouest. Le NEC et le SEC alimentent les courants intenses de bord ouest de basse latitude (LLWBCs), le Courant de Mindanao (MC) et les Courant et Sous-Courant Côtiers de

Nouvelle-Guinée (NGCC et NGCU). Aux plus hautes latitudes se trouvent les WBCs s'écoulant vers les pôles, le Courant de Kurushio et le Courant Est Australien (EAC).

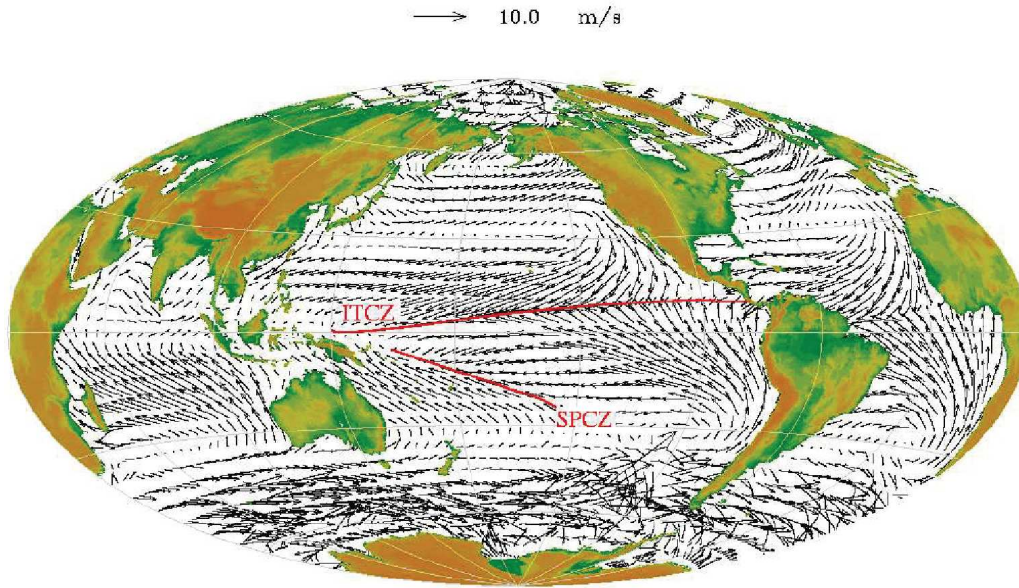


FIGURE 1.4 – Climatologie COADS des vents de surface. Les zones de convergence des alizés inter-tropicale et du Pacifique Sud (ITCZ et SPCZ, respectivement) sont précisées.

Ces courants transportent de nombreuses masses d'eau aux caractéristiques variées. Nous allons présenter les principales alimentant le Pacifique Tropical Ouest sur les 1000 premiers mètres de profondeurs. Les plus profondes seront décrites dans le chapitre 4.

Les eaux formant la thermocline, zone de plus fort gradient de température, sont représentées sur la figure 1.6. La couche supérieure, i.e. la moins profonde, de la thermocline transporte les Eaux Tropicales (TW, $\sigma_\theta = [24.3 - 25.3]$ kg m⁻³, fig. 1.6, gauche). La plus salée est l'Eau Tropicale du Pacifique Sud [SPTW ; Tsuchiya *et al.*, 1989], qui subducte dans le Pacifique Tropical autour de 20°S et est transportée par le SEC jusqu'à l'équateur, via les LL-WBCs et via l'océan intérieur [Kessler, 1999]. Elle rencontre dans la bande équatoriale l'Eau Tropicale du Pacifique Nord (NPTW), plus douce, engendrant un fort gradient de salinité autour de l'équateur [Tsuchiya *et al.*, 1989]. La couche inférieure de la thermocline transporte les Eaux Centrales (CW, $\sigma_\theta = [25.8 - 26.5]$ kg m⁻³, fig. 1.6, droite). La plus salée est l'Eau Centrale du Pacifique Sud-Ouest [WSPCW ; Tomczak and Hao, 1989; Tsuchiya *et al.*, 1989; Sokolov and Rintoul, 2000]. Elle est formée entre la Tasmanie et la Nouvelle-Zélande [Tsuchiya, 1981; Tomczak and Godfrey, 2003; Qu *et al.*, 2009] et rejoint les tropiques via le gyre subtropical où elle s'écoule sous les TW. Deux fronts de salinité distinguent les WSPCW des Eaux Centrales du Pacifique Sud-Est (ESPCW) et des Eaux Centrales du Pacifique Nord (NPCW). Les TW

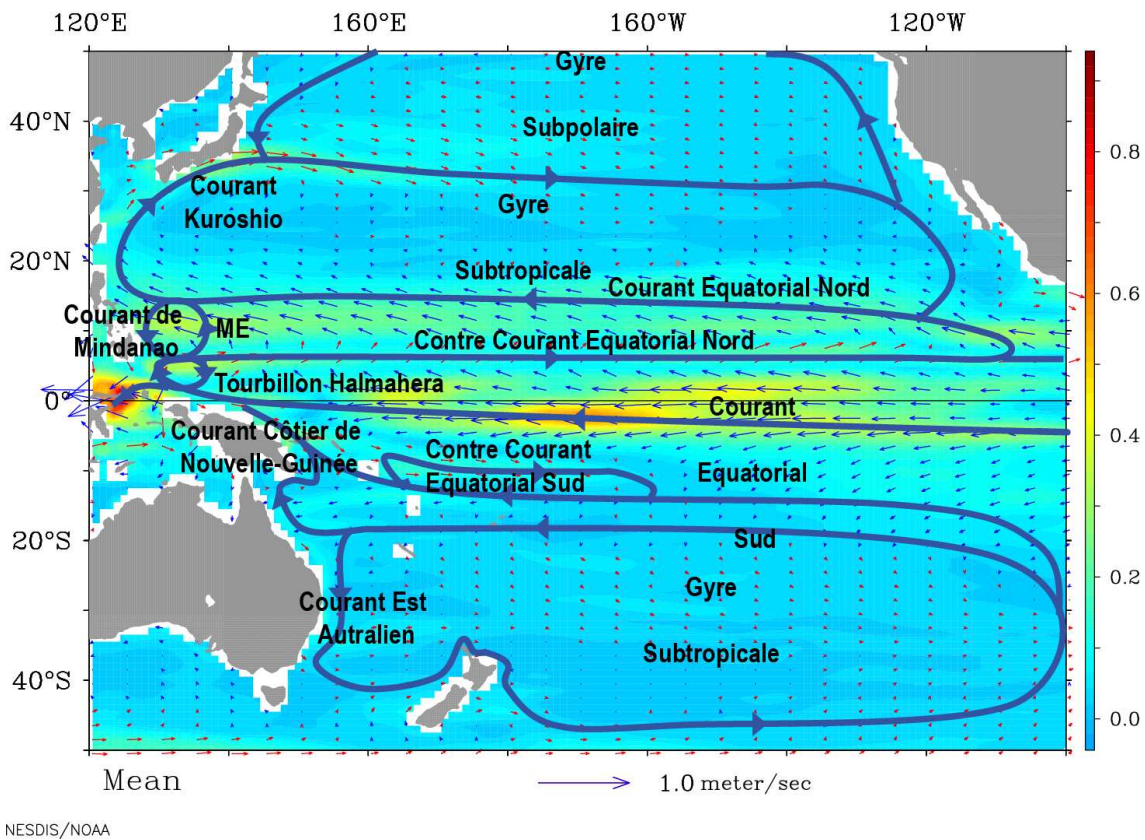


FIGURE 1.5 – Courants de surface de l’Océan Pacifique issues des données OSCAR ; moyenne 1993-2011 (<http://www.oscar.noaa.gov/>). Les principales boucles de circulation sont identifiées par les flèches bleues, et les noms des courants associés sont reportés. ME = Mindanao Eddy ; Tourbillon de Mindanao.

se distinguent aussi des CW par de plus faibles concentrations d'oxygène ($\sim 140 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et $\sim 160 \mu\text{mol kg}^{-1}$, respectivement).

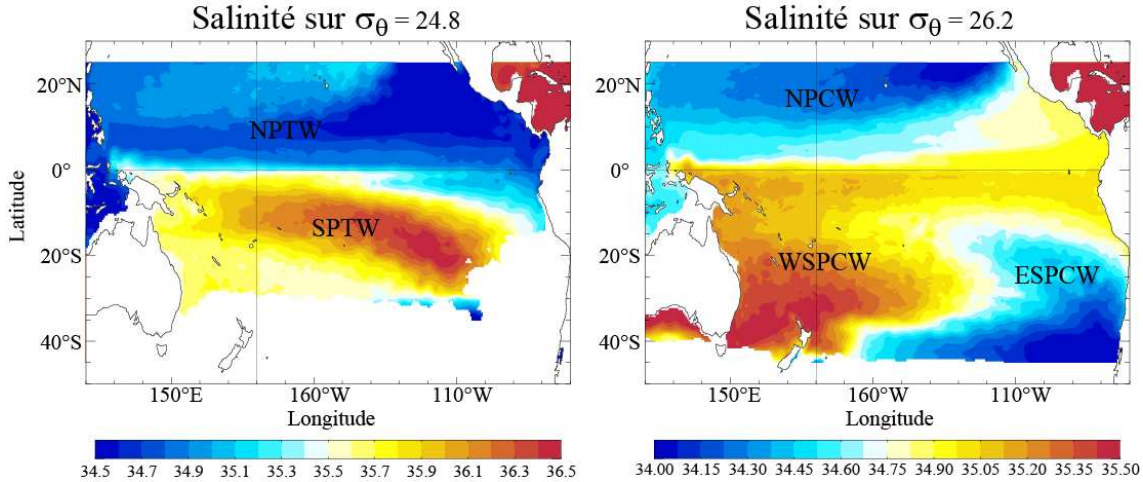


FIGURE 1.6 – Distribution régionale des eaux de la thermocline du Pacifique à partir de la salinité moyenne sur l'isopycne $\sigma_\theta = 24.5 \text{ kg m}^{-3}$ (gauche) et sur l'isopycne $\sigma_\theta = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ (droite). Ces données sont issues de la climatologie CARS.

Entre 400 et 1000 m de profondeur, on trouve l'Eau Modale Subantarctique [SAMW ; McCartney, 1977; Sokolov and Rintoul, 2000] et les Eaux Intermédiaires [IW ; Talley, 1993; Tsuchiya and Talley, 1998; Bostock et al., 2010, fig. 1.7]. La SAMW surplombe l'Eau Antarctique Intermédiaire (AAIW) et s'écoule juste en dessous des eaux de la thermocline. Elle se forme dans le Pacifique Sud-Est durant l'hiver par convection profonde et est caractérisée par la densité $\sigma_\theta = 26.85 \text{ kg m}^{-3}$ dans le Pacifique Tropical Sud-Ouest. La forte concentration d'oxygène acquise à sa source ($[250-300] \mu\text{mol kg}^{-1}$) est un marqueur de sa présence jusque dans le Pacifique Équatorial (fig. 1.7, gauche). L'AAIW se forme dans le Pacifique Sud-Est. Centrée sur l'isopycne $\sigma_\theta = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$ dans le Pacifique Sud. Elle est presque aussi oxygénée que la sus-jacente SAMW et se distingue le long de son parcours vers le Pacifique Équatorial Ouest par son minimum de salinité (fig. 1.7, droite). L'Eau Intermédiaire du Pacifique Nord [NPIW ; Talley, 1993; You, 2003], centrée autour de $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$, est originaire du Pacifique Nord et est marquée par une bien plus faible concentration d'oxygène ($[0-150] \mu\text{mol kg}^{-1}$).

Du côté du Sous-Courant Équatorial...

L'EUC résulte du gradient océanique de hauteur de la mer engendré par les alizés, qui sont entretenus par le gradient de température de surface présent dans le Pacifique Équatorial. En effet, dans la bande équatoriale, les eaux de surface chauffées par le rayonnement solaire et poussées vers l'ouest du bassin par les alizés induisent un gradient de pression

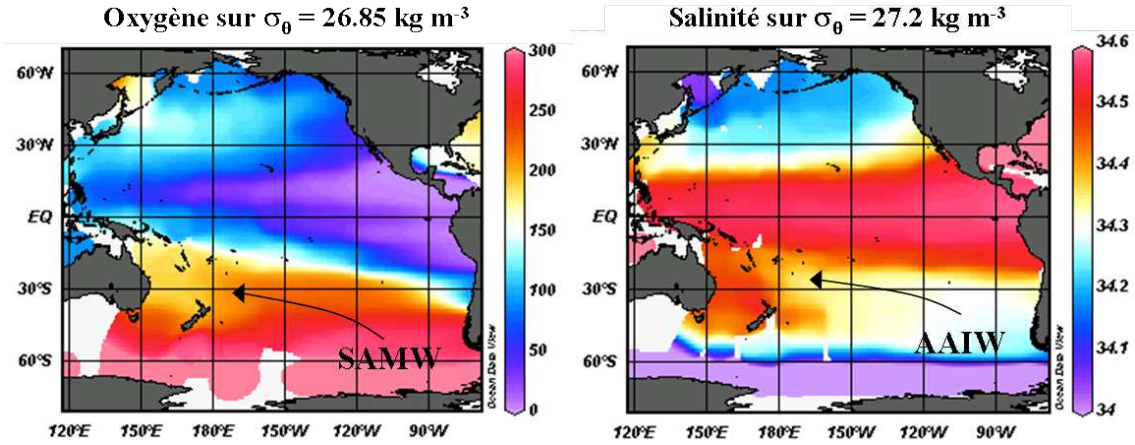


FIGURE 1.7 – Concentration d’oxygène sur l’isopycne $\sigma_\theta = 26.85 \text{ kg m}^{-3}$ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$, gauche) et salinité sur l’isopycne $\sigma_\theta = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$ (droite) issues des données WOCE. On peut suivre depuis le Pacifique Sud-Est vers l’équateur le maximum d’oxygène de la SAMW (à gauche) et le minimum de salinité de l’AAIW (à droite).

océanique de subsurface¹. Les eaux chaudes de surface qui s’accumulent dans la partie ouest inter-tropicale forment la « Warm Pool » ($T_{\text{surface}} > 29^\circ\text{C}$, fig. 1.1). L’EUC transporte des eaux de subsurface issues de l’ouest vers l’est du bassin et remonte progressivement vers la surface. Cette accumulation d’eaux chaudes à l’ouest et cette remontée d’eaux froides à l’est provoquent l’inclinaison de la thermocline, centrée autour de 150 m de profondeur dans l’ouest du bassin et à 50 m de profondeur à l’est (fig. 1.3, bas). L’EUC s’écoule en suivant le cœur de la thermocline d’ouest en est.

Toutes les eaux décrites ci-avant rejoignent l’équateur selon les boucles de circulation de la figure 1.5 et s’écoulent dans la bande équatoriale via l’EUC ou les autres courants équatoriaux la constituant (fig. 1.8). L’EUC transporte principalement les TW et les CW [Tsuchiya *et al.*, 1989]. Les Contre-Courants Équatoriaux de Subsurface Nord et Sud (NSCC et SSCC, respectivement) sont principalement formés des CW et de la SAMW, les Contre-Courants Intermédiaires Nord et Sud (NICC et SICC, respectivement) transportent en majorité l’AAIW [Stramma *et al.*, 2010]. Le Courant Intermédiaire Équatorial (EIC) est en moyenne formé d’eaux issues du Pacifique Équatorial Est.

1.2.2 Focus sur les Mers de Corail, de Salomon et de Bismarck

Le Pacifique Tropical Sud-Ouest est la zone de passage des courants de bord ouest (WBCs) rejoignant l’équateur. Cette région voit donc transiter les eaux de la STC sud.

1. En régime stationnaire, le gradient de pression est équilibré par la friction.

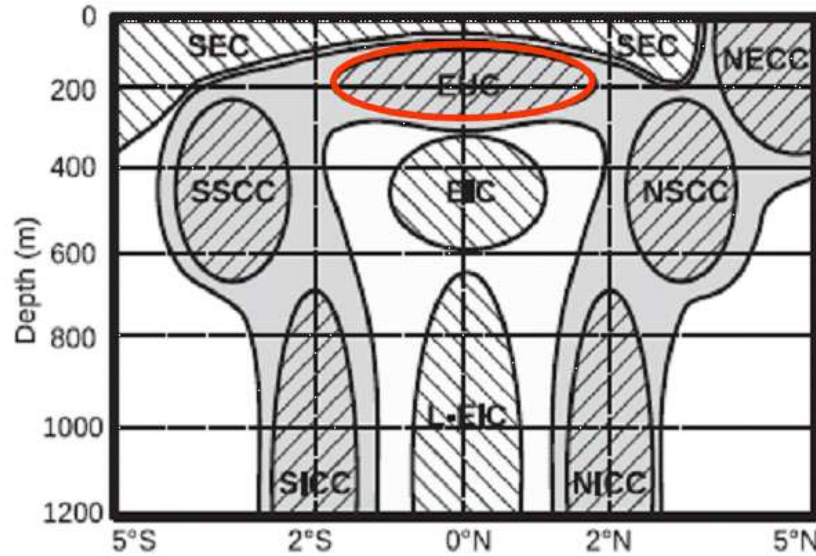


FIGURE 1.8 – Représentation schématique de la structure du système de courant équatorial dans le Pacifique Ouest (~165°E). En gris sont représentés les courants s'écoulant d'ouest en est, en blanc ceux s'écoulant d'est en ouest. Les parties hachurées délimitent les différents courants équatoriaux. L'EUC est entouré en rouge. SEC : South Equatorial Current ; NECC : North Equatorial Countercurrent ; EIC : Equatorial Intermediate Current ; L-EIC : Lower-EIC ; NECC & SECC : North and South Equatorial Countercurrents ; NICC & SICC : North and South Intermediate Countercurrents. D'après Marin et al. [2010].

La topographie de cette région est complexe, caractérisée par la présence de nombreuses îles et bordée à l'ouest par les côtes australiennes et de PNG (fig. 1.9). Ces zones côtières délimitent 3 bassins distincts : du sud au nord, la Mer de Corail, la Mer des Salomon et la Mer de Bismarck. Les Mers de Corail et des Salomon communiquent très facilement par une large ouverture entre la côte de PNG et le sud des Iles Salomon tandis que les Mers des Salomon et de Bismarck sont connectées par 3 détroits étroits : d'ouest en est, le Déroit de Vitiaz, le Chenal St Georges et le Déroit des Salomon. Le SEC, qui compose la branche nord du gyre subtropical et s'écoule entre 4°N et 30°S, de la surface jusqu'à environ 1000 m de profondeur, interagit avec les îles constituant le Pacifique Tropical Sud-Ouest et forme des jets : les Jets Sud et Nord Calédoniens (SCJ et NCJ, respectivement) et le Jet de Vanuatu Nord [NVJ] ; fig. 1.10 ; Qu and Lindstrom, 2002; Kessler and Gourdeau, 2007; Couvelard et al., 2008].

Ces jets bifurquent le long des côtes australiennes autour d'une latitude moyenne de 18°S pour former les WBCs [Qu and Lindstrom, 2002]. Au sud de la bifurcation se forme le Courant Est Australien (EAC) qui longe les côtes vers le pôle sud. Au nord de la bifurcation se forme le Courant du Golfe de Papouasie (GPC). Le GPC, formé par le NCJ et le NVJ, rencontre à l'entrée sud de la Mer des Salomon une branche du NVJ qui rétrofléchit directement dans la Mer des Salomon sans atteindre les côtes australiennes [fig. 1.10 ; Cravatte et al., 2011].

Le GPC et le NVJ pénètrent dans la Mer des Salomon et forment le Sous-Courant Côtier de Nouvelle-Guinée [NGCU ; *Lindstrom et al.*, 1987; *Tsuchiya et al.*, 1989; *Fine et al.*, 1994; *Butt and Lindstrom*, 1994; *Ueki et al.*, 2003]. Face à la Nouvelle-Bretagne, le NGCU se divise en deux branches : la majeure conserve le nom de NGCU et bifurque vers l'ouest pour pénétrer dans la Mer de Bismarck via le Détroit de Vitiaz ; l'autre branche, plus faible, dénommée le Sous-Courant Côtier de Nouvelle-Bretagne (NBCU), bifurque vers l'est puis traverse le Channel St Georges et le Détroit des Salomon vers le nord [*Ridgway et al.*, 1993; *Melet et al.*, 2010a, 2011; *Cravatte et al.*, 2011]. La branche issue du détroit des Salomon bifurque plein nord pour alimenter le Sous-Courant Côtier de Nouvelle-Irlande [NICU ; *Butt and Lindstrom*, 1994; *Melet et al.*, 2010a]. Le NICU est aussi alimenté directement par le SEC et, potentiellement, par un LLWBC s'écoulant le long des Iles Salomon [*Melet et al.*, 2010a]. Au nord de la Nouvelle-Irlande, le NICU se divise en deux part à peu près égales : l'une rétrofléchit vers le sud-ouest dans la Mer de Bismarck et vient alimenter le NGCU, l'autre rétrofléchit vers l'est et alimente directement l'EUC. C'est la route la plus directe des LLWBCs à l'EUC.

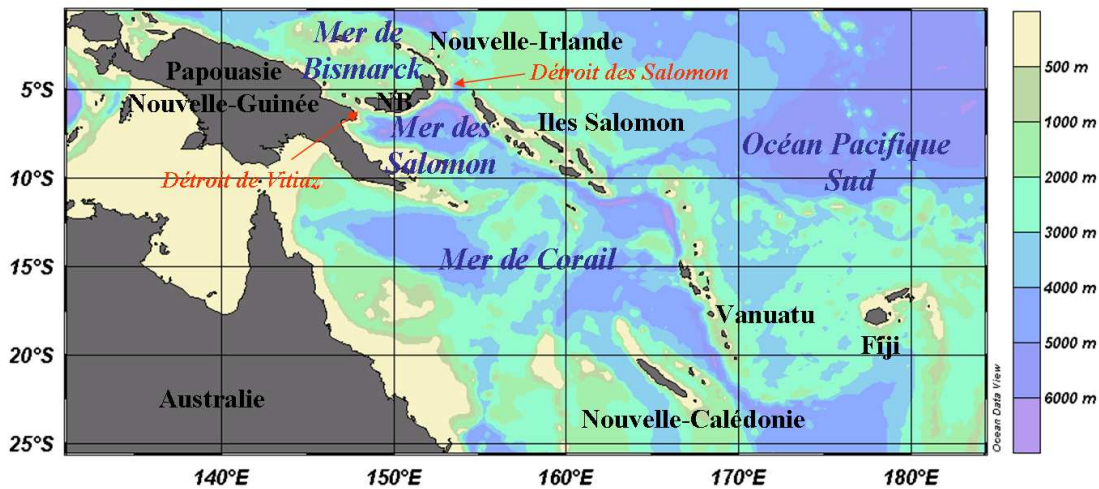


FIGURE 1.9 – Carte de la région des Mers de Corail, des Salomon et de Bismarck. Les principales îles et détroits sont identifiés. NB : Nouvelle-Bretagne. Cette carte a été obtenue par le logiciel Ocean Data View [Schlitzer, 2009].

L'extension verticale des jets et des LLWBCs de la région du Pacifique Tropical Ouest détermine la distribution des masses d'eau présentes dans les Mers de Corail, des Salomon et de Bismarck. Le NCJ a une plus grande extension verticale que le NVJ. Son cœur est situé à 250 m de profondeur, celui du NVJ à 100 m de profondeur [*Gourdeau et al.*, 2008]. Les CW, centrées autour de 350 m de profondeur aux abords de la Mer de Corail, y entrent principalement via le NCJ, tandis que les TW sont transportées via le NVJ et le NCJ (fig. 1.6). *Qu and Lindstrom* [2002] ont montré que la bifurcation des NCJ et NVJ à 18°S le long des

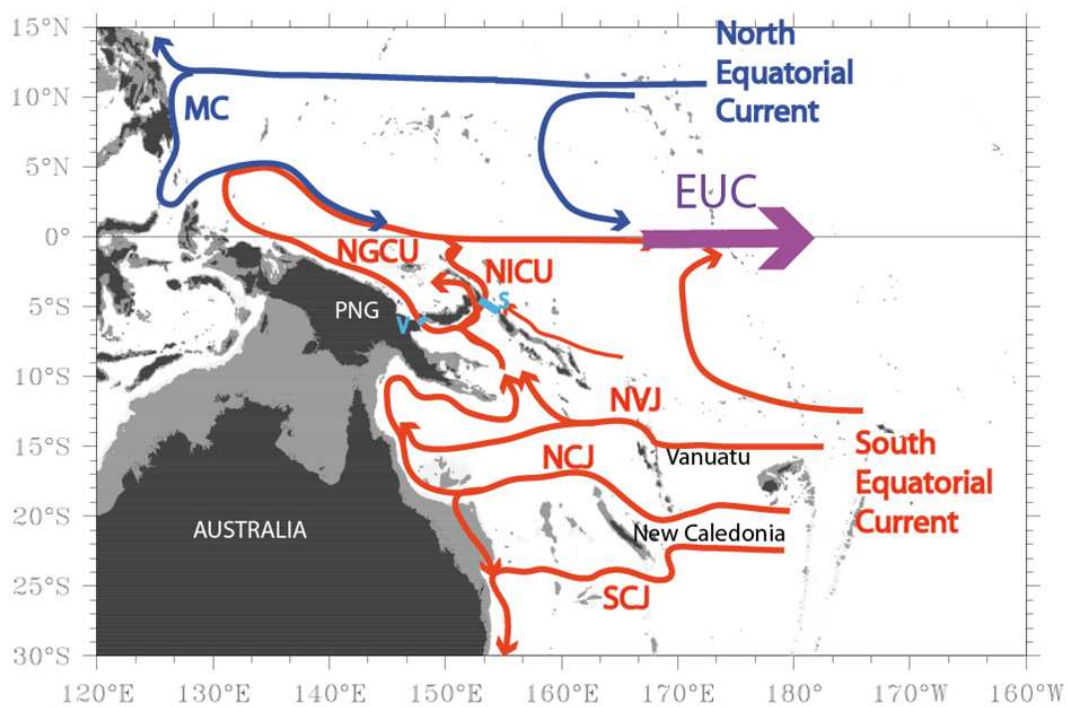


FIGURE 1.10 – Représentation schématique des différents jets et courants de bords ouest (WBCs) issus des Courants Équatoriaux Nord (en bleu) et Sud (en rouge ; NEC et SEC, respectivement). L'EUC apparaît en flèche épaisse violette. NCJ & SCJ : North & South Caledonian Jet ; NVJ : North Vanuatu Jet ; NICU : New Ireland Coastal Undercurrent ; NGCU : New Guinea Coastal Undercurrent. Les détroits de Vitiaz et des Salomon sont identifiés en bleu clair (« V » et « S », respectivement).

côtes australiennes est inclinée, à l'image de l'inclinaison du gyre subtropical : en surface, la bifurcation se produit à 14°S tandis qu'en profondeur, elle a lieu à 23°S. Cette inclinaison implique, pour les eaux de la thermocline transportées par le NCJ, une bifurcation des TW majoritairement vers le sud, vers le nord pour les CW. Au sein de la Mer des Salomon, un fort mélange diapycnal mis en évidence par *Melet et al.* [2011] modifie les propriétés physiques des TW et des CW, érodant notamment le maximum de sel des TW. Ces eaux rejoignent l'équateur via le NGCU et le NICU et alimentent l'EUC [*Tsuchiya et al.*, 1989; *Fine et al.*, 1994; *Kashino et al.*, 2007; *Qu et al.*, 2009]. La SAMW et l'AAIW pénètrent dans la Mer de Corail principalement via le NCJ et pénètrent dans l'hémisphère nord via le NGCU [*Fine et al.*, 1994; *Sokolov and Rintoul*, 2000; *Qu and Lindstrom*, 2004; *Zenk et al.*, 2005; *Bostock et al.*, 2010]. On les retrouve dans le système de courants équatoriaux, le long de la côte ouest jusque sous le Courant de Mindanao et dans la Mer de Célèbes [*Fine et al.*, 1994; *Qu and Lindstrom*, 2004].

1.2.3 Alimentation du Sous-Courant Équatorial

L'EUC est ainsi alimenté par des masses d'eau de propriétés hydrologiques très variées (fig. 1.6 et fig. 1.10), via les LLWBCs [MC, NGCU, NICU ; *Tsuchiya et al.*, 1989; *Fine et al.*, 1994; *Butt and Lindstrom*, 1994] mais aussi via l'océan intérieur [NECC, SEC *Johnson and McPhaden*, 1999; *Schott et al.*, 2004].

Les premières observations permettant de suggérer l'alimentation de l'EUC par le NGCU, le NICU et le MC proviennent des expéditions Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study [WEPOCS; *Lindstrom et al.*, 1987; *Lukas et al.*, 1991] menées entre 1985 et 1988 dans le Pacifique Tropical Ouest. *Tsuchiya et al.* [1989] ont utilisé ces observations pour confirmer l'hypothèse de *Tsuchiya* [1968] avançant que la Mer de Corail est la source principale des eaux salées de l'EUC, via le NGCU ; ils ont évalués à 2/3 la contribution des eaux issues de l'hémisphère sud. *Lukas et al.* [1991] et *Butt and Lindstrom* [1994] ont par la suite révélés la contribution du MC et du NICU à l'alimentation de l'EUC. Les travaux de *Butt and Lindstrom* [1994] ont suggéré une contribution légèrement dominante d'eaux issues de l'hémisphère nord à l'EUC à 153°E et une contribution du NICU estimée à 50% des eaux provenant de l'hémisphère sud. *Fine et al.* [1994] ont mis en évidence l'importance du Pacifique Équatorial Ouest en tant que carrefour des masses d'eau issues des LLWBCs. D'autre part, *Johnson and McPhaden* [1999] ont suggéré à partir de données hydrographiques une contribution significative des chemins intérieurs à l'alimentation de l'EUC via la pycnocline subtropicale.

À ces observations sont venues s'ajouter des études numériques qui ont permis d'affiner l'origine et les transports des sources de l'EUC . Trois études ont notamment convergé pour

confirmer ce que les observations de *Tsuchiya et al.* [1989] avaient suggéré en estimant à $\sim 2/3$ la part des eaux issues de l'hémisphère sud alimentant l'EUC à 150°W [fig. 1.11 ; *Blanke and Raynaud*, 1997; *Rodgers et al.*, 2003; *Fukumori et al.*, 2004]. Dans leur étude de l'EUC à 140°W, *Goodman et al.* [2005] ont proposé une part un peu plus importante issue du sud à partir d'un modèle de plus fine résolution horizontale ($1/4^\circ$). En revanche, *Izumo et al.* [2002] ont trouvé, à 0° ; 125°W, une contribution plus équilibrée de chaque hémisphère, lorsqu'ils ont simulés par un modèle de résolution zonale 2° et de résolution méridienne 0.5° à l'équateur les zones sources du patch d'eau froide surfaçant dans le Pacifique Équatorial Est lors de la transition rapide El Niño/La Niña, en mai 1998.

Goodman et al. [2005] ont suggéré que 75% des sources de l'EUC à 140°W transitent via les LLWBCs, contrastant avec les 60% à 150°W proposés par le modèle de *Blanke and Raynaud* [1997], de résolution méridienne de 0.33° et zonale de 0.33° le long des bords ouest, croissant à 0.75° au centre du bassin. Les travaux de *Fukumori et al.* [2004] sur l'origine et le devenir des eaux de la boîte Niño-3 (150°W-90°W ; 5°S-5°N) ont estimés à 80% l'apport issus des LLWBCs mais ont admis une probable sous-estimation de la contribution des chemins intérieurs, lié à la sous-estimation de la variabilité temporelle de la circulation et à une surestimation du cisaillement méridien. *Rodgers et al.* [2003] ont utilisé une maille de grille plus large (2° de résolution zonale sur l'ensemble de la grille, 0.5° de résolution méridienne à l'équateur) pour pouvoir tracer la source des eaux les plus denses de l'EUC, jusqu'à 50° de latitude. Ils ont observé une évolution importante des propriétés physiques des eaux constituant l'EUC entre leur région source et l'équateur, particulièrement forte sur la portion du trajet jusqu'à 10° de latitude. Cependant, leur large maillage de grille n'a pas permis la résolution des tourbillons et a certainement altéré la caractérisation de l'évolution des propriétés physiques des eaux sources de l'EUC. De même, la résolution de leur modèle était trop large pour simuler des courants de bords ouest réalistes.

Récemment, *Melet et al.* [2010a] ont mené une étude de la circulation des eaux de la thermocline dans la région de la Mer des Salomon, grâce à un système de grille imbriquées, de résolutions fines ($\frac{1}{4}^\circ$ et $\frac{1}{12}^\circ$) et forcées aux bords les unes par les autres. Ces auteurs ont montré l'existence d'une alimentation de 3 Sv de l'EUC par le NICU, via une route rétrofléchissant dans l'EUC au nord de la Nouvelle-Irlande.

Ces modèles ont ainsi permis une avancée substantielle concernant la quantification des différentes sources de l'EUC et la détermination de leur origine spatiale mais la plupart de ceux qui ont appréhendé l'alimentation de l'EUC ont été tributaires de limites intrinsèques à la résolution de la grille du modèle, qui modifient fortement la situation réelle. En particulier, les résolutions horizontales inférieures au $\frac{1}{4}^\circ$ ne peuvent pas permettre de forme tourbillonnaire de l'ordre du rayon de Rossby et lissent tous les phénomènes de turbulence. De plus,

elles ne permettent pas une bonne résolution des côtes ouest du bassin Pacifique Tropical et notamment des Détroits de la Mer des Salomon, qui impactent sur la quantification des LLWBCs. Par ailleurs, l'EUC étant centré sur la thermocline équatoriale, son étude nécessite aussi une résolution verticale relativement fine, afin de distinguer les différentes masses d'eau constituant cette thermocline. D'autre part, la plupart de ces modèles ont été limités par des périodes de simulations trop courtes, ou forcées par des champs climatologiques, lissant toutes les caractéristiques interannuelles de la circulation.

Ainsi, si les études menées jusqu'à aujourd'hui ont permis une quantification assez précise des contributions nord/sud et LLWBCs/intérieur ainsi que des premières estimations du mélange subit par les sources de l'EUC au cours de leur transport, peu de distinctions ont été menées concernant les contributions du NGCU vis-à-vis du NICU ou du MC. Notamment, les contributions relatives du NGCU, du NICU et du MC n'ont pas été évaluées. Il est important de les quantifier pour améliorer notre compréhension de l'enrichissement des eaux de l'EUC. C'est dans cet objectif que nous avons construit notre étude de l'alimentation de l'EUC.

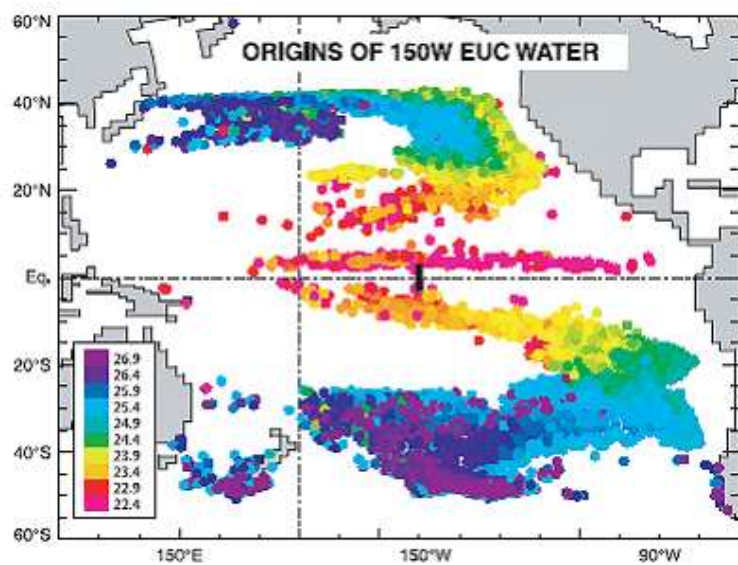


FIGURE 1.11 – Régions sources de l'EUC à 151°W, identifiées à partir de trajectoires lagrangiennes intégrant à rebours dans le temps les sorties d'un OGCM de résolution horizontale 2°. Les particules sont injectées dans l'EUC à 151°W, intégrées à rebours et arrêtées lorsqu'elles sont interceptées par la couche de mélange. La couleur réfère à la densité de la particule lorsqu'elle est dans l'EUC à 151°W. D'après Rodgers et al. [2003].

1.3 Les Terres Rares et le néodyme

L'océan acquiert ses propriétés chimiques par apports des éléments depuis la croûte terrestre et, dans des proportions plus faibles, par hydrothermalisme et apports de particules cosmiques (^{14}C , ^{10}Be , ...). Les flux d'apport communément considérés dans les bilans chimiques de l'eau de mer sont les apports des rivières, les poussières atmosphériques transportées par le vent, les apports hydrothermaux, les flux diffusifs provenant des sédiments du plancher océanique et les décharges d'eaux souterraines. Selon que ces éléments chimiques sont solubles et transportés passivement par la circulation océanique ou insolubles et rapidement exportés vers le fond par la chute des particules marines ou encore selon leur valeur nutritive et leur disponibilité biologique, leurs parcours et leurs temps de résidence dans l'océan sont très variables. La propagation de ces éléments dans l'océan peut être étudiée comme colorant et/ou chronomètre pour caractériser des processus, des origines, des histoires : c'est ce qu'on appelle un **traceur**. Les éléments chimiques dissous dans l'eau de mer, particulièrement ceux associés à des traceurs isotopiques, permettent d'approfondir nos connaissances et notre compréhension de l'histoire des masses d'eau et de clarifier les sources d'espèces nutritives indispensables au développement de la chaîne trophique des océans. *In fine*, ces améliorations de nos connaissances tendent à **affiner la contribution de la pompe biologique de l'océan** et à **mieux contraindre le cycle global du carbone**. Il est possible de coupler différents traceurs pour mieux contraindre notre interprétation de leur comportement : c'est le couplage de **la concentrations des Terres Rares (rare earth elements, REE) et de la composition isotopique du néodyme (ϵ_{Nd}) dissous dans l'eau de mer** que j'ai étudié au cours de ma thèse.

1.3.1 Les Terres Rares : quel outil ?

Les Terres Rares, également appelés Lanthanides, forment une famille de 15 éléments (fig. 1.12). Elles sont essentiellement présentes dans l'enveloppe solide de la surface terrestre. Les REE possèdent toutes la même configuration électronique externe. Elles ne diffèrent que par la structure d'une couche interne, la couche 4f. Les éléments 4f perdent facilement 3 électrons pour donner des ions de valence 3+ stables et de tailles comparables. Cette particularité explique le regroupement des REE et leur confère des propriétés physiques et chimiques très proches. Néanmoins, la faible décroissance de leur rayon ionique avec l'augmentation de leur numéro atomique induit des différences de comportements chimiques [Byrne and Kim, 1990]. Ces petites différences de rayon ionique et de comportement sont à l'origine du fractionnement des REE les uns par rapport aux autres observé dans leurs spectres d'abondances (fig. 1.13). De plus, les configurations électroniques particulières du cérium (Ce) et

de l'euporium (Eu) leur permettent des degrés d'oxydation différents des autres lanthanides (3+). Le Ce(3+) peut s'oxyder en Ce(4+), l'Eu peut avoir une valence 2+ ou 3+.

H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
Fr	Ra	Ac	Rf	Db	Sg	Bh	Hs	Mt	Ds	Rg	Cn						

Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr

FIGURE 1.12 – Tableau de Mendeleïev. La famille des Terres Rares apparaît en violet.

Dans l'eau de mer, les REE sont peu solubles et leur spectre évolue donc rapidement (fig. 1.14(A)). Le Ce (4+) s'hydrolyse facilement et tend à être « lessivé » de la colonne d'eau par adsorption sur des oxydes de manganèse particuliers [Henderson, 1984; de Baar et al., 1985; Bau and Koschinsky, 2008], ce qui entraîne une anomalie négative de Ce au sein du spectre. Ce processus de lessivage par adsorption, que l'on dénommera « scavenging » par la suite, intervient à moindre effet sur les autres REE dont la désorption est facilitée par leur plus grande solubilité [Tachikawa et al., 1999a]. Le fractionnement des REE lourdes (HREE : du terbium (Tb) au lutétium (Lu)) par rapport aux REE légères (LREE : du lanthane (La) au gadolinium (Gd)) qu'illustre la pente positive (HREE/LREE) observée entre les LREE et les HREE est lié au scavenging préférentiel des LREE par la matière en suspension vis-à-vis des HREE [fig. 1.14(A); Tachikawa et al., 1999a]. Tachikawa et al. [1999b] ont observé une relation « miroir » entre les spectres marins des phases dissoutes et ceux des phases particulières (fig. 1.15), supportant **l'échange continu dissous/particule au sein de la colonne d'eau**. Plusieurs travaux ont montré la dépendance de la distribution des REE dissoutes aux processus d'oxydoréduction et de complexation des carbonates [de Baar et al., 1985; Byrne and Kim, 1990, 1993; Lee and Byrne, 1993] ainsi qu'à la nature de la phase porteuse particulière, notamment aux phases phosphatées et carbonatées [Takebe, 2005]. La présence de diatomées pourrait aussi contrôler l'allure générale des spectres marins des REE [Akagi et al., 2011; Garcia-Solsona et al., in prep.].

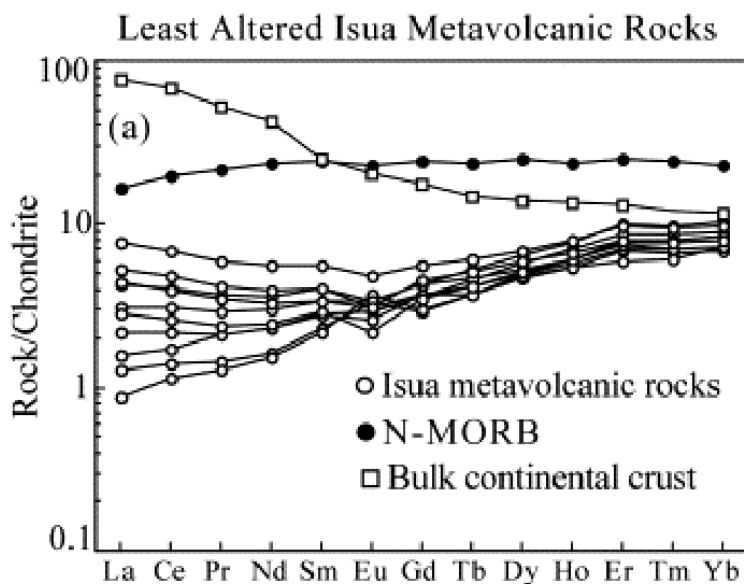


FIGURE 1.13 – Illustration du fractionnement des REE selon la composition de la roche. Les concentrations de REE sont normalisées à un standard de Chondrite, considéré comme la valeur moyenne de la Terre, pour se débarrasser des variations naturelles des concentrations absolues et faire ressortir les variations individuelles d'une REE par rapport à ses voisines. D'après Polat and Kerrich [2004].

D'autres travaux ont mis en exergue la capacité des REE à informer sur leur origine en observant **un effet de source** visible sur des spectres marins. Zhang *et al.* [2008] ont montré la présence d'une anomalie positive d'europium (Eu) dans les spectres marins de la région des Iles Kerguelen, anomalie caractéristique des basaltes constituant ces îles (fig. 1.14(B) et (C)). D'autres mesures de REE dissous dans l'eau de mer ont montré de fortes corrélations aux spectres de REE provenant des décharges de rivières, des vents hydrothermaux et des sédiments des marges

Ainsi, tout fractionnement observé au sein de ces spectres va informer sur **le processus d'échange dissous/particule** par lequel les REE parviennent au réservoir « océan » et, près des sources, sur **l'origine** de ces sources, ce qui en fait d'intéressants **traceurs**. En outre, la normalisation du spectre de REE d'un échantillon d'eau de mer à un autre échantillon d'eau de mer considérée comme référence – car « connecté » par la circulation océanique à l'échantillon étudié – va permettre de mettre en évidence l'évolution de l'allure du spectre et des concentrations en REE le long du trajet d'une masse d'eau, et ainsi informer sur **les processus et échanges subis le long de ce trajet océanique**.

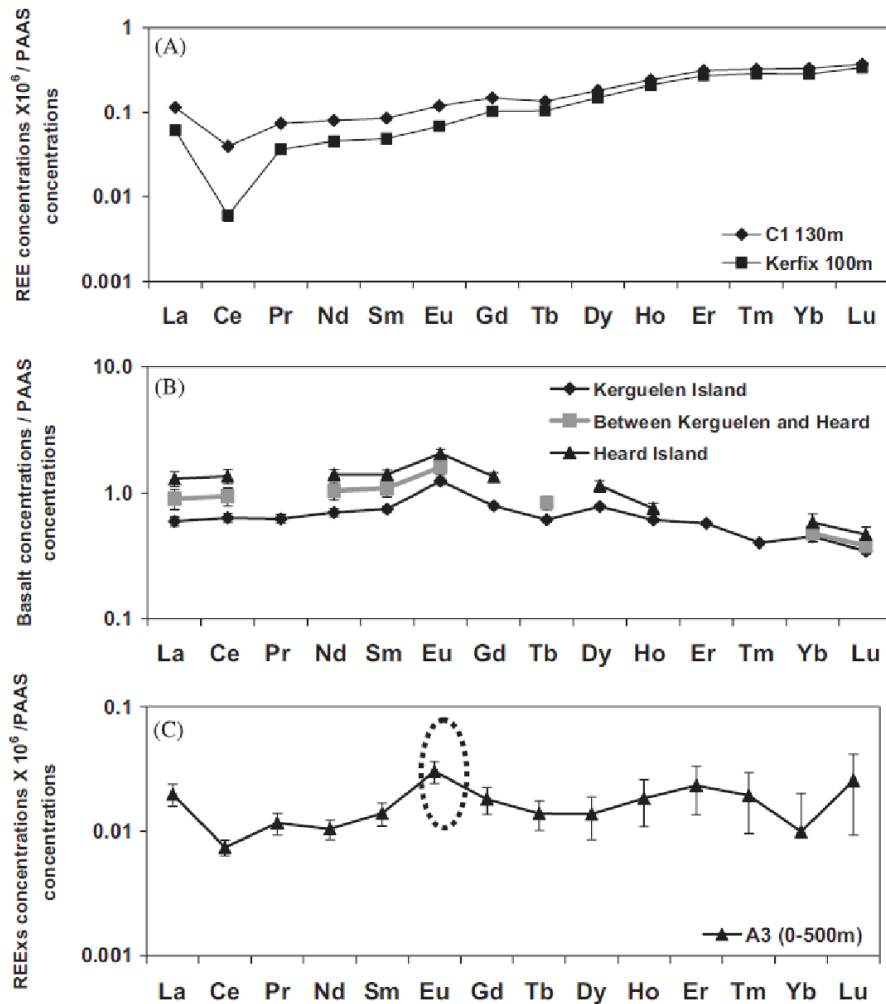


FIGURE 1.14 – Spectres d'abondance des REE normalisés au Post-Archean Australian Sedimentary (PAAS), une référence de la valeur moyenne de la croûte terrestre. (A) Spectres de REE dissous dans l'eau de mer dans la région des Iles Kerguelen, qui illustrent le fractionnement des REE dans l'eau de mer. (B) Spectres de REE présents dans les basaltes constituant l'archipel des Kerguelen. (C) Spectre de REE dissous dans l'eau de mer du plateau des Iles Kerguelen, qui suggère par son pic d'euprium (Eu) une dissolution de basalte dans l'eau de mer et illustre par conséquent la propriété de traceur de processus et de source des REE. D'après Zhang et al. [2008].

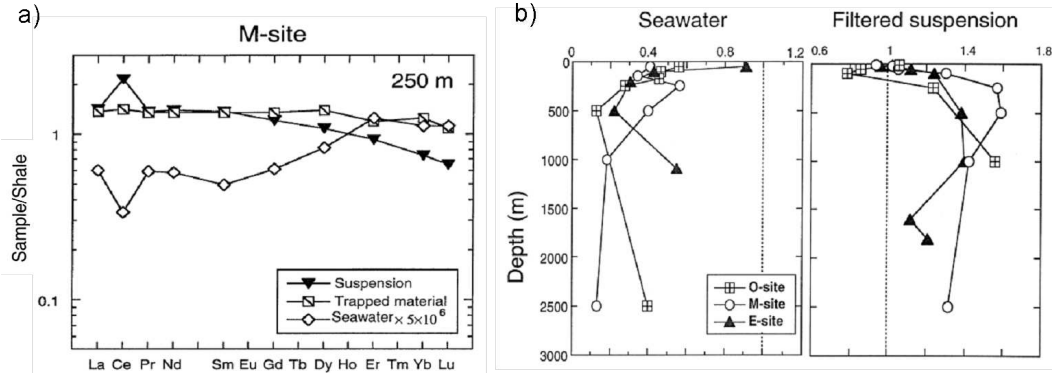


FIGURE 1.15 – Illustration de l'échange dissous/particule. a) Spectres de REE d'échantillons d'eau de mer, de particules en suspension et de particules récoltées par un piège. Ces spectres sont normalisés au schiste argileux (en anglais, shale), une autre référence de la valeur moyenne de la croûte terrestre. b) Profile verticaux de l'anomalie de cerium (Ce) observée dans des échantillons d'eau de mer et dans les particules en suspension. E-site = site eutrophique ; M-site = site mésotrophique ; O-site = site oligotrophique. D'après Tachikawa et al. [1999b].

1.3.2 Le néodyme, un élément « bavard » par ses isotopes

Le néodyme (Nd) est une REE. Il est composé de sept isotopes. Tous sont stables, cependant le ^{143}Nd est produit par décroissance radioactive α du samarium (^{147}Sm , temps de demi-vie : 1.06×10^{11} ans), imposant ainsi au Nd l'appellation d'« élément radiogénique ». Selon la nature et l'âge de la roche, la **composition isotopique (CI)** du Nd, définit à partir du rapport $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$, varie [Goldstein and Hemming, 2003; Jeandel et al., 2007, base de donnée GEOROC <http://georoc.mphmainz.gwdg.de/georoc/>]. Pour exprimer cette CI on utilise la grandeur ϵ_{Nd} définit telle que

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4$$

où le rapport $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR}}$ correspond à la CI de la valeur moyenne terrestre, le standard Chondritic Uniform Reservoir (CHUR), que l'on considère comme référence [Wasserburg et al., 1981]. ϵ_{Nd} exprime donc la déviation du rapport $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ par rapport à cette référence. La figure 1.16 illustre l'hétérogénéité de la composition isotopique des continents, égale en moyenne à -40 dans les vieilles roches qui constituent le Groenland, à -7 dans les roches australiennes et approchant +10 dans les jeunes roches composant les îles volcaniques comme les Vanuatu. Dans l'océan, le Nd est peu soluble et, par conséquent, très réactif avec les particules marines. À l'exception du Ce, toutes les REE, y compris le Nd, sont en faible concentration en surface et se concentrent progressivement avec la profondeur [de Baar et al., 1985; Jeandel, 1993; Alibo and Nozaki, 1999; Nozaki et al., 1999]. Ce profil vertical est proche

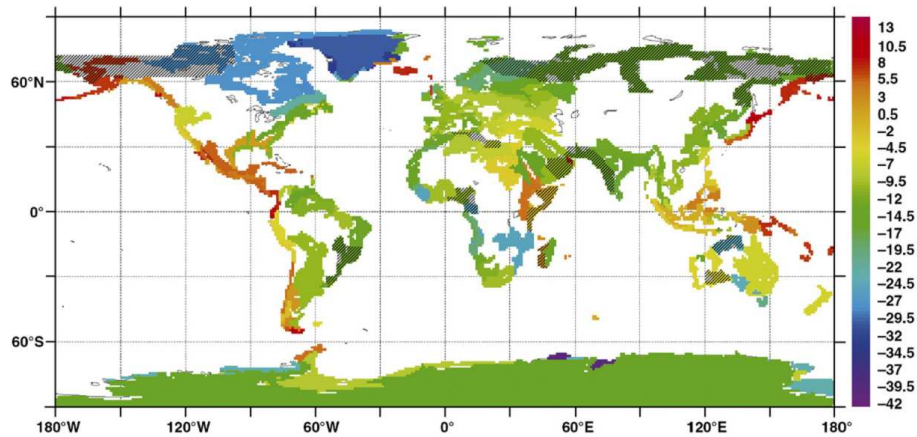


FIGURE 1.16 – Carte d' ϵ_{Nd} des roches continentales, obtenue par extrapolation. D'après Jeandel et al. [2007].

de celui des éléments nutritifs non limitants (i.e. de concentration non nulle en surface). Le profil vertical de CI du Nd est très différent de celui de la concentration, en cela que la CI n'est pas affectée par le scavenging du Nd. Il n'y a donc pas de profil vertical d' ϵ_{Nd} type, comme illustré dans l'étude de *Piepgas and Wasserburg* [1982]. Cependant, la CI d'une masse d'eau peut être modifiée au contact des sources lithogéniques de ces éléments : auprès des côtes par les apports dissous ou les échanges dissous/particule des décharges de rivières, des particules éoliennes et des sédiments des marges ; au large par les flux hydrothermaux et les sédiments des fonds océaniques. Ce sont ces caractéristiques qui confèrent au Nd sa double utilisation :

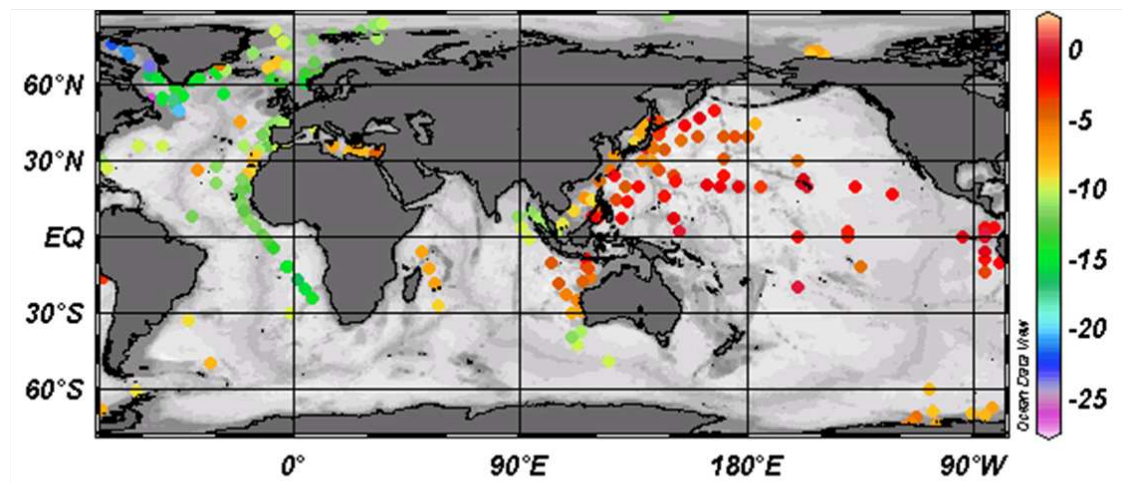
- à proximité de sources lithogéniques, ϵ_{Nd} est utilisé comme **traceur de flux de matière entre ces sources et l'océan** ;

- loin de sources lithogéniques, c'est la propriété conservative de sa CI dans l'eau de mer qui lui permet de **tracer les trajectoires et les mélanges des masses d'eau**. Dans l'océan, les signatures en ϵ_{Nd} des masses d'eau transportées par la circulation thermohaline augmentent de -15 dans l'Atlantique Nord à -4 dans le Pacifique Nord [fig. 1.17 ; *Lacan et al.*, 2012].

1.3.3 Caractérisation du bassin Pacifique

Les eaux du Pacifique voient leur ϵ_{Nd} évoluer d'une moyenne de -5.6 dans le Pacifique Sud à une moyenne de -3.9 dans le Pacifique Nord [*Lacan et al.*, 2012]. Le Pacifique Sud est cependant très peu documenté [*Piepgas and Wasserburg*, 1982; *Lacan and Jeandel*, 2001; *Jeandel et al.*, 2013], même si de récentes mesures ont permis de caractériser les hautes latitudes du Pacifique Sud-Est [*Carter et al.*, 2012] dans l'Océan Austral ainsi que la région du Pacifique Équatorial Est [*Grasse et al.*, 2012]. Les valeurs les plus radiogéniques des eaux de surface

Moyenne 400 m – 800 m



Moyenne 800 m - fond

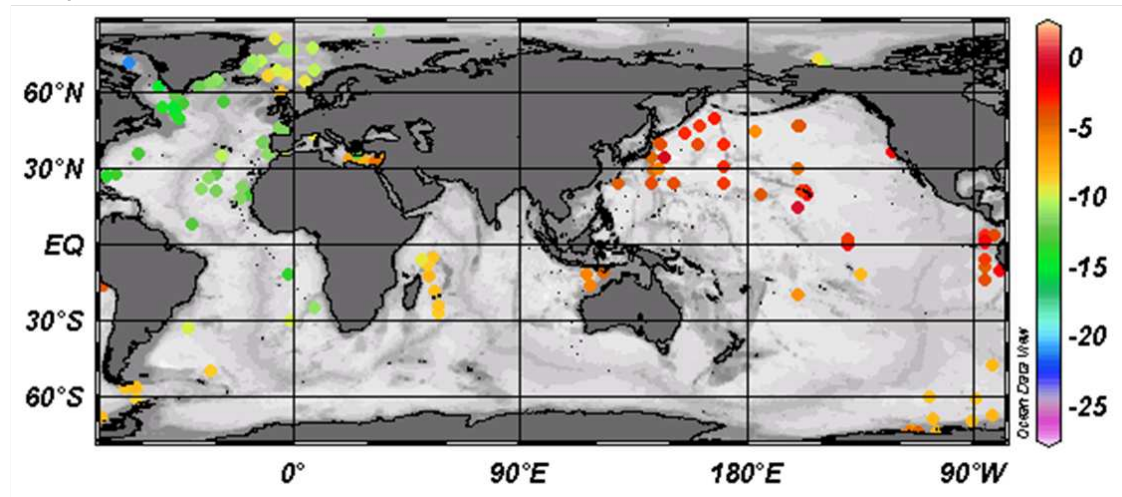


FIGURE 1.17 – Valeur d' ϵ_{Nd} moyenné entre la surface et 400 m (haut) et entre 800m et le fond (bas). Modifié d'après Lacan et al. [2012].

concernent le Pacifique inter-tropical (fig. 1.18). En particulier, on observe les plus fortes valeurs près des côtes de PNG, d'Hawaii, de la Polynésie Française et des Galapagos. Toutes sont volcaniques, relativement jeunes à l'échelle de temps géologique, et par conséquent caractérisées par des ϵ_{Nd} très élevés (voir fig. de l'article soumis dans le chapitre 4). A l'inverse une large surface de la croûte asiatique orientale est composé de « vieilles » roches sédimentaires détritiques, appelées « loess », d' ϵ_{Nd} compris dans l'intervalle $[-10; -5]$ qui induisent une valeur moins radiogénique des eaux de surface de la région (fig. 1.18). L'hétérogénéité d' ϵ_{Nd} à l'échelle du bassin Pacifique met en évidence la rapidité de l'évolution de ce traceur au sein des masses d'eau et souligne son intérêt dans le cadre de suivi de masses d'eau.

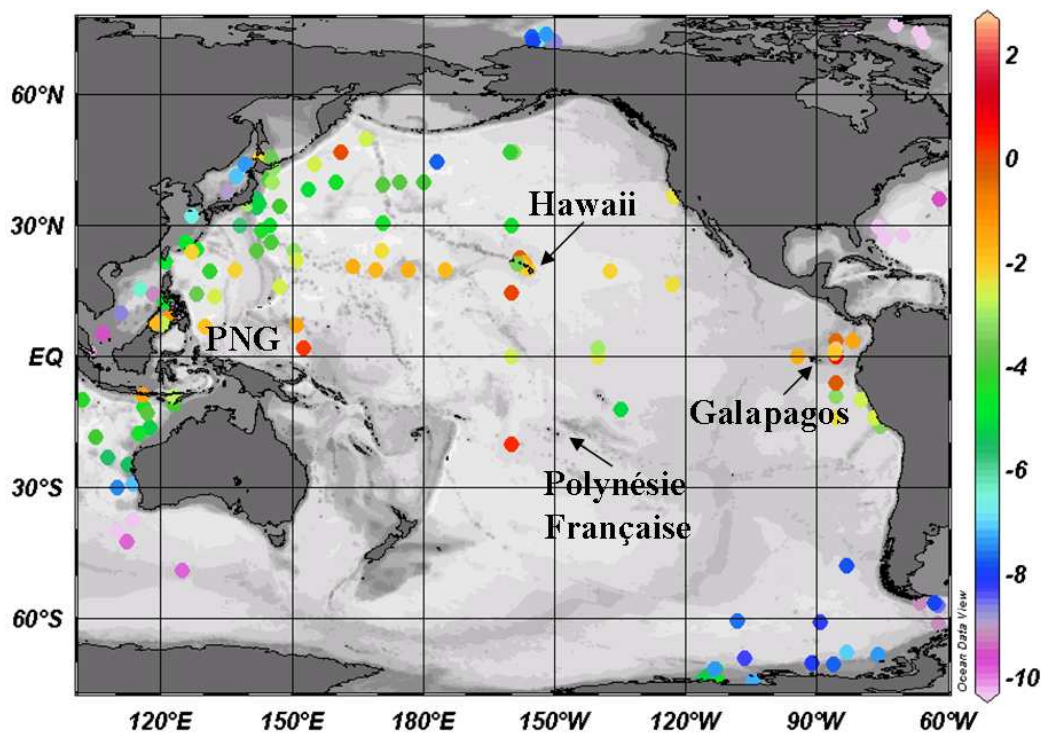


FIGURE 1.18 – Valeur d' ϵ_{Nd} des eaux de surface. Modifié d'après Lacan et al. [2012].

1.4 Le « Boundary Exchange » : définition et état de l'art

Revenons sur l'augmentation de la signature en ϵ_{Nd} des masses d'eau transportées par la circulation thermohaline : alors qu'elle augmente de -15 à -4 de l'Atlantique Nord au Pacifique Nord, la concentration de Nd sur ce même chemin ne fait que doubler. Cette relativement faible augmentation des concentrations de Nd est bien plus faible que celle qui

résulterait d'un flux de Nd nécessaire pour changer de -15 à -4 l' ϵ_{Nd} . Cette contradiction apparente a été baptisée « **le paradoxe du Nd** » [Bertram and Elderfield, 1993; Jeandel et al., 1995; Goldstein and Hemming, 2003]. De plus, l'évolution des valeurs océaniques d' ϵ_{Nd} des eaux du Pacifique nécessite des apports en Nd caractérisés par des valeurs très radiogéniques, plus radiogéniques que les poussières atmosphériques et le flux dissous des rivières qui sont amenés au Pacifique [Jeandel et al., 2007]. Résoudre ce paradoxe force à déterminer :

- des flux significatifs de Nd caractérisés par des valeurs non radiogéniques (i.e. de faible ϵ_{Nd}) dans l'Atlantique et par des valeurs radiogéniques dans le Pacifique ;
- des flux de scavenging lessivant une part importante de ce Nd ajouté, pour maintenir une augmentation faible de la concentration tout en obtenant la modification de l' ϵ_{Nd} ;
- un échange dissous/particule le long de la colonne d'eau, cohérent avec ce scavenging et le profile vertical de Nd proche de celui des éléments nutritifs [Tachikawa et al., 2003].

Ces différentes contraintes concernant le bilan océanique du Nd ont amené Lacan and Jeandel [2005b] à introduire le concept de « **boundary exchange** », un mécanisme couplant l'apport de Nd dissous issu des sédiments déposés sur les marges océaniques vers le réservoir océanique dissous au « redépart » de Nd dissous de la masse d'eau vers le sédiment par adsorption sur les particules (processus de « lessivage » du Nd dissous ; en anglais : « scavenging »). Arsouze et al. [2009] ont réalisé une modélisation de ce couplage. Dans le Pacifique Équatorial, Lacan and Jeandel [2001] ont utilisé les variations de la signature isotopique de Nd le long de 140°W pour suggérer un apport de Nd provenant de la dissolution du sédiment des marges de Papouasie Nouvelle-Guinée (PNG).

Lacan and Jeandel [2005b] ont pour la première fois estimé à partir de données de Nd le pourcentage du matériel sédimentaire des marges de la PNG à dissoudre pour expliquer les variations de CI et de concentrations de Nd observées le long du trajet des masses d'eau reliant le Pacifique Central Tropical Sud au Pacifique Central Équatorial. Ils ont obtenus une valeur de 1 à 5%, selon la masse d'eau considérée. Cependant, ils se sont basés sur une estimation relativement grossière des transports de ces masses d'eau et une description grande échelle de la circulation du Pacifique Tropical. Par la suite, Arsouze et al. [2009] ont modélisé le cycle océanique du Nd à l'échelle globale. Pour cela, ils ont couplé un modèle général de circulation océanique (la configuration ORCA2 de NEMO-OPA) au modèle biogéochimique PISCES auxquels ils ont ajoutés un modèle de scavenging réversible, permettant un échange réversible de Nd entre la phase dissoute et la phase particulaire. Cette nouvelle approche numérique a permis de « peindre » la CI de l'eau de mer à l'échelle globale de façon très cohérente avec les données et de raffiner la quantification du BE, estimant à 2-5% la quantité nécessaire de matériel à dissoudre à l'échelle globale pour expliquer l'évolution des CI et

concentrations de Nd dans l'eau de mer. Cependant, le modèle a montré certaines limites. Dans son aspect dynamique, le transport des masses d'eau a parfois été mal quantifié à cause d'une maille de grille relativement large (2°). De plus, la configuration du modèle PISCES alors utilisée a révélé une sous-estimation de la concentration de particules en profondeur, impliquant une sous-estimation du scavenging, soit une surestimation de la concentration de Nd dissous en profondeur.

La région du Pacifique Tropical Ouest reste faiblement documentée en CI et en concentration de Nd. La caractérisation et la quantification de l'enrichissement des eaux transportées dans cette région est encore très « grossière », basée sur des schéma de circulation grande échelle et des estimations de transports de masse d'eau assez mal représentées. De nouvelles données de Nd dans la région de la PNG ainsi qu'en amont/aval de cette région confirmerait-elle son rôle dans l'enrichissement des eaux de l'EUC ? Affecte-t-elle plusieurs masses d'eau ? La PNG est-elle la seule source d'apports en éléments chimiques de la zone HNLC du Pacifique Équatorial ? Quel processus gouverne la distribution du Nd – et plus largement, des REE – dans la Pacifique Tropical Ouest ? Le fait de raffiner la quantification du BE par l'utilisation de modèles à plus fine résolution, permettant une estimation plus réaliste des transports des masses d'eau, impacterait-il sur l'estimation du pourcentage de matériel sédimentaire nécessaire à dissoudre pour expliquer les variations d' ϵ_{Nd} et de concentrations de Nd dans l'eau de mer ?

1.5 Objectifs et méthodologie

Les objectifs de ma thèse

Les objectifs de ma thèse s'inscrivent au cœur des deux programmes SPICE et GEOTRACES. Ils visent à caractériser les sources de l'EUC et à quantifier l'évolution de leur contribution et de leurs caractéristiques physiques au cours du déplacement vers l'est de l'EUC. Un nouveau jeu de données géochimiques, relativement dense, documente maintenant la région du Pacifique Tropical Sud-Ouest et nous a permis de mettre en exergue l'évolution du contenu géochimique de ces eaux au cours de leur trajet. A la croisée de deux disciplines, mon sujet de thèse se base sur ce couplage original de l'approche physique basée sur un modèle à l'approche géochimique basée sur des données *in situ*. La concrétisation de ce couplage est réalisée par la quantification de flux de matière continentale échangée entre les continents et les masses d'eau participant à la formation de l'EUC.

La méthodologie : l'alliance de deux approches

Pour répondre aux questionnements scientifiques de ma thèse, j'ai utilisé deux outils majeurs de l'océanographie : la modélisation océanique et la mesure de données collectées *in situ*.

Tout d'abord, les sorties d'un **modèle de circulation générale océanique (OGCM) de résolution fine ($\frac{1}{4}^\circ$)** seront utilisées dans le cadre de plusieurs **analyses lagrangiennes**, dans le but de définir précisément les sources de l'EUC et leur cheminement et de caractériser la structure verticale de l'EUC au cours de son advection vers l'est en fonction de ces différentes sources. Nous souhaitons répondre aux questions suivantes : comment les sources originaires de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud s'organisent-elles respectivement pour constituer l'EUC ? Quelles couches de densités des sources participent à alimenter l'EUC ? Les transformations physiques de ces eaux seront alors appréhendées.

Sur la base des résultats de cette première partie et de la littérature, nous vérifierons le rôle des côtes de PNG dans l'alimentation de la zone HNLC et mesurerons pour cela **les concentrations de Terres Rares ainsi que les compositions isotopiques de néodyme (Nd) dissous** dans de l'eau de mer collectées *in situ*. Ces traceurs géochimiques marquent les origines de la matière continentale présente dans l'eau de mer et aident à quantifier les processus par lesquels elle y parvient.

Dans un dernier temps, **nous couplerons le traceur virtuel – les trajectoires modélisées – et le traceur réel – les données géochimiques – pour se focaliser sur la quantification des flux géochimiques des eaux alimentant l'EUC, et ainsi la zone HNLC**. La finesse de résolution du modèle couplée à l'interprétation quantitative des transports des masses d'eau par l'outil lagrangien permettra d'accéder à une précision nouvelle de ces flux d'échanges géochimiques.

Chapitre 2

Approche méthodologique

Sommaire

2.1	Approche physique	30
2.1.1	Le modèle de circulation générale océanique ORCA025-G70	30
2.1.2	Validation du modèle	31
2.1.3	L'outil lagrangien ARIANE	36
2.2	Approche géochimique	38
2.2.1	Composition isotopique de néodyme dissous dans l'eau de mer	40
2.2.2	Concentrations des Terres Rares dissoutes dans l'eau de mer	43

Ce chapitre définit et décrit les différents outils utilisés au cours de ma thèse. Dans un premier temps, je détaillerai la méthodologie de l'approche physique. Je présenterai le modèle de circulation générale océanique utilisé et j'évaluerai le réalisme de ses simulations. Je présenterai par la suite l'outil ARIANE qui nous a permis de réaliser les analyses lagrangiennes. Dans un deuxième temps, je détaillerai la méthodologie géochimique en expliquant la manière dont les données faisant l'objet de ma thèse ont été acquises. Ainsi, j'exposerai les techniques utilisées pour les mesures de concentrations de REE et d' ϵ_{Nd} .

2.1 Approche physique

2.1.1 Le modèle de circulation générale océanique ORCA025-G70

Le modèle océanique sur lequel se sont basées les études numériques de ma thèse est le modèle de dynamique océanique NEMO-OPA (Nucleus for European Models of the Ocean - Océan Parallélisé; <http://www.nemo-ocean.eu>). Une description complète de ce code est détaillée par *Madec* [2008]. J'ai utilisé la simulation interannuelle globale ORCA025-G70 réalisée dans le cadre du projet DRAKKAR [*Barnier et al.*, 2006; *Molines et al.*, 2006, <http://www.meom.hmg.inpg.fr/Web/Projets/DRAKKAR>]. Cette simulation est basée sur une configuration au $\frac{1}{4}^\circ$ du modèle NEMO-OPA. Cette résolution horizontale permet au modèle de résoudre des tourbillons de rayon égal ou supérieur au premier rayon de déformation de Rossby, ce qui lui confère la qualité de modèle « eddy-permitting ». La grille verticale est composée de 46 niveaux, de 6 m d'intervalle en surface, augmentant jusqu'à 250 m d'intervalle à 5750 m. Les coordonnées z engendrent une représentation de la bathymétrie en marche d'escalier, ce qui engendre des problèmes de représentation lors de fortes pentes topographiques. Pour améliorer cette représentation, la paramétrisation « partial step » est utilisée dans le modèle et permet une profondeur variable de la maille de fond, qui résout mieux la topographie réelle.

La diffusion des traceurs (T , S) s'opère le long des surfaces isopycnales, i.e. de densité constante, via un opérateur laplacien. La diffusion de la quantité de mouvement – ou dissipation visqueuse – s'opère quant à elle le long de surfaces géopotentielles, paramétrée par l'opérateur bilaplacien, qui permet un plus faible amortissement des mouvements que l'opérateur laplacien et se rapproche ainsi plus de l'état réaliste. Les valeurs des coefficients visqueux correspondant à la diffusion des traceurs et de la quantité de mouvement sont choisies de façon à ne pas être trop faibles, afin d'assurer la stabilité numérique du modèle, ni trop fortes, afin de permettre le meilleur développement de la turbulence. Elles sont respectivement égales à $300 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et $-1.5 \cdot 10^{11} \text{ m}^4 \text{ s}^{-2}$ dans le modèle à l'équateur. Ces valeurs

diminuent vers les pôles, proportionnellement à la taille de la maille pour le coefficient de diffusion des traceurs et proportionnellement au cube de la taille de la maille pour le coefficient de dissipation visqueuse. Les coefficients visqueux de dissipation turbulente verticale de la quantité de mouvement et des traceurs varient dans ORCA025-G70 selon la profondeur et l'état de l'océan, pour représenter au mieux le comportement réel. En effet, dans la réalité, plus les gradients verticaux sont forts, plus l'océan est stratifié et plus la force de flottabilité est une force de rappel forte pour les mouvements verticaux, inhibant ainsi le mélange vertical. Les coefficients turbulents verticaux de dissipation et de diffusion sont, dans le modèle, calculés de façon interactive par le modèle de fermeture turbulente d'ordre 1.5 TKE [Blanke and Delecluse, 1993] basé sur l'équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente. Ces coefficients dépendent de la longueur caractéristique du mélange turbulent, de la constante de diffusion, de l'énergie cinétique turbulente et du nombre de Prandtl. Ces coefficients seront rediscutés dans la section 3.3.1.

Les forçages des flux atmosphériques de quantité de mouvement et de chaleur sont réalisés par le biais des formules semi-empiriques bulk [Large and Yeager, 2008]. Les données de vitesses et de stress de vent et les données d'humidité et de température atmosphériques sont issues des réanalyses du Centre Européen ECMWF ERA40 [Uppala and et al., 2005]. Les précipitations, les apports des rivières et les radiations incidentes proviennent du jeu de données CORE [Common Ocean-ice Reference Experiments ; Yeager and Large, 2004]. Les conditions initiales de température et de salinité sont dérivées du jeu de données climatologique de Levitus and Coauthors [1998] pour les moyennes et basses latitudes. Les 60 pas de temps journaliers du modèle sont moyennés pour donner 1 sortie tous les 5 jours. Notons qu'avec cette résolution spatiale, le Chenal St Georges situé dans l'archipel de Bismarck est fermé et le Détroit de Vitiaz est représenté comme profond de 630 m, soit moins profond que ce qu'observé dans les observations [Lindstrom et al., 1990] et large de 55 km en surface. La simulation ORCA025-G70 a été utilisée dans de nombreuses études (<http://www.drakkar-ocean.eu/>). Plus de détails concernant cette simulation sont disponibles dans la publication de Molines et al. [2006].

2.1.2 Validation du modèle

La configuration ORCA025-G70 utilisée durant ma thèse a été validée dans l'Océan Pacifique Tropical [e.g. Lübbecke et al., 2008] et, en détail, dans la Mer des Salomon et dans le Pacifique Équatorial Ouest [Melet et al., 2010a, 2011]. Dans le contexte de l'étude de l'alimentation de l'EUC, nous avons complété cette évaluation des performances du modèle en comparant les simulations à différentes données documentant le Pacifique Équatorial et Tropical Sud-Ouest : climatologie et données de mouillages et de campagnes océanographiques.

Comparaison aux données de mouillages

Le long des côtes de PNG, nous avons comparé le champ moyen de notre simulation à des observations de courant, issues d'un mouillage déployé entre 1995 et 2000 à 147°E ; 2.5°S [Ueki *et al.*, 2003]. À l'équateur, nous avons utilisé les données de courant zonal des différents mouillages TAO-TRITON, disponibles sur <http://www.pmel.noaa.gov/tao/index.shtml> [Hayes *et al.*, 1991]. Sur ces mouillages ont été déployés, à différentes longitudes (147°E, 156°E, 165°E, 170°W, 140°W et 110°W), des profileurs de courant à effet Doppler (ADCP) et/ou des courantomètres mécaniques, permettant la mesure des courants océaniques équatoriaux jusqu'à 300 m de profondeur. En raison de problèmes instrumentaux, les séries temporelles présentent quelques valeurs manquantes à certaines périodes, pour certaines profondeurs. Dans le but de comparer le plus rigoureusement nos sorties de modèle à ces données TAO, les observations journalières ont été moyennées sur des intervalles de 5 jours et les courants zonaux simulés ont été extraits du modèle aux localisations correspondant aux mouillages TAO, à chaque date pour laquelle des données sont disponibles sur la période 1990-2001.

La figure 2.1 compare les profils verticaux moyens des courants zonaux obtenus par les mouillages mentionnés ci-avant aux profils simulés par notre modèle à 147°E, 156°E, 165°E, 170°W et 140°W, le long de l'équateur, et à 142°E-2.5°S. Cette figure permet de vérifier la performance du modèle concernant la représentation du NGCU et de l'EUC. Le modèle reproduit très bien le courant zonal à 170°W et 140°W : le cœur de l'EUC est bien positionné et le profil vertical de vitesse simulé est très proche de celui observé. À 156°E et 165°E, l'évolution verticale de la vitesse zonale est aussi bien reproduite bien que légèrement décalée vers la surface d'en moyenne 30 m, entraînant une représentation du cœur de l'EUC à une plus faible profondeur que dans les observations. En revanche, le modèle ne reproduit pas bien les courants moyens à 142°E-2.5°S et à 0°-147°E : les vitesses du NGCU et l'EUC simulés sont surestimées et leurs cœurs sont moins profonds que ceux observés. Ces différences pourraient être causées par une mauvaise représentation des branches du NICU au nord de la Nouvelle-Irlande. Nous détaillerons ce point dans la conclusion du chapitre 3.

D'autre part, nous avons comparé nos simulations aux données CTD/ADCP (Conductivity-Temperature-Depth/Acoustic Doppler Current Profiler) analysées par Johnson *et al.* [2002] en représentant une coupe méridionale de la vitesse zonale et de la température potentielle entre 143°E et 95°W (fig. 2.2). Nous avons effectué cette comparaison dans le cœur de l'EUC, à la latitude 0°, et sur une moyenne de l'ensemble de l'EUC, entre [2.4°N-2.4°S]. Nous avons ainsi pu valider la bonne représentation de l'effet de l'upwelling équatorial dans le modèle, illustrée par la remontée des isopycnes et des isothermes vers la surface au cours de l'advection de l'EUC vers le Pacifique Est. Les vitesses de l'EUC simulées

2.1 Approche physique

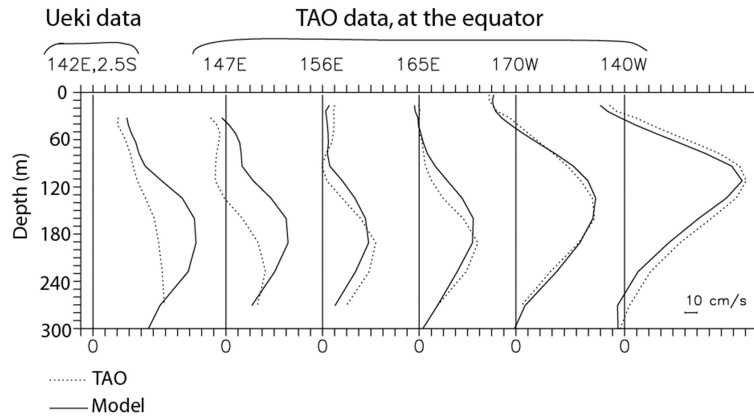


FIGURE 2.1 – Les courbes pointillées représentent le profil vertical moyen de la vitesse de courant issues des données de Ueki et al. [2003] (142°E-2.5°S, le long des côtes de PNG) et les profils verticaux moyens de vitesse zonale des données TAO (147°E, 156°E, 165°E, 170°W, et 140°W, à l'équateur). Elles sont comparées aux mêmes informations du champ moyen 1990-2001 du modèle (courbe pleine). Une graduation de l'axe horizontal équivaut à 10 cm s⁻¹.

sont aussi très proches de celles observées, en particulier à 0° où le modèle représente bien le maximum de vitesse entre 160°W et 100°W, atteignant le mètre par seconde. L'isotherme 20°C, considérée comme proxy de la thermocline dans le Pacifique Tropical, évolue de façon très similaire dans le modèle et dans les données. Sa profondeur dans le Pacifique Équatorial Ouest est très bien représentée par le modèle (~220m). Cependant, sa remontée plus prononcée vers la surface à l'est de 180° dans les données est moins marquée dans le modèle, ce qui entraîne une profondeur simulée de cette isotherme dans le Pacifique Équatorial Est légèrement surestimée. L'extension de la Warm Pool est aussi un peu surestimée dans le modèle, d'environ 30 m en profondeur et d'environ 15° vers l'est en longitude. La coupe de vitesse zonale sur la moyenne [2.4°N-2.4°S] met en évidence une sous-estimation de la vitesse maximale de l'EUC dans le modèle, qui n'atteint pas les 0.5 m s⁻¹ observés entre 175°W et 155°W et à 125°W. Cette sous-estimation est certainement liée à la mauvaise représentation des Tsuchiya Jets ou SCC par le modèle, tel qu'illustré sur la figure 2.3 et sur la figure 3 de l'article inséré dans le chapitre 3 [Grenier et al., 2011].

Comparaison aux ADCP de surface (S-ADCP)

Nous avons évalué la performance du modèle concernant la représentation des eaux de la thermocline dans le Pacifique Tropical Ouest en comparant nos simulations aux données SADCP (Shipboard ADCP) collectées dans la Mer des Salomon et dans le Pacifique Tropical Ouest [Cravatte et al., 2011; Dutrieux and et al., 2008]. Les circulations moyennes simulées par le modèle et observées par les SADCP, moyennées entre 100 et 300 m de profondeur, sont

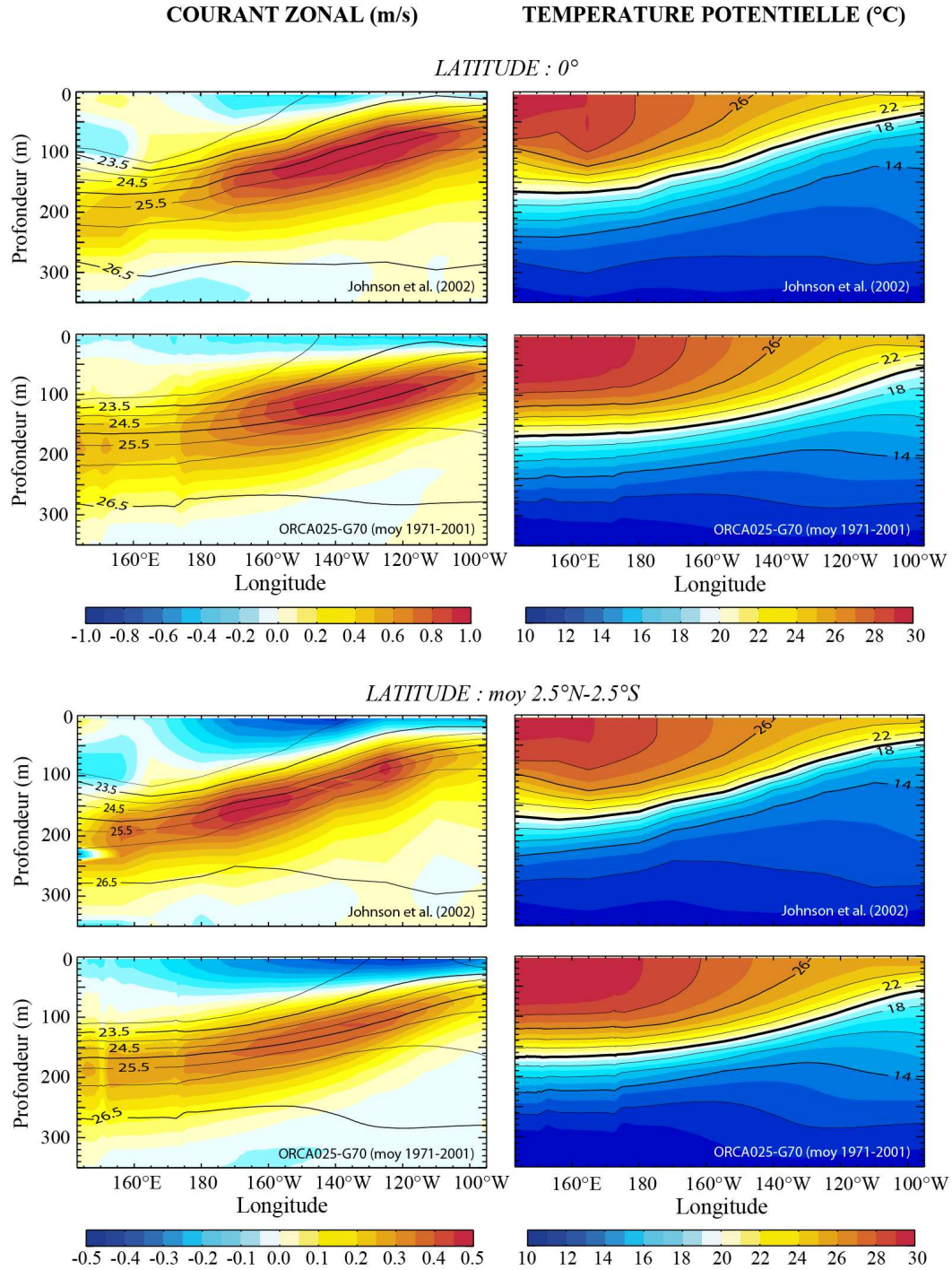


FIGURE 2.2 – Coupe méridionale de la vitesse zonale (m s^{-1}) et de la température potentielle (en $^{\circ}\text{C}$) à l'équateur et sur l'intervalle de latitude moyen [2.4°N - 2.4°S], pour les données SADCP de Johnson et al. [2002] et pour la moyenne 1971-2001 du modèle ORCA025-G70. Les courbes d'iso-densité associées sont superposées sur la coupe de la vitesse zonale, avec un intervalle de 0.5 kg m^{-3} . Les isothermes associées sont superposées sur la coupe de la température potentielle, avec un intervalle de 2°C . L'isotherme 20°C , souvent considérée comme proxy de la thermocline dans la Pacifique Tropical, est en trait épais.

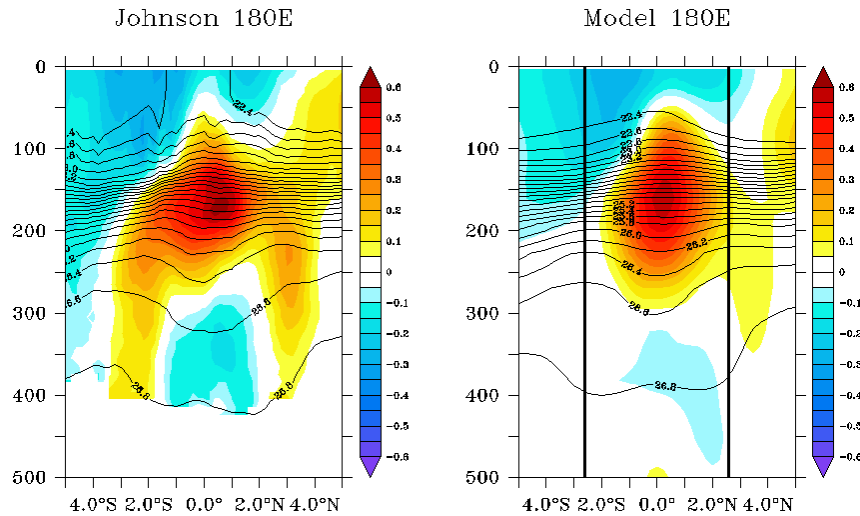


FIGURE 2.3 – Coupe longitudinale de la vitesse zonale (m s^{-1}) à 180° , pour les données SADCP de Johnson et al. [2002] (gauche) et pour la moyenne 1990-2001 du modèle ORCA025-G70 (droite). Les courbes d'iso-densité associées sont superposées, avec un intervalle de 0.2 kg m^{-3} .

reportées sur la figure 2.4. Comme remarqué lors des précédentes comparaisons, l'EUC est bien reproduit à 156°E , mais il est un peu surestimé dans le modèle à l'ouest de 156°E . De même, la mauvaise représentation du NSCC simulé est observable sur cette figure. Cette comparaison permet de valider les directions et vitesses simulées du Courant Mindanao, du NGCU et du NICU. De plus, les zones de rétroflexion du NGCU et du NICU dans l'EUC sont comparables dans le modèle et dans les observations. Dans la Mer des Salomon, le NGCU modélisé est trop collé à la côte. Néanmoins, les WBCs transitant via les Détroit de Vitiaz et des Salomon semblent relativement bien représentés, en vitesse, en direction et en largeur.

Comparaison à la climatologie CARS

Enfin, similairement à Kessler and Gourdeau [2007], nous avons regardé le réalisme des jets zonaux entrant en Mer de Corail, en comparant le courant géostrophique relatif à 1000 m simulé à celui de la climatologie CARS (fig. 2.5). Le modèle reproduit relativement bien les NVJ et NCJ, de part et d'autre de 16°S , mais des différences avec la climatologie CARS sont notables. L'intensité du NVJ est supérieure dans les observations, atteignant plus de 14 cm s^{-1} autour de 50 m de profondeur, alors que le maximum simulé atteint 8 cm s^{-1} , centré sur 100 m de profondeur. À l'inverse, l'intensité du NCJ est surestimée par le modèle. Le

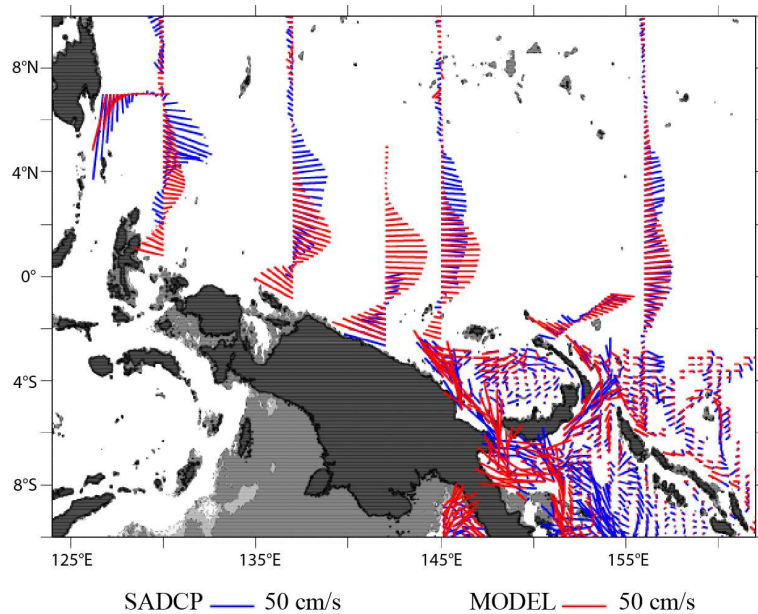


FIGURE 2.4 – Courants moyens de la thermocline du Pacifique tropical ouest, dans la Mer des Salomon et en aval, moyennés entre 100 et 300 m de profondeur. Les données SADC de la Mer des Salomon sont issues de 94 campagnes ayant eu lieu entre 1985 et 2007 [Cravatte et al., 2011] tandis que les données SADC restantes proviennent de 28 campagnes ayant eu lieu entre 1999 et 2008 [Dutrieux and et al., 2008]. Les données SADC sont représentées en bleu et les courants du modèle sont en rouge. Avec l’aimable autorisation de Pierre Dutrieux.

cœur, centré sur 220 m de profondeur, atteint la vitesse maximale de plus de 10 cm s^{-1} , alors qu’il ne dépasse pas 7 cm s^{-1} . Ces limites seront rediscutées dans la conclusion du chapitre 5.

2.1.3 L’outil lagrangien ARIANE

L’utilitaire Fortran ARIANE¹ est un outil de diagnostique lagrangien applicable aux sorties de modèles de circulation générale océanique tels que NEMO ou ROMS. Il est dédié au calcul des lignes de courant tridimensionnelles d’un champ de vitesse donné. ARIANE se base sur l’interprétation quantitative de l’injection d’un grand nombre de particules (pouvant atteindre des millions) pour suivre les masses d’eau et ainsi documenter la dynamique océanique de grande échelle simulée par les modèles [Blanke and Raynaud, 1997; Blanke et al., 1999]. Cet outil permet de considérer une masse d’eau comme un ensemble de multiples particules fluides fictives de transport infinitésimal. La définition d’une masse d’eau peut être contrainte par de nombreux critères, parmi lesquels la vitesse, la densité, la position horizontale et/ou verticale des particules fluides qui la composent. Dû à l’incompressibilité de l’eau, une particule donnée conserve son transport infinitésimal le long de la ligne

1. <http://stockage.univ-brest.fr/grima/Ariane/ariane.html>

2.1 Approche physique

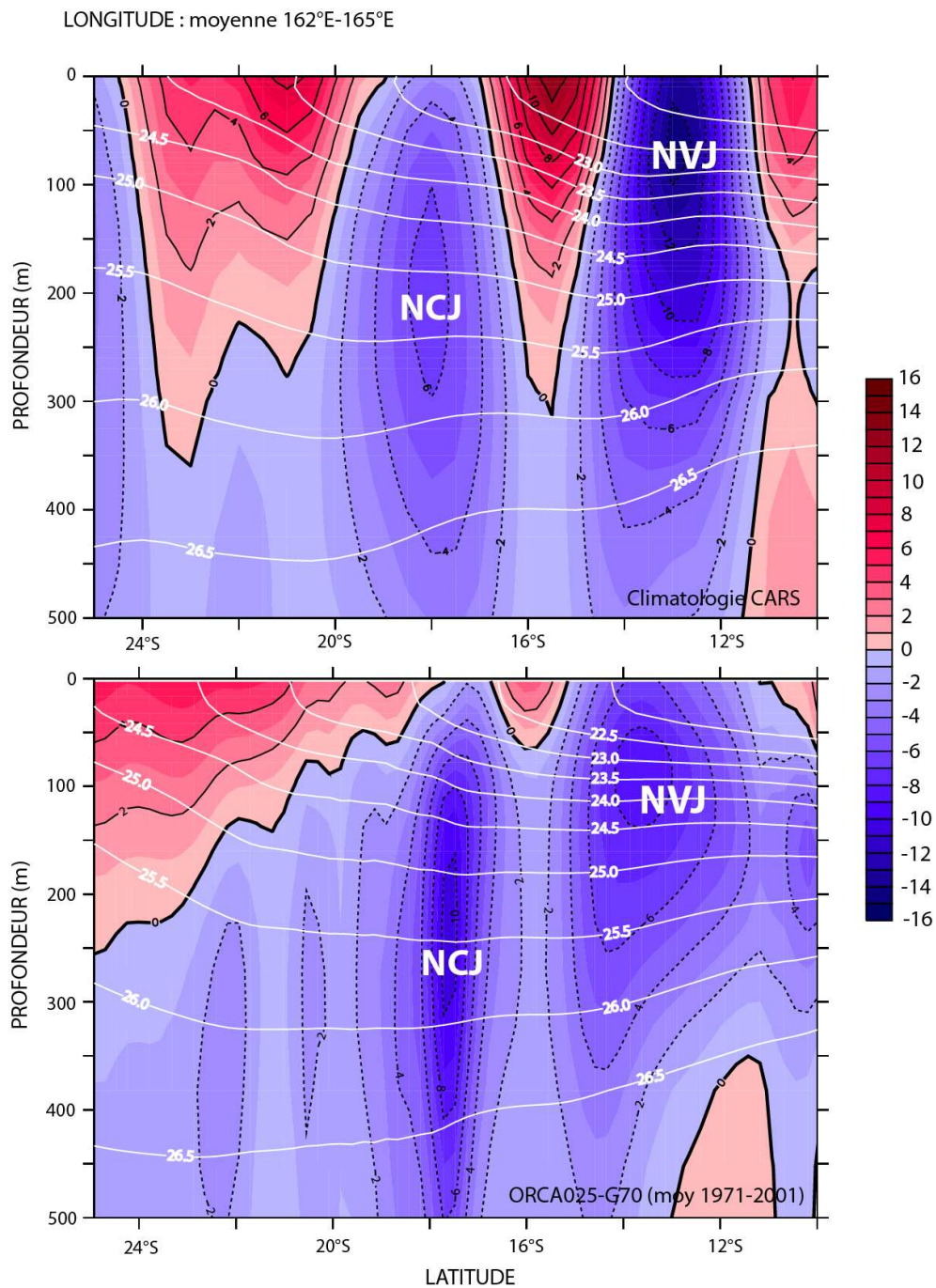


FIGURE 2.5 – Courant géostrophique zonal moyenné entre 162°E et 165°E (en cm s^{-1}), relatif à 1000 m, pour la climatologie CARS (haut) et pour la moyenne 1971-2001 du modèle ORCA025-G70 (bas). Les isopycnes sont superposées, avec un intervalle de 0.5 kg m^{-3} .

de courant. En régime stationnaire, lignes de courant et trajectoires des particules fictives coïncident, ce qui permet de tracer le chemin des masses d'eau. La méthode de conservation de la masse de chaque particule fluide permet de quantifier précisément le transport d'une masse d'eau simulée dans le modèle, en additionnant le transport élémentaire de chaque particule composant la masse d'eau. Des analyses qualitatives peuvent aussi être menées dans le cadre d'obtentions d'informations complémentaires.

ARIANE calcule les points d'entrée et de sortie d'une maille donnée, en respectant pour chaque portion de trajectoire la propriété de non-divergence de l'écoulement. Les processus de diffusion turbulente ne sont pas utilisés pour le calcul de trajectoire, qui repose uniquement sur l'advection des particules fictives par la vitesse modélisée. Cependant, les effets de la turbulence sont implicitement considérés par les changements de température et de salinité le long de la trajectoire. Ainsi, comme la méthode de calcul ne fait pas intervenir de phénomènes diffusifs mais considère uniquement l'advection des particules, cette méthode permet l'intégration des particules fictives dans le futur ou à rebours dans le temps. Par conséquent, ARIANE permet l'analyse du devenir comme du passé des masses d'eau.

Les champs de température et de salinité lus en chaque point d'entrée et de sortie d'une maille permettent ainsi de caractériser l'évolution des paramètres hydrologiques des masses d'eau et d'informer sur du mélange potentiel les affectant au cours de leur chemin. Cependant, ARIANE ne stocke que les valeurs caractérisant la masse d'eau à l'instant de l'injection des particules et à l'instant d'interception des particules, interceptées par des sections de contrôle, définies temporellement, spatialement ou selon des caractéristiques océaniques (e.g. couche de mélange). On ne peut donc déterminer l'exact endroit où les changements de propriétés des traceurs ont lieu. ARIANE permet aussi de déterminer l'âge des masses d'eau en calculant le temps mis par une particule pour rejoindre une section de contrôle, à partir de la date initiale de son injection. Ces différentes applications seront utilisées pour répondre aux problématiques de ma thèse (chapitres 3 et 4).

2.2 Approche géochimique

Les REE sont très faiblement concentrées dans l'eau de mer. Les concentrations de Nd sont en moyenne inférieures à 10 pmol kg^{-1} en surface et atteignent quelques dizaines de pmol kg^{-1} en profondeur. La mesure de ces éléments requiert donc des conditions de propreté importantes afin d'éviter d'éventuelles contaminations. La majorité des manipulations à terre est réalisée dans une salle blanche, où l'air est filtré et en surpression. Les utilisateurs y portent blouses, sabots, gants et lunettes de protection et réalisent tour à tour le ménage

hebdomadaire de la salle. Les manipulations réalisées à bord on lieu dans un laboratoire classique, nettoyé et aménagé par le/les géochimiste(s) au début de la campagne. Tous les réactifs utilisés sont purifiés essentiellement par distillation de manière à pouvoir être mélangés à l'échantillon en n'y apportant qu'une quantité négligeable de REE. Le matériel destiné à recevoir l'échantillon est lavé selon divers protocoles qui dépendent du matériau dont il est fait.

Les échantillons géochimiques mesurés durant mon doctorat ont été prélevés au cours de deux campagnes océanographiques différentes. 15 stations ont été échantillonnées entre le Pacifique Équatorial Central (140°W) et la Mer de Bismarck durant la campagne EUC-Fe qui s'est déroulée de fin août à fin septembre 2006, à bord du navire de recherche « Kilo Moana », sous la responsabilité scientifique de James W. Murray. Deux autres stations ont été échantillonnées dans les Mer de Corail et des Salomon à la fin du mois d'août 2007 lors de la campagne FLUSEC-01, à bord du navire de recherche « Alis » (responsable scientifique : Christophe Maes). Les sites d'échantillonnage sont représentés sur la figure 2.6. Á chaque station, des profils de température, de salinité et d'oxygène ont été produits. 17 profils verticaux de composition isotopique (C.I.) de Nd et de concentration de REE ont été réalisés : 11 profils de profondeur intermédiaire (~800 m), deux profils de plus faible profondeur (< 500 m) et quatre profils profonds (> 1000 m). Leurs résolutions verticales nous ont permis de caractériser les eaux de surface, de subsurface et les eaux intermédiaires pour la plupart des stations. Les échantillons des eaux de fond ont été collectés le long des côtes de PNG et de Nouvelle-Irlande et à 180°-0°N.

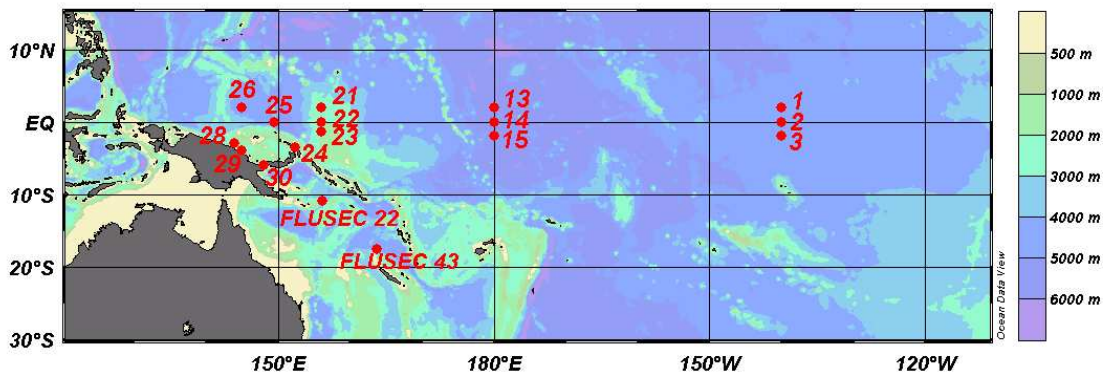


FIGURE 2.6 – Localisation des stations des campagnes en mer EUC-Fe (n°1 à 30) et FLUSEC-01.

Les prélèvements d'eau de mer ont été réalisés à l'aide d'une rosette équipée de 24 bouteilles « Niskin » de 12 litres, d'un profiler CTD, d'un fluorimètre, d'un transmissiomètre et d'un détecteur d'oxygène dissous. Pour chaque échantillon, deux bouteilles « Niskin » ont été fermées à une profondeur préalablement déterminée pour permettre la collecte d'un échantillon de 20 litres. Les échantillons ont été prélevés des bouteilles et regroupés dans des bidons préalablement lavés. Puis les bidons de 20 l ont été transportés dans une salle propre établie à bord du navire et filtrés à travers une membrane Nuclepore de 47 mm de diamètre et de 0.4 μm de porosité. Le système de filtration est illustré sur la figure 2.7. Les échantillons filtrés ont été acidifiés à un pH égal à 2 avec 15 ml d'acide chlorhydrique (HCl) suprapur 30%. Des aliquots de 500 ml ont alors été stockés pour la mesure des REE.



FIGURE 2.7 – Système de filtration des échantillons pour séparer la phase aqueuse de la phase particulaire.

2.2.1 Composition isotopique de néodyme dissous dans l'eau de mer

Le Nd doit être extrait de l'échantillon et séparé des autres éléments afin de pouvoir être mesuré au spectromètre de masse. La séparation chimique de Nd comprend trois étapes de chromatographie en phase liquide. La première est une préconcentration qui permet de fixer les REE et quelques autres éléments sur 4 cartouches de 1 cm³ environ en se débarrassant des 20 l d'eau. La deuxième consiste à séparer les REE des autres éléments en utilisant une

2.2 Approche géochimique

première colonne. La troisième consiste à séparer le Nd des autres REE, en utilisant une deuxième colonne.

La plupart des échantillons de ma thèse ont été préconcentrés à bord peu de temps après leur collecte. Pour cela, leur pH a été réélevé à 3.4-3.7 par ajout d'ammoniac (NH_4OH). Chaque échantillon de 20 l a été préconcentré sur des cartouches de type SeqPak C18, préalablement lavées, rincées, séchées et chargées avec 300 mg d'un mélange de complexants de REE [HDEHP/ H_2MEHP , *Shabani et al.*, 1992]. Le circuit de préconcentration est illustré sur la figure 2.8. Il est constitué d'une tige en téflon plongée dans l'échantillon, reliée par un tuyau connecté à une pompe péristaltique. L'échantillon est pompé à un débit d'environ 20 ml min^{-1} . L'eau de mer traversant les cartouches est jetée. Une fois l'échantillon entièrement préconcentré, les cartouches sont déconnectées du circuit, scellées avec du parafilm et stockées à l'abri de la lumière.



FIGURE 2.8 – Système de préconcentration de l'échantillon en phase aqueuse : fixation des REE sur les cartouches SeqPak C18. Les détails sont donnés dans le texte.

De retour à terre au laboratoire, les REE ont été élués de leurs 4 cartouches via un circuit similaire au précédent, de même débit. 5 ml d' HCl 0,01 M ont d'abord permis l'élimination d'une grosse fraction du baryum (Ba) puis les REE ont été élués avec 35 ml d' HCl 6M. L'éluat a alors été évaporé sur plaque chauffante, dans une hotte à flux laminaire. Une fois sec, quelques gouttes d'eau régale distillée ont été ajoutées à l'échantillon pour éliminer

d'éventuelles matières organiques et l'échantillon a de nouveau été évaporé à sec. Il a ensuite été redissous dans 1,5 ml d'HCl 1M² Cette solution a été chargée sur une colonne de 0,6 cm de diamètre et de 4,8 cm de hauteur contenant de la résine cationique échangeuse d'ions Biorad AG50W-X8, afin de séparer les REE du reste des ions élués des cartouches. Le protocole d'élution est décrit par *Rickli et al.* [2010]. Brièvement, l'échantillon a d'abord été rincé avec 1 ml d'HCl puis 3 ml d'HCl puis 10 ml d'acide nitrique (HNO₃) pour extraire la matrice restante d'éléments autres que les REE. Les REE ont ensuite été élués avec 6 ml d'HCl 6M. La résine a ensuite été nettoyée avec 3 ml d'HCl 6M puis stockée en HCl 1M. Les 6 ml récupérés ont été mis à évaporer sur plaque chauffante, dans une hotte à flux laminaire. Une fois sec, l'échantillon a été repris dans 0,3 ml d'HCl 0,2M pour la dernière chromatographie menant à l'extraction finale du Nd.

Les 0,3 ml ont été chargés sur une colonne de 0,4 cm de diamètre et 4 cm de hauteur contenant 0,5 ml de résine anionique échangeuse d'ions Ln-spec. Le détail du protocole suivi pour cette extraction est décrit par *Pin and Zalduegui* [1997]. Succinctement, trois petits volumes (0,1 ml) d'HCl 0,2M puis 4 ml d'HCl 0,2M ont été passé successivement au travers de la résine anionique pour éliminer une fois de plus la matrice restante. Puis l'élution finale du Nd a été réalisée avec 2,5 ml d'HCl 0,2M. Les colonnes ont été nettoyées par 2 ml d'HCl 6M puis stockées en HCl 0,2M.

Les CI des échantillons des stations EUC-Fe 14, 22, 28, 29, 30 et des deux stations FLUSEC-01 ont été mesurées sur le spectromètre de masse à thermo-ionisation ThermoFinnigan MAT 261 de l'Observatoire Midi-Pyrénées à Toulouse. L'obtention de la mesure est détaillée par *Lacan and Jeandel* [2001]. Brièvement, le principe du TIMS est le suivant : l'échantillon est chargé sur un filament de rhénium, dit évaporant, placé face à un deuxième filament, dit ionisant. Ces filaments sont soumis à un courant électrique, permettant l'évaporation et l'ionisation du Nd. Les isotopes sont ensuite accélérés par un champ électrique et déviés selon leur masse par un champ magnétique pour être réceptionnés par des cages de Faraday. La mesure est réalisée en mode statique.³ Les CI des autres stations ont été mesurées

2. L'obtention d'une bourse COST, programme promouvant les collaborations européennes, a permis de réaliser une collaboration avec le professeur Derek Vance, membre de l'équipe Bristol Isotope Group, à l'université de Bristol dans le département des Sciences de la Terre. La fin de l'extraction chimique du Nd, décrite ci-après, ainsi que les mesures de CI, ont été menées dans leur laboratoire pour la majorité des échantillons. L'extraction chimique du Nd des échantillons des stations EUC-Fe 14, 22, 28, 29, 30 et les deux stations FLUSEC-01 a été réalisée, ainsi que la mesure, au LEGOS (Toulouse, France). Cette méthode est détaillée par *Tachikawa et al.* [1999b] et *Lacan and Jeandel* [2001]. Le protocole chimique détaillé dans la suite du texte est celui suivi à Bristol. La calibration et le rendement des colonnes utilisées à Bristol ont été certifiés par cette équipe.

3. La quête de justesse et de précision de la mesure au TIMS nécessite de s'attarder sur trois points. (1) Au début de la mesure l'émission des isotopes légers est plus intense que celle des isotopes lourds et inversement en fin de mesure. Le logiciel MatSpec (Finnigan) corrige cette discrimination de masse par une loi une exponentielle quasi-linéaire. La discrimination de masse est corrigée à l'aide du rapport $\frac{146}{144} = 0,7219$. (2) La mesure n'est validée que si le signal est nul sur une cage de Faraday, réglée sur la masse 147. La masse 147 n'est induite que

à l'université de Bristol sur un spectromètre de masse à torche plasma ThermoFinnigan Neptune selon le protocole de *Vance and Thirlwall* [2002]. Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a été normalisés au rapport $\frac{^{146}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = 0.7219$ pour corriger du fractionnement de masse induit par l'instrument. Une seconde correction a été appliquée en utilisant des corrélations entre les rapports $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ normalisés au rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et la normalisation $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 1.141876$ [*Vance and Thirlwall*, 2002]. Sur le TIMS, 15 analyses du standard La Jolla ont été menées au cours de la mesure pour corriger le biais instrumental et ont données 0.511886 ± 0.000020 . La valeur généralement admise étant de 0.511860 ± 0.000020 , nous avons corrigé nos mesures d'un biais de machine de 0.000026. Sur le Neptune, 20 mesures répétées du standard La Jolla ont été menées tous les 8 échantillons et ont données une valeur moyenne de 0.511879 ± 0.000005 (2σ). Par conséquent, nous avons corrigé nos mesures d'un biais de machine de 0.000019. La reproductibilité de nos mesures a été vérifiée par plusieurs triplicats (voir les mesures d' ϵ_{Nd} des stations 21 et 23 sur le tableau 1 de [*Grenier et al.*, 2013]). La contribution des blancs a été évaluée, en moyenne à 6 pg, soit moins de 1% du signal total.

2.2.2 Concentrations des Terres Rares dissoutes dans l'eau de mer

La séparation chimique des REE a été réalisée par la méthode de coprécipitation par l'hydroxyde de fer ($\text{Fe}(\text{OH})_3$), fréquemment utilisée [e.g. *Elderfield and Greaves*, 1982; *Jeandel*, 1993]. À son arrivée en salle blanche, l'échantillon a été pesé et spiké avec un mélange de spike de Nd et d'ytterbium dissous dans une solution acide. Les spikes de Nd et de Yb sont respectivement enrichis en ^{150}Nd (97,84%) et ^{172}Yb (94,9%). La quantité de spike ajoutée a été déterminée de manière à ce que les rapports de mélange $\frac{^{150}\text{Nd}}{^{146}\text{Nd}}$ et $\frac{^{172}\text{Nd}}{^{174}\text{Nd}}$ soient environ égaux à 3. Cette valeur est un compromis entre la minimisation de l'erreur sur la mesure et la minimisation des contributions des spikes sur les isotopes autres que le ^{150}Nd et ^{172}Yb . La quantité de spike ajoutée a été pesée. Après l'ajout de spike ont été ajouté 680 μl de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ purifié dilué dans de l'HCl 0,1M. L'échantillon a alors été agité et laissé en attente pendant un peu plus de 24 heures pour permettre l'homogénéisation du mélange effectué. Le pH, égale à 2 depuis la collecte de l'échantillon à bord jusqu'à cette étape, a alors été remonté à 7-8 par ajout de NH_4OH et la co-précipitation a débutée. L'échantillon a été laissé au repos pendant 48 à 72 heures, temps suffisant pour permettre au co-précipité de se déposer au fond de la bouteille tout en évitant les phénomènes d'adsorption sur les parois de la bouteille. L'eau de mer surnageante a été siphonnée de la bouteille de manière à ne laisser le précipité et

par la présence de samarium. (3) Une mesure du standard international La Jolla est réalisée avant, pendant, et à la fin de la mesure d'une série d'échantillon afin de vérifier la précision de la machine lors du passage des échantillons.

environ 50 ml d'eau de mer au fond de la bouteille. Puis cet ensemble a été transvasé dans un cône de centrifugation et centrifugé à 3000 tours min^{-1} pendant 30 minutes. Le surnageant a été jeté et remplacé par de l'eau distillée. Ces étapes ont été renouvelées deux fois, afin que l'eau de mer restante soit suffisamment diluée. L'échantillon a ensuite été transvasé dans un savilleux. Par ailleurs, la bouteille vide contenant auparavant l'échantillon a été pesée.

L'échantillon a été évaporé à sec et dissous dans 1 ml d'HCl 6M. Il a ensuite été chargé sur une colonne de 0,6 cm de diamètre et de 7,5 cm de hauteur contenant 2 ml de résine anionique échangeuse d'ions AG1x8, afin de séparer les REE du fer. Deux rinçages du savilleux ont été effectués avec 0,5 ml d'HCl 6M et déposés sur la colonne puis les REE ont été élués avec 4 ml d'HCl 6M. Le fer, retenu par la résine en HCl 6M, a été élué de la résine avec 8 ml d'HCl 0,1M. La colonne a ensuite été rincée par 10 ml d'HCl 6M puis stockée en HCl 0,1M. L'échantillon a été évaporé à sec et repris dans 0,4 ml d' HNO_3 0,32M pour la mesure de la concentration sur un ICP-MS Agilent 7500 couplé à un micro-nébuliseur (Aridus II). Une quantité scrupuleusement pesée d'indium-rhénium (In-Re), considéré comme standard interne, a été ajoutée aux échantillons afin de corriger les variations de sensibilité de la machine au cours du temps. Les spikes de ^{150}Nd et de ^{172}Yb nous ont permis d'utiliser la dilution isotopique⁴ pour calculer les concentrations de ces deux REE [Faure, 1986; Lacan and Jeandel, 2001]. L'échantillon est introduit dans l'Agilent par l'Aridus qui le transforme en un aérosol liquide composé de micro-gouttelettes de quelques μm . L'aérosol ainsi formé est vaporisé, dissocié, atomisé et ionisé par une torche à plasma. L'avantage du désolvateur est qu'il limite fortement la formation d'oxydes et minimise ainsi les interférences spectrales [Chung et al., 2009; Palmke et al., 2012]. Les éléments ionisés sont ensuite déviés sélectivement par le quadripôle en fonction de leur masse et de leur charge vers le collecteur, qui mesure l'intensité du signal, donné en nombre de coups par seconde. La mesure est réalisée par méthode du standard externe : le signal produit par l'échantillon est comparé à celui produit par une solution standard contenant toutes les REE, de l'In et du Re, dans une matrice similaire à celle de l'échantillon.

Les variations de sensibilité de la machine au cours de la séance de mesures sont corrigées par la méthode du standard interne, le Re en l'occurrence. Les concentrations de Re étant connues dans l'échantillon et dans le standard, la comparaison des rapports $\frac{\text{signal d'In}}{\text{concentration d'In}}$ dans le standard externe et dans l'échantillon permet de déterminer la

4. Le principe de dilution isotopique est le suivant : l'abondance relative des isotopes ^{150}Nd et ^{172}Yb à l'état naturel ainsi que dans la solution de spike est connue. On mélange une quantité d'élément naturel inconnue avec une quantité de spike connue. On mesure l'abondance relative des deux isotopes dans le mélange et on en déduit la quantité d'élément naturel présente dans le mélange. L'avantage de cette méthode est qu'une fois le mélange de l'échantillon et du spike homogénéisé, les éventuelles pertes au cours des manipulations ne modifient pas la composition isotopique de l'élément dans le mélange, en supposant qu'il n'existe pas de fractionnement isotopique lors de ces pertes.

variation de sensibilité de la machine sur la mesure du Re. En supposant que la variation de sensibilité de la machine ne dépend que de manière négligeable de l'isotope mesuré, on extrapole la variation de sensibilité du Re à l'ensemble des REE et à l'In. Connaissant la concentration d'In dans l'échantillon, la comparaison de cette valeur mesurée avec la valeur théorique permet de vérifier que l'hypothèse qui vient d'être formulée est acceptable en ce qui concerne l'In. Les masses des isotopes des REE étant comprises entre celles de l'In et du Re, on suppose que si la correction de sensibilité est correcte pour l'In, elle l'est aussi pour l'ensemble des REE.

La comparaison des concentrations de Nd et d'Yb déduites de la calibration externe à celles déduites par dilution isotopique permet de calculer les rendements des manipulations pour ces deux éléments. Nous avons trouvé une valeur moyenne de 84% de rendement pour le Nd et de 72% pour l'Yb. Les rendements des manipulations pour les autres REE ont été calculés par interpolation linéaire en fonction de leur masse [Lacan and Jeandel, 2001; Pahnke *et al.*, 2012]. Nos mesures ont été caractérisées sur un intervalle de confiance de 95% par une erreur de biais de masse comprise entre 3 et 5% pour le Nd et par une précision de mesure de la concentration de Nd estimée à 11%, basée sur la reproductibilité de triplicats (voir les mesures de concentrations de Nd des stations 21 et 23 sur le tableau 2 de [Grenier *et al.*, 2013]). Les concentrations de REE ont été mesurées lors de deux séances différentes. Lors de la première séance, l'Aridus II n'a pas été utilisé. Ces mesures concernent les stations géochimiques dont les mesures de CI ont été réalisées à Toulouse (EUC-Fe14, 22, 28, 29, 30 et les deux stations FLUSEC-01). Les mesures de concentrations de REE de ces stations ont montré d'importantes interférences d'oxyde de baryum (BaO) avec l'euporium (Eu) 151 (20%), l'¹⁵³Eu (35%) et le samarium 152 (20%). Lors de la seconde séance de mesures, où l'Aridus II a été couplé à l'ICP-MS, nous avons observé des interférences de BaO sur ces mêmes éléments comprises entre 0 et 1%. Les spectres de REE obtenus pour chaque séance de mesure suggèrent que les corrections faites sur l'Eu et le Sm lors de la première séance de mesure a été surestimée. Nous reviendrons sur ce point dans le chapitre 4. Nous avons estimé un blanc total de la mesure, moyenné sur 72 mesures, inférieur à 1% du signal de REE(III) analysé et égal à 4% du signal de cerium.

Chapitre 3

Alimentation du Sous-Courant Equatorial du Pacifique

Sommaire

3.1	Introduction	48
3.2	Article publié dans Journal of Geophysical Research : <i>From the western boundary currents to the Pacific Equatorial Undercurrent : Modeled pathways and water mass evolutions</i>	49
3.3	Evolution hydrologique des sources de l'EUC	67
3.3.1	Le mélange vertical dans le modèle ORCA025-G70	68
3.3.2	Validation du champ de salinité	69
3.3.3	Modification des propriétés hydrographiques	71
3.4	Conclusions	84

3.1 Introduction

Dans l'introduction générale, nous avons expliqué l'intérêt majeur d'améliorer nos connaissances concernant les sources de l'EUC, tant pour sa probable influence sur la modulation du cycle d'ENSO que pour son rôle éventuel dans le réapprovisionnement de la zone HNLC et dans la régulation des concentration de CO_2 .

Plusieurs questions subsistent vis-à-vis de ces sources. La plupart des études numériques ont défini les LLWBCs sud comme une vaste région à l'ouest de $160^\circ E$, sans faire de distinction entre le NGCU et le NICU. Pourtant, différencier ces LLWBCs est important pour plusieurs raisons. Tout d'abord, la longitude à laquelle les eaux rejoignent l'EUC, de même que leur temps de transit, pourraient varier en fonction de cette distinction et potentiellement entraîner des répercussions sur la rapidité de la réponse équatoriale au changement de la circulation du Pacifique Sud-Ouest. De plus, d'après les conclusions des travaux de *Lacan and Jeandel* [2001], *Mackey et al.* [2002] et *Slemons et al.* [2010], la PNG semble jouer un rôle majeur dans l'enrichissement en éléments nutritifs et micro-nutritifs des eaux s'écoulant le long de ses côtes et marges sédimentaires. Il est par conséquent nécessaire d'améliorer nos connaissances concernant le rôle et les routes respectives des sources de l'EUC et, en particulier, de vérifier et de préciser le transit des masses d'eau à travers la Mer des Salomon, pour mieux comprendre le contenu en macro et micro-nutritifs supportant la production primaire dans le Pacifique Est.

Peu d'informations existent concernant (1) la façon dont ces sources structurent l'EUC, (2) l'évolution de cette structure entre le Pacifique Équatorial Ouest et Central, et (3) les densités des sources alimentant l'EUC. Bien que quelques hypothèses aient été proposées sur la base des propriétés hydrologiques des masses d'eau mesurées lors de sections synoptiques [e.g., *Tsuchiya et al.*, 1989], le manque d'observations sur une longue période de temps empêche une quantification précise des points mentionnés ci-avant. La modélisation numérique permet de contourner ce problème et apparaît ainsi comme un outil très utile pour étudier les différentes sources de l'EUC.

Ce chapitre va en particulier s'intéresser aux questions suivantes : comment les sources originaires de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud s'organisent-elles respectivement pour constituer l'EUC ? Quelles couches de densités des sources participent à alimenter l'EUC ? Nous nous focaliserons sur les sources de l'EUC le long de son chemin de $156^\circ E$ à $140^\circ W$ en utilisant un OGCM de résolution zonale égale au $\frac{1}{4}^\circ$ et en réalisant une analyse lagrangienne quantitative. Les contributions absolues et relatives des diverses sources composant l'EUC seront investiguées dans le but d'améliorer nos connaissances à propos du devenir des masses d'eau transportées par les LLWBCs, charriant potentiellement une part

importante des nutriments de la région HNLC. Les résultats correspondants ont fait l'objet d'un article publié dans le Journal of Geophysical Research et sont présentés ci-après.

Dans un second temps, au-delà des modifications en densités des sources de l'EUC, nous nous intéresserons à l'évolution de leurs modifications en sel et en température, afin d'illustrer l'impact du mélange au cours de leur chemin vers l'EUC et d'apporter de nouvelles informations quant à l'érosion ou non d'éventuelles anomalies de température, de sel ou de spiciness (anomalies de température et de salinité se compensant en densité) depuis les subtropiques jusqu'à la langue d'eau froide.

3.2 Article publié dans Journal of Geophysical Research : *From the western boundary currents to the Pacific Equatorial Undercurrent : Modeled pathways and water mass evolutions*

Résumé de l'article

Les propriétés hydrologiques et géochimiques des eaux constituant le Sous-Courant Equatorial (EUC) du Pacifique déterminent les propriétés de la langue d'eau froide équatoriale. Par conséquent, il est crucial d'améliorer nos connaissances concernant l'origine des différentes sources de l'EUC et le transport qui leur est associé. Pour cela, l'analyse lagrangienne d'une simulation océanique interannuelle haute résolution ($\frac{1}{4}^\circ$) a été menée.

Les sources contribuant majoritairement à la formation de l'EUC sont les eaux transportées par les courants de bord Ouest des basses latitudes (LLWBCs) soit, par ordre d'importance, les eaux qui transitent par le Détroit de Vitiaz, le Détroit des Salomon et le Courant du Mindanao. De part et d'autre de l'équateur, l'océan intérieur ne contribue significativement au transport de l'EUC qu'à l'est de la ligne de changement de date.

Les eaux transportées par les LLWBCs représentent 87% du transport de l'EUC à 156°E, parmi lesquels 47% proviennent du Détroit de Vitiaz, transportées par le Sous-Courant Côtier de Nouvelle-Guinée (NGCU).

La distribution méridienne de l'EUC suggère un confinement des eaux issues du Détroit des Salomon et du Courant Mindanao dans leur hémisphère d'origine respectif. En revanche, les eaux transitant par le Détroit de Vitiaz alimentent aussi bien la partie nord que la partie sud de l'EUC.

La partie inférieure de l'EUC est principalement alimentée par des eaux issues du Déroit de Vitiaz.

Enfin, la distribution de densité de chaque contribution est caractérisée, à sa source et dans l'EUC. Ces distributions permettent de mettre en évidence l'évolution en densité de chaque contributeur sur son chemin le menant à l'EUC. En particulier, elles montrent que l'EUC est alimenté par des eaux issues du Déroit de Vitiaz, qui s'écoulent dans le déroit à des densités supérieures à celles correspondant à l'EUC (comprises entre 26.8 et 27.2 kg m⁻³) et s'allègent au cours de leur transit vers l'EUC par mélange diapycnal. Cet allègement renforce l'hypothèse que les eaux transportées par le NGCU représentent une source majeure d'enrichissement géochimique de l'EUC.

Références : 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

From the western boundary currents to the Pacific Equatorial Undercurrent: Modeled pathways and water mass evolutions

Mélanie Grenier,¹ Sophie Cravatte,^{1,2} Bruno Blanke,³ Christophe Menkes,^{4,5}
Ariane Koch-Larrouy,^{1,2} Fabien Durand,^{1,6} Angélique Melet,⁷ and Catherine Jeandel^{1,8}

Received 29 July 2011; revised 21 October 2011; accepted 25 October 2011; published 30 December 2011.

[1] The hydrological and geochemical properties of the waters constituting the Pacific Equatorial Undercurrent (EUC) determine the properties of the equatorial cold tongue. Understanding and quantifying the various EUC origins is therefore of prime importance. For this purpose, a high-resolution ($1/4^\circ$) interannual oceanic simulation was analyzed from the western tropical Pacific boundaries to 140°W , using a Lagrangian framework. Waters from the Low-Latitude Western Boundary Currents (LLWBCs) transiting from Vitiaz Strait (the main contributor), from Solomon Strait, and via the Mindanao Current were identified as the principal sources to the EUC. Waters conveyed by the interior ocean off equator are negligible till 180°E . The LLWBCs' waters represent 87% of the EUC transport at 156°E out of which the New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU) is as large as 47%. The EUC meridional distribution suggests that the waters originating from Solomon Strait and Mindanao Current mostly remain in the hemisphere from which they originate. Contrastingly, Vitiaz Strait waters are found in both hemispheres. The vertical EUC distribution shows that the lower layer of the EUC is mainly composed of Vitiaz Strait waters. Finally, the source transport distributions were characterized, at their origin and within the EUC, as a function of density. These distributions showed that waters flowing through Vitiaz Strait at densities higher than those of the EUC (down to $\sigma_\theta = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$) undergo a diapycnal mixing and lighten during their journey to join the EUC. This lightening supports the suggestion that the NGCU is a major source for the EUC geochemical enrichment.

Citation: 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.

1. Introduction

[2] Along the equatorial Pacific, the Equatorial Undercurrent (EUC) flows eastward as a powerful narrow tongue, salty and oxygenated, from north of Papua New Guinea (PNG) to the coast of South America [e.g., Johnson *et al.*, 2002]. The EUC is 500 km wide, centered on the 200 m depth in the western part of the basin, and then it gradually shoals along its 14,000 km pathway. It upwells in the eastern equatorial Pacific into the overlying South Equatorial

Current (SEC) and diverges from the equator. The EUC transports a variety of density horizons (approximately from 23 to 26.5 kg m^{-3}) and other properties [Tsuchiya *et al.*, 1989; Gouriou and Toole, 1993]. It is the main source of water masses upwelled in the equatorial cold tongue in the central eastern Pacific.

[3] In terms of biogeochemistry, the equatorial Pacific upwelling supports $\sim 20\%$ of the world's primary production [Chavez and Barber, 1987; Chavez and Toggweiler, 1995], but it is also a high-nutrient, low-chlorophyll (HNL) region, a characterization arising from the relatively low-chlorophyll content compared to what would be expected from the high concentration of macronutrients. The consensus is that the region is limited by micronutrients, among which iron seems to be the main limitation [Martin *et al.*, 1994; Murray *et al.*, 1994; Gordon *et al.*, 1997; Landry *et al.*, 1997]. Although the EUC is possibly the main micronutrient conveyor to the equatorial Pacific, data are still lacking to completely characterize its role on the iron fluxes supporting primary production in the equatorial upwelling [Gordon *et al.*, 1997; Slemons *et al.*, 2009, 2010].

[4] The transports of EUC water in the central eastern Pacific are known to be dependent on the EUC sources.

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

²LEGOS, IRD, Toulouse, France.

³Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523, CNRS/IFREMER/IRD/UBO, Université de Bretagne Occidentale, UFR Sciences, Brest, France.

⁴LOCEAN, UPMC/IRD/CNRS/MNHN, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

⁵LOCEAN-IRD Nouméa, Nouméa, New Caledonia.

⁶LEGOS-IRD Nouméa, Nouméa, New Caledonia.

⁷LEGI, UMR 5519, CNRS, Université de Grenoble, Grenoble, France.

⁸LEGOS, CNRS, Toulouse, France.

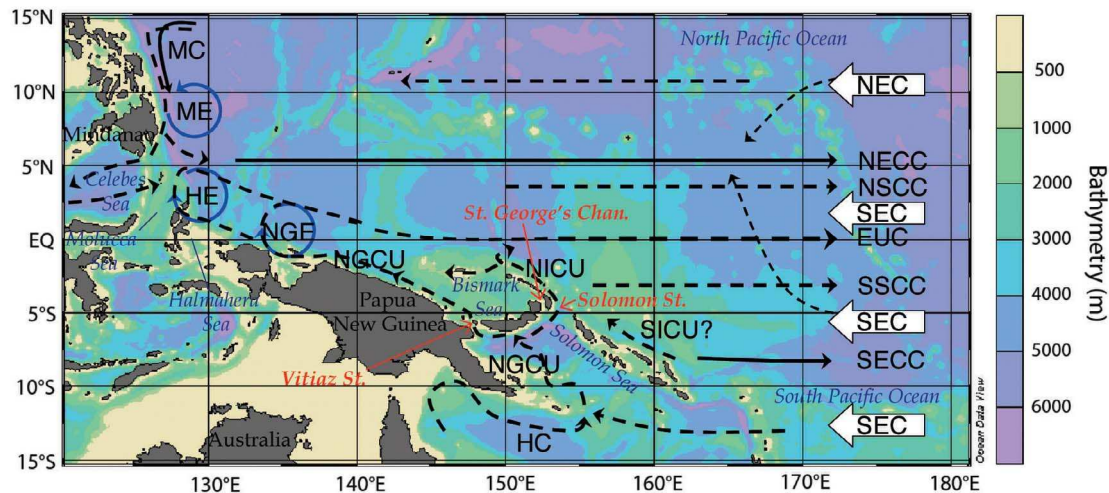


Figure 1. Schematic map of the major surface currents (solid arrows) and subsurface currents (dashed arrows) in the western tropical Pacific Ocean: westward North Equatorial Current (NEC) and South Equatorial Current (SEC); equatorward Mindanao Current (MC), New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU), New Ireland Coastal Undercurrent (NICU), and Solomon Island Coastal Undercurrent (SICU); and eastward Hiri Current (HC), North and South Subsurface Countercurrents (NSCC and SSCC), North and South Equatorial Countercurrents (NECC and SECC), and Equatorial Undercurrent (EUC). The Mindanao Eddy (ME), the Halmahera Eddy (HE), and the New Guinea Eddy (NGE) are also shown. Vitiiaz and Solomon Straits and the St. George's Channel are identified in red.

Improving our knowledge about the EUC sources and their hydrological and geochemical properties is important for two reasons. First, water masses conveyed by this current are primary constituents of the equatorial thermocline waters and are therefore suspected to play a crucial role in climate variations and in modulation of the ENSO (El Niño Southern Oscillation) cycle. Indeed, on the one hand, it has been suggested that the EUC is advecting spiciness anomalies (density-compensating temperature and salinity anomalies) formerly subducted in the subtropics. These anomalies may eventually contribute to the decadal changes observed in the structure of the equatorial pycnocline and partly explain the observed decadal variability of ENSO [e.g., Schneider, 2004]. On the other hand, variations of EUC transport may lead to variations of nutrient supplies to the photic layer [Ryan *et al.*, 2006; Slemons *et al.*, 2009; Gorgues *et al.*, 2010], therefore modifying key elements of the food web such as the primary production of the HNLC area and involving climatic and economic (fisheries) consequences.

[5] The main pathways of the EUC water sources have been previously studied. As a summary, Figure 1 presents a schematic view of the circulation in the western tropical Pacific, building on Figure 1 from Fine *et al.* [1994] and Kashino *et al.* [2007] and Plate 2 from Schott *et al.* [2004]. EUC water sources are mainly subducted in the subtropics and advected by meridional convergence in the pycnocline following either an interior oceanic pathway [Johnson and McPhaden, 1999; Schott *et al.*, 2004] or the Low-Latitude Western Boundary Currents (LLWBCs) [Tsuchiya *et al.* 1989; Fine *et al.*, 1994]. The LLWBCs converge in the western equatorial Pacific, where the circulation is complicated (Figure 1). From the north, the Mindanao Current (MC) flows southward along the Philippine Islands [Wijffels *et al.*, 1995; Kashino *et al.*, 2007] and feeds the Indonesian

Throughflow, the North Equatorial Countercurrent (NECC) and the EUC [Fine *et al.*, 1994]. From the south, a double boundary current system flows through and east of the Solomon Sea [Melet *et al.*, 2010a; Cravatte *et al.*, 2011]. The main branch, the New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU), flows northwestward along PNG, exiting the Solomon Sea through Vitiiaz Strait [Lindstrom *et al.*, 1987; Tsuchiya *et al.*, 1989; Ueki *et al.*, 2003]. The second branch, the New Ireland Coastal Undercurrent (NICU) flows along the eastern coast of New Ireland [Butt and Lindstrom, 1994; Melet *et al.*, 2010a]. It is fed by the current flowing through Solomon Strait, by the SEC and potentially by a western boundary current flowing along the Solomon Islands, the Solomon Island Coastal Undercurrent (SICU), described by Melet *et al.* [2010a]. These authors found that, climatologically, half of the NICU turns westward in the Bismark Sea to join the NGCU, and half directly retroflects into the EUC. This retroflexion would be the most direct route for subtropical thermocline water on its way to the equator via the western boundary.

[6] More quantitatively, several model studies [Blanke and Raynaud, 1997; Rodgers *et al.*, 2003; Fukumori *et al.*, 2004; Goodman *et al.*, 2005] estimated that 2/3 of the EUC sources are located in the southern Pacific and 1/3 in the northern Pacific. Using climatological simulations, Blanke and Raynaud [1997] estimated that more than 60% of the southern supply flows along the southwestern boundaries. The global climate model used by Goodman *et al.* [2005] suggested that, seasonally, more than half of the Pacific EUC at 140°W originates south of the equator. These authors also concluded that LLWBCs were major contributors to the EUC flow, transporting 3/4 of the EUC waters. In contrast, Izumo *et al.* [2002] found a more balanced contribution from both hemispheres, when modeling

the sources of the EUC outcropping water during the rapid transition between El Niño and La Niña events, in May 1998.

[7] Several questions remain concerning the EUC sources. Most of the previous numerical studies defined the southern LLWBCs as a broad region west of 160°E, without distinguishing the NGCU from the NICU. Differentiating these routes may be important for the EUC in several ways. First, the longitude at which waters join the EUC, as well as their transit time, may change depending on the sources with potential repercussions on the rapidity of the equatorial response to changes in the southwest Pacific circulation. Also, whether waters transit or not through the Solomon Sea is important for the definition of the equatorial water mass geochemical properties. Indeed, the PNG coast has been hypothesized to be the primary source of micronutrients for the deeper layers of the EUC [Mackey *et al.*, 2002]. *Lacan and Jeandel* [2001] suggested that NGCU waters were enriched in lithogenic inputs by dissolution of continental material as they flowed along the PNG slope. This hypothesis was confirmed by *Slemons et al.* [2010, also Particulate iron, aluminium and manganese in the Pacific equatorial undercurrent and low latitude western boundary current sources, submitted to *Marine Chemistry*, 2011], who showed high concentrations of total dissolvable iron and particulate iron in the western equatorial Pacific, decreasing eastward but persisting to 140°W in the lower EUC. Hence, understanding the role and routes of the respective sources of the EUC waters is of crucial importance in understanding the concentrations of micro and macronutrients supporting primary production in the eastern Pacific.

[8] Surprisingly enough, little is known about (1) the distribution of these hydrographic sources within the EUC, (2) the evolution of this distribution from the western to the central equatorial Pacific, and (3) the densities of the sources feeding the EUC. While some hypotheses have been made on the basis of water mass hydrological properties [e.g., *Tsuchiya et al.*, 1989], the lack of observational data over a long time range prevents precise determination of the above mentioned processes. In order to circumvent that problem, realistic numerical modeling seems a particularly useful tool for studying the various sources of the EUC.

[9] This study will specifically address the following questions: how do the northern and southern hemisphere sources organize to shape the EUC waters along its path to the eastern Pacific? Which density layers are conveyed from each source within the EUC? Our results will help improve our characterization of the biogeochemical supply toward the eastern equatorial upwelling region.

[10] The present study focuses on the sources of the EUC along its pathway from 156°E to 140°W, using a 1/4° resolution Ocean General Circulation Model (OGCM) and a quantitative Lagrangian analysis. The absolute and relative contributions of the various sources composing the EUC were investigated in order to improve our knowledge about the fate of the water masses conveyed by the LLWBCs that potentially carry an important part of the nutrients to the HNLC area.

[11] Section 2 describes the numerical tools used in this study. The EUC sources and related transports from 156°E to 140°W are presented in section 3 as well as the distribution of the various sources within the EUC at 165°E.

Section 4 focuses on the water density characterization of the EUC sources downstream and within the EUC at 165°E. We discuss the results and conclusions in section 5.

2. Methodology

2.1. The OGCM

2.1.1. Description

[12] We used the global interannual reference simulation (47 years, from 1958 to 2004) of the DRAKKAR project, referred to as “ORCA025-G70” [Barnier *et al.*, 2006]. The model had a 0.25° eddy-permitting horizontal resolution. The vertical grid had 46 levels, with a resolution ranging from 6 m near the surface to 250 m at 5750 m. The depth of the bottom cell was variable (the so-called “partial-step”) and was adjusted to match the true depth of the ocean for a better representation of small topographic slopes. The diffusion of tracers was performed along isopycnal surfaces through a Laplacian operator while dissipation of momentum was performed along geopotential surfaces using a biharmonic operator. The horizontal eddy viscosity and diffusivity coefficients were $300 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and $-1.5 \cdot 10^{11} \text{ m}^4 \text{ s}^{-2}$ at the equator, respectively. They decreased poleward proportionally to the size and the cubic size of the model grid cells, respectively. The vertical eddy viscosity and diffusivity coefficients were computed from a 1.5-order turbulent closure scheme based on a prognostic equation for the turbulent kinetic energy (TKE) [Blanke and Delecluse, 1993] and a diagnostic equation for the dissipation and mixing turbulent length scales.

[13] Surface wind stresses and heat fluxes were computed from the CORE bulk formulae [Large and Yeager, 2004], which used data from ERA40 [Uppala *et al.*, 2005] for years 1958 to 2001, and ECMWF analysis for years 2002–2004. The change in 2002 resulted in a spurious adjustment of the upper ocean especially in the tropics [Molines *et al.*, 2006]. To avoid this problem in our study, we limited our analysis to the end of 2001. The initial conditions for temperature and salinity were derived from Levitus *et al.*'s [1998] climatological data set for midlatitudes and low latitudes. Model outputs consisted of 5 day means. Note that with this spatial resolution, the St. George's Channel in the Bismarck Archipelago was closed and Vitiaz Strait was 630 m deep and 55 km wide at the surface. The ORCA025-G70 simulation has been widely used (<http://www.drakkar-ocean.eu/>) and we refer the reader to Molines *et al.* [2006] for more details on the simulation.

2.1.2. Validation

[14] The realism of our simulation was first assessed by comparing the simulated currents to observations. Along the PNG coast, current observations were available from a mooring deployed during a 5 year period from 1995 to 2000 [Ueki *et al.*, 2003]. At the equator, zonal current observations were available from the TAO-TRITON array [Hayes *et al.*, 1991; McPhaden, 1988]. At some equatorial sites (147°E, 156°E, 165°E, 170°W, 140°W and 110°W), acoustic Doppler current profilers (ADCP) and/or mechanical current meters were deployed and measured ocean currents down to 300 m. Owing to instrumental failure, the time series have missing values at some times and depths. For the purpose of comparison with the model outputs, the daily current observations were averaged into 5 day bins, and the

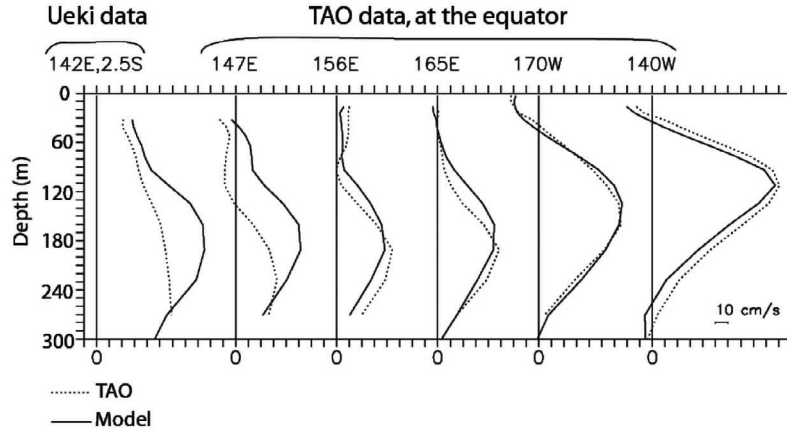


Figure 2. Dotted lines represent mean vertical profile of current speed from *Ueki et al.* [2003] data (142°E – 2.5°S , along the New Guinea coast) and mean vertical profiles of zonal velocity for Tropical Atmosphere Ocean (TAO) data (147°E , 156°E , 165°E , 170°W , and 140°W , at the equator), compared with equivalent information from the model (solid lines). One graduation along the horizontal axis is 10 cm s^{-1} .

simulated zonal currents were extracted from the model at the Tropical Atmosphere Ocean (TAO) mooring locations at every date for which observed data were available during the 1990–2001 period.

[15] Figure 2 shows the resulting mean vertical profiles for observed and simulated zonal currents at 147°E , 156°E , 165°E , 170°W , and 140°W , showing the EUC structure. It also shows the mean observed and simulated horizontal velocity magnitude at 142°E – 2.5°S (PNG mooring). Currents simulated by the model showed an excellent agreement with data at 170°W and 140°W . They are also well reproduced at 156°E and 165°E , with a fair simulation of the EUC mean velocity core, although the core was slightly deeper in the observations. Contrastingly, mean zonal currents were not well simulated at 147°E – 0°N . At this location, the modeled EUC was much stronger and its core was much

shallower than observed. The cause and implications of this discrepancy will be discussed later. At 142°E – 2.5°S , the NGCU core was poorly simulated. However, a small shift in the core of the NGCU relative to the model bathymetry or mooring position could explain large differences in current strength.

[16] Meridional sections of shipboard ADCP (SADCP) mean zonal velocity [*Johnson et al.*, 2002] were compared with the simulated mean zonal velocity at 165°E and 140°W in Figure 3. Data were taken mostly in the 1990s and correspond to 172 synoptic meridional CTD/ADCP sections in the tropical Pacific [*Johnson et al.*, 2002]. For both sections, mean isopycnals (data from *Johnson et al.* [2002]) were also plotted. At 165°E , both observed and simulated EUC cores were located between $\sigma_{\theta} = 25 \text{ kg m}^{-3}$ and $\sigma_{\theta} = 25.8 \text{ kg m}^{-3}$. The transition from the EUC to the underlying Equatorial

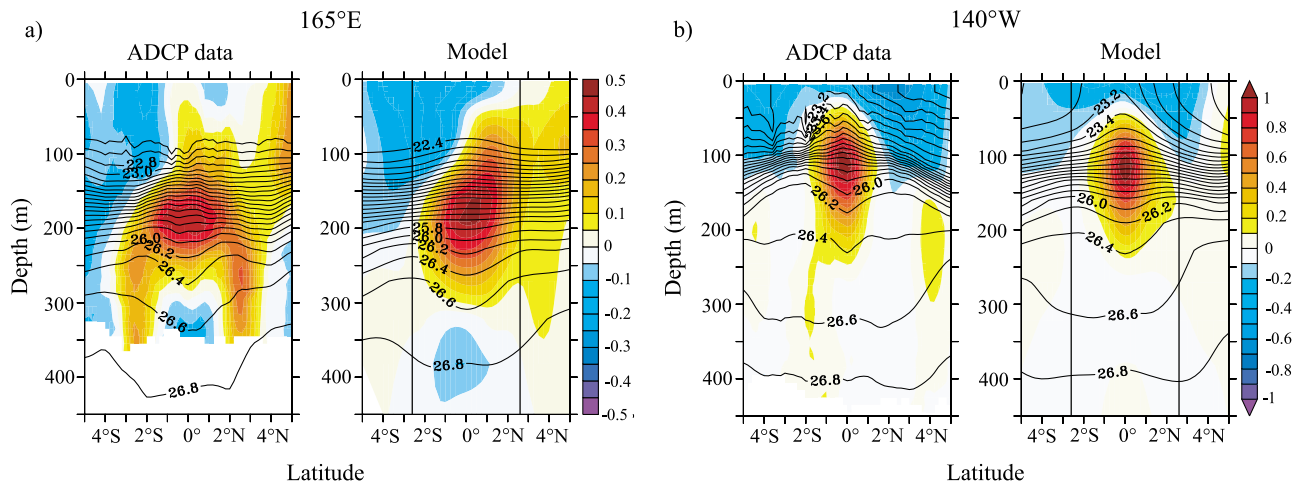


Figure 3. Meridional sections of mean zonal velocity expressed in m s^{-1} at (a) 165°E and (b) 140°W . At both longitudes, *Johnson et al.* [2002] data (ADCP data) are compared to the OGCM velocity averaged over the 1970–2001 period (Model). Isopycnals are superimposed in black with a 0.2 kg m^{-3} contour interval. The dashed isopycnal refers to $\sigma_{\theta} = 25.0 \text{ kg m}^{-3}$. The two black vertical lines show the latitude range that bounds our definition of the EUC (see section 3.1).

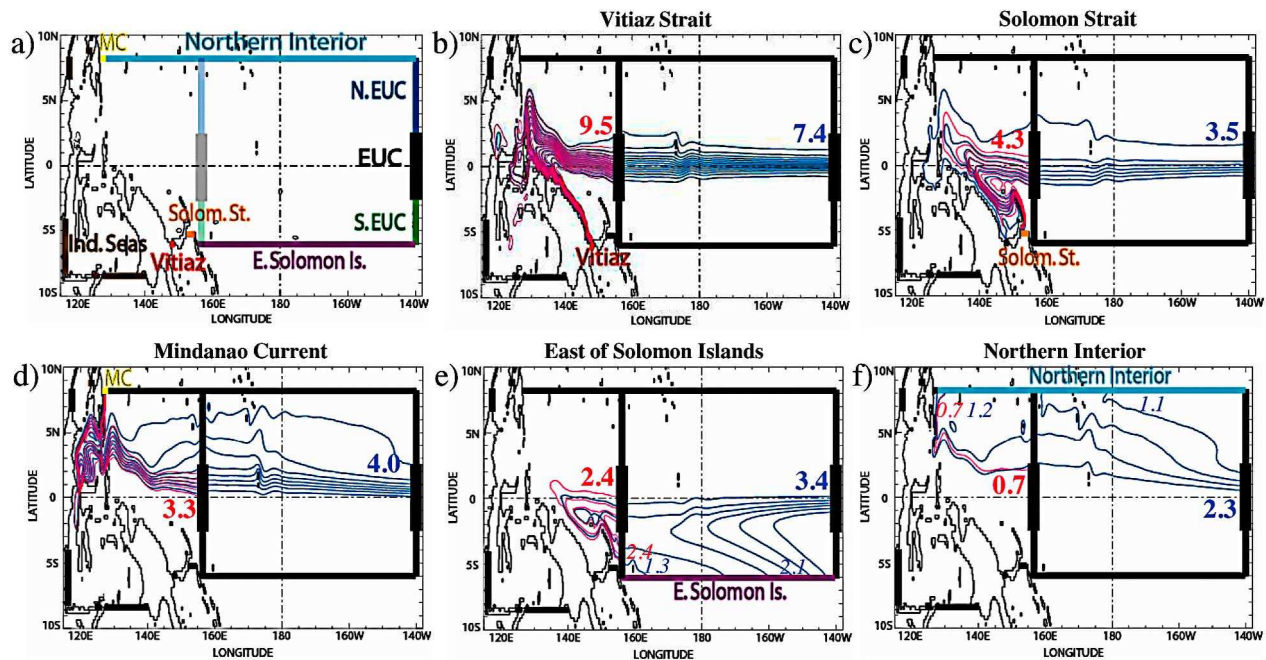


Figure 4. (a) Control sections used in the Lagrangian backward experiment started at 140°W . The translucent sections show the eastern limits for the experiment started at 156°E , with other sections unchanged. The domain of integration is bounded by eight interception sections (in color) and an injection section (across the EUC, in black) that also acts as an interception section over its whole extent. The Lagrangian stream function of the mass transfer, associated with each source and integrated both in time and depth, is shown with a 0.5 Sv contour interval as thin pink lines and thick blue lines for the EUC studied at 156°E and at 140°W , respectively, for waters originating from (b) Vitiaz Strait, (c) Solomon Strait, (d) Mindanao Current, (e) east of Solomon Islands, and (f) northern interior Pacific Ocean. The transport value of each source is reported close to the EUC section, at 156°E and 140°W , in bold pink and bold blue, respectively (in Sv). The transport values in italic detail, for sections representing interior ocean sources, the part that eventually flows along the boundaries and the part that flows through interior pathways (in Sv).

Intermediate Current (EIC) was slightly too deep in the model. The main discrepancy concerns the observed well developed Subsurface Countercurrents (SCCs), also called Tsuchiya Jets, between 200 m and 350 m depth at 3°N and 3°S , which would require higher vertical resolution and smaller viscosity in the model for appropriate representation [Marin *et al.*, 2000; Stockdale *et al.*, 1998]. In the central Pacific, at 140°W , the width, depth, current intensity, and density ranges of the EUC were in very good agreement with observations and the SEC was also realistically reproduced in the model.

[17] To conclude, the location and intensity of the mean modeled LLWBCs and EUC (especially east of 147°E) were correctly simulated. The transports and locations of the western boundary currents in Vitiaz Strait, Solomon Strait, and along the Mindanao coast (not shown) were also consistent with previous observations and transport estimates [Cravatte *et al.*, 2011; Wijffels *et al.*, 1995; Dutrieux *et al.*, 2008]. These model performances allowed us to analyze water pathways and transports between the LLWBCs and the EUC with some confidence in the robustness of our results. The implications of our findings of the discrepancies between the modeled and observed currents will be discussed in section 5.

2.2. The ARIANE Lagrangian Tool

[18] ARIANE is an off-line diagnostic tool dedicated to the computation of 3D streamlines in a given velocity field (as the output of an OGCM) and subsequent water masses analyzes on the basis of multiple particle trajectories [Blanke and Raynaud, 1997; Blanke *et al.*, 1999]. In this study, we used 5 day average outputs of the zonal and meridional velocity fields as well as salinity (S) and temperature (T) fields. The temporal integration of these fields allows tracing of the average origin (backward integration) or fate (forward integration) of selected water masses. Here, the average behavior was determined thanks to the injection of particles over a long period (20 years) that integrated the interannual variability present in the simulated data. Turbulent diffusion processes were not used to calculate the trajectories, as particles are only advected by the modeled velocity. Instead, effects of turbulent mixing on the followed water masses were provided implicitly by the along-trajectory changes in tracer properties (T and S).

[19] Using the ORCA025-G70 “C” grid [see Arakawa, 1972] we defined several segments that form, with the land grid cells, a closed oceanic domain. One of these segments was used as the injection segment, where particles were seeded at each time step for the grid cells where the

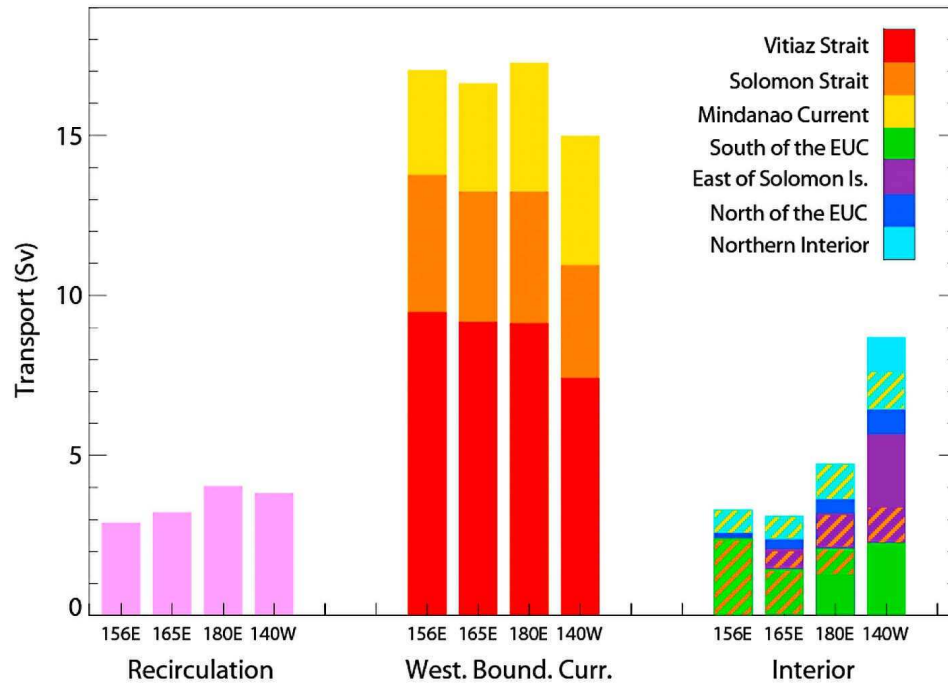


Figure 5. Contribution (in Sv) of the different sources to the EUC transport considered at 156°E, 165°E, 180°E, and 140°W. “West. Bound. Curr.” means Western Boundary Currents and includes the origins Vitiaz Strait (red bars), Solomon Strait (orange), and Mindanao Current (yellow). The “Interior Ocean” contributions, i.e., south of the EUC (green bars), east of the Solomon Islands (purple), north of the EUC (blue), and Northern Interior (cyan), are shown in the bottom right-hand corner. The recirculation, defined at the end of section 2, is shown in the bottom left-hand corner. The orange-hatched shading specifies the fraction of the sources that is eventually conveyed by the NICU and that must be added to the Solomon Strait contribution for the full estimation of the NICU source. In a similar way, the yellow-hatched shading specifies the fraction of the sources that contributes ultimately to the Mindanao Current transport.

transverse velocity was inward the domain (i.e., these particles will enter the domain the following time step). Other segments were “interception” segments (see Figure 4a for the segment locations and details). For a backward integration from the injection section, they represented the locations of the diverse origins of the followed water masses. Following *Blanke et al.* [1999], each seeded particle was bearing an infinitesimal transport and the sum of all the transports amounts to the available inflow. Owing to water incompressibility, a given particle conserves its infinitesimal mass along its trajectory. A water mass can be defined by a set of particles that match selected position, velocity or density criterion. Thus, this mass-preserving method allows quantifying the transport of a given water mass, adding up the elementary transports of the particles that compose it. Note that the segment where particles were injected also acts as an interception section over its whole extent. It was used to quantify the water flowing initially westward in the SEC or in the EIC, and joining the EUC afterward. This zonal sea-saw motion is referred to as recirculation (see Figure 5).

3. Pathways of the EUC Sources

3.1. Experiments

[20] The main difficulty in estimating the transport of the EUC is definitional: there are several eastward currents close

to the EUC (Figures 1 and 3), and it is somewhat arbitrary to define the boundaries between the EUC, the North Equatorial Countercurrent (NECC) to the north, the SCCs on both flanks and the Equatorial Intermediate Current (EIC) below. In this study, we defined the EUC as the eastward flow greater than 0.1 m s^{-1} , in the latitude band from 2.625°N to 2.625°S and in the density range from 22.4 kg m^{-3} to 26.8 kg m^{-3} (Figure 3). The shallower limit in density was chosen to distinguish the EUC flow from the eastward surface jets occasionally generated by westerly winds. The deeper limit in density was chosen to avoid inclusion of waters from the westward EIC that reverses seasonally [Marin et al., 2010]. A stronger constraint for the magnitude of the zonal velocity, added to a density definition, results in a loss of waters at the edge of the EUC. On the contrary, we would get some intrusions from the NECC or from the EIC within our EUC definition if only the sign of the velocity was imposed.

[21] Four experiments were performed, in which particles were injected into the EUC at 156°E, 165°E, 180°, and 140°W, respectively, and integrated backward in time until they reach one of the 8 source sections defined in Figure 4 and Table 1. Particles were injected from the end of 2001 to the beginning of 1982 (i.e., for 20 years), and followed backward for 11 years. These time ranges were chosen to have a long enough temporal integration so that a maximum

Table 1. Coordinates of the Sections Delimiting Our Domain

Sections	Longitude	Latitude
EUC (recirculation)	155.6°E or 164.9°E or 179.9°E or 140.1°W	2.624°N–2.624°S
Vitiaz Strait	147.4°E–148.9°E	5.865°S
Solomon Strait	152.1°E–154.6°E	5.118°S
Indonesian Seas	124.4°E–126.4°E, 127.1°E–140.4°E, 116.4°E, 117.6°E, 119.9°E–122.9°E, 123.1°E	8.345°S, 8.345°S, 8.345°S–3.872°S, 6.610°N–8.345°N, 10.32°N, 8.593°N–9.087°N
Mindanao Current	126.4°E–127.4°E	8.098°N
East of Solomon Islands	155.4°E–164.9°E or 155.4°E–179.9°E or 155.4°E–140.1°W	5.865°S
Northern Interior	127.4°E–155.6°E or 127.4°E–164.9°E or 127.4°E–179.9°E or 127.4°E–140.1°W	8.098°N
South of the EUC	155.6°E or 164.9°E or 179.9°E or 140.1°W	5.865°S–2.624°S
North of the EUC	155.6°E or 164.9°E or 179.9°E or 140.1°W	2.624°N–8.098°N

of fluid particles exited the closed domain by one of the eight sections (see eleventh row in Table 2). The vertically integrated and time averaged stream functions obtained separately for each source are shown for 156°E and 140°W in Figure 4. The transport values of each EUC source are summarized for the four experiments in Table 2 and displayed in Figure 5.

3.2. EUC Sources at 156°E

[22] A large majority of the EUC waters considered at 156°E passes first through the LLWBCs (87%, among which 13% originate from interior sections and flow ultimately via the LLWBCs, as specified by the yellow and orange hatches in Figure 5), whereas 12% originate from east of 156°E, conveyed by westward currents, and recirculate within the EUC (Figure 5 and Table 2). The LLWBCs contribution comes mostly from the south. 40% of the EUC

waters flow through Vitiaz Strait, within the NGCU, and 28% flow east of New Ireland within the NICU. The NICU is mainly fed by the flow exiting through Solomon Strait (4.3 Sv, 18% of the EUC waters), and directly by the SEC (2.4 Sv, 10% of the EUC waters). Thus, in our model, 58% of the EUC waters at 156°E pass first through the Solomon Sea. Only 18% of the EUC waters originate from the Mindanao Current.

[23] The pathways of the waters composing the EUC at 156°E are shown in Figure 4 (pink lines). They are quite complex. The flow originating from Vitiaz Strait (Figure 4b) overshoots the equator and splits into three different branches before retroflecting into the EUC.

[24] 1. The westernmost flow (~ 1.5 – 2 Sv) retroflects southwestward into the Halmahera Sea (Figure 1), turns around the Halmahera coast, and recirculates into the Halmahera Eddy (HE) to reach the EUC. Its associated transport is well preserved, in absolute contribution, all along its eastward transport within the EUC. Such a pathway was already suggested by observations from *Gordon and Fine* [1996, Figure 1] and from *Hautala et al.* [1996] and was simulated in the BRAN model [Schiller et al., 2008].

[25] 2. The central flow (~ 3.5 Sv at 156°E) directly recirculates in the Halmahera Eddy (HE) after crossing the equator and reaches the EUC. This pathway is also consistent with former observations [e.g., *Kashino et al.*, 1996] that reported intrusions of southern hemisphere saline waters as far north as 5°–6°N.

[26] 3. Finally, the main branch originating from Vitiaz Strait and feeding the EUC, i.e., the easternmost one (~ 4 Sv at 156°E), retroflects into the EUC north of the equator via the New Guinea Eddy (Figure 1) without recirculating in the HE.

[27] The NICU waters (Figures 4c and 4e) are mostly advected westward toward the PNG coast before reaching the EUC. The whole flow through Solomon Strait (Figure 4c) is advected southwestward into the Bismarck Sea before being conveyed northwestward by the NGCU. Then, these Solomon Strait–originating waters follow the same pathway as the Vitiaz Strait water masses described above. The major part of the SEC vein joining the NICU

Table 2. Summary of the Source Transports Feeding the 156°E EUC, the 165°E EUC, the 180°E EUC, and the 140°W EUC^a

Sections	156°E-EUC		165°E-EUC		180°E-EUC		140°W-EUC	
	Sv	%	Sv	%	Sv	%	Sv	%
EUC (recirculation)	2.9	12	3.2	14	4.0	15	3.8	14
Vitiaz Strait	9.5*	41	9.2*	40	9.1*	35	7.4*	26
Solomon Strait	4.3*	18	4.1*	18	4.1*	16	3.5*	13
Indonesian Seas	0.1*	0	0.1*	0	0.1*	0	0.1*	0
Mindanao Current	3.3*	14	3.4*	15	4.0*	15	4.0*	14
East of Solomon Islands	-	-	0.6 (0.6*)	3 (3)	1.1 (1.1*)	4 (4)	3.4 (1.3*)	12 (5)
South of the EUC	2.4 (2.4*)	10	1.5 (1.5*)	6 (6)	2.1 (0.8*)	8 (3)	2.3	8
Northern Interior	0.7 (0.7*)	3 (3)	0.7 (0.6*)	3 (3)	1.1 (1.0*)	4 (4)	2.3 (1.2*)	8 (4)
North of the EUC	0.2	1	0.3	1	0.3	2	0.8	3
Surface	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0
Temporal interception	0.1	0	0.1	0	0.2	1	0.5	2
Total	23.4	100	23.1	100	26.3	1000	28.0	100
LLWBCs	20.3*	87	19.5*	84	20.5*	78	17.5*	63
Interior pathways	0.2	1	0.4	2	1.8	7	6.3	23

^aTransports on the left are in sverdrups, and those on the right are in percent. Numbers in parentheses show the fraction of transport that transits ultimately through the NICU and the Mindanao Current. The “temporal interception” criterion corresponds to transport that did not reach any section before the end of the temporal integration. Asterisks refer to transport conveyed by the LLWBCs; the total of this transport is given in the thirteenth row. Contribution of Interior Ocean off the equator is given in the fourteenth row.

along the New Ireland coast (2 Sv out of 2.4 Sv) follows about the same pathway as the flow exiting from Solomon Strait (Figure 4e). The remaining 0.4 Sv retroflects into the EUC north of New Ireland. This pattern differs from the results of P. Dutrieux et al. (Direct measurements of intermediate and upper ocean currents in the western tropical Pacific, manuscript in preparation, 2011) and Melet et al. [2010a]. Indeed, the latter study estimates that 3/5 of the NICU directly retroflects in the EUC north of New Ireland. Here, less than 10% of the NICU waters follow this pathway.

[28] The thermocline waters that feed the EUC from the Mindanao Current (Figures 4d and 4f) mainly flow within the Celebes Sea, feeding the Indonesian Throughflow, before bifurcating toward the EUC through the northern part of the HE toward the EUC. This is fully consistent with previous observations [Fine et al., 1994; Kashino et al., 1996; Lukas et al., 1996].

[29] The travel time of water masses from their sources to the EUC at 156°E varies between one and two years depending on their route. Half of the particles conveyed by the southern LLWBCs reach the EUC at 156°E in about 15–16 months. Most of the waters originating in Vitiaz Strait travel in around 9 months. For the NICU origin, waters reach the EUC in about either 4 months or 1 year. The 4 month route corresponds to NICU water masses retroflecting into the EUC north of New Ireland: this is the fastest and shortest western boundary route to the EUC of our study. The 1 year path corresponds to the NICU route via the NGCU. Mindanao Current water masses have a longer travel time than the southern hemisphere sources. Half of the particles reach the EUC at 156°E after 2 years of transit.

[30] The EUC recirculation represents the transport that flows back to the initial section, being converted or not into another hydrological class than the one defined at the injection. Whereas the injection over the EUC at 165°E is controlled by density and velocity criteria, the whole vertical plan at 165°E, from 2.625°N to 2.625°S and from the surface to the ocean bottom, becomes an interception section for the particles integrated backward in time. The recirculation around 165°E is associated with waters flowing initially westward at 165°E in the SEC or in the EIC, and joining the EUC later. Half of particles recirculating between the SEC and the EUC remain during a year within the domain of integration. The particles participating in the lower recirculation, between the EIC and the EUC, have a longer median age, equal to one and a half year.

3.3. From 156°E to 140°W: Evolution of the Transports of the EUC Sources

[31] The source contributions of the EUC, taken at different longitudes, are represented in Figure 5. This allows following the evolution of the relative importance of the EUC sources along the equator, from its origin in the western Pacific to 140°W. One must be attentive here about the distinction between “Western Boundary Currents” versus “Interior Ocean.” Indeed, “Interior Ocean” refers to sections located in the open ocean. However, a part of the southern “Interior Ocean” transport converges toward the New Ireland coast and is conveyed ultimately by the NICU (orange hatched portions in Figure 5). Consequently, this transport

should be added to the Solomon Strait transport for the estimation of NICU supplies. A similar remark applies for the yellow-hatched portion of the northern interior transport that flows within the MC (Figure 5).

3.3.1. Evolution of the Interior Pathways’ Contributions to the EUC

[32] At 156°E and 165°E, almost all the waters that compose the EUC passed first through the LLWBCs (Figure 5). As expected, contributions from interior oceanic pathways increase progressively from 156°E to 140°W, and become significant only east of 180°. At 140°W, 32% of the EUC sources originate from interior sections among which 23% follow interior pathways all along their route (see non-hatched interior fraction in Figure 5 and Table 2). Interior southern supplies are larger than their northern counterpart. This hemispheric difference is likely due to the existence of a high potential vorticity ridge in the North Pacific, located under the Intertropical Convergence Zone, which limits the connection between the Northern Interior Pacific Ocean and the equator [e.g., Liu et al., 1994; Lu and McCreary, 1995; Johnson and McPhaden, 1999; Fukumori et al., 2004].

3.3.2. Evolution of the Western Boundary Contributions

[33] Interestingly, the Mindanao Current contribution increases between 156°E and 140°W (Figure 5 and Table 2). However, only 50% of the MC-originating waters flowing within the EUC at 140°W flow already in the EUC at 156°E. The other 50% are first conveyed eastward by the NECC, converging progressively toward the equator after 175°E, before they eventually enter the EUC (Figures 4d and 4f). This is in agreement with the results of Johnson and McPhaden [1999].

[34] Surprisingly, the Vitiaz Strait contribution to the EUC transport decreases from 9.5 Sv to 7.4 Sv between 156°E and 140°W, meaning that 2.1 Sv of Vitiaz Strait-originating waters exit the EUC during its eastward advection from 156°E to 140°W. More generally, a decrease of 20% of the southern LLWBCs supplies is observed between 156°E and 140°W, partly compensated by MC supplies. Actually, about 1/3 of the EUC waters coming from each western boundary section at 156°E does not reach 140°W.

[35] Forward Lagrangian experiments were performed for each of the LLWBCs’ sources to identify where and how these waters are leaking from the EUC between 156°E and 140°W. We isolated the waters that feed the 156°E EUC from each LLWBCs’ section, and advected them from 156°E to 140°W (not shown). The major part of the LLWBCs’ waters present within the EUC at 156°E but not anymore at 140°W exit the EUC through the lateral limits at 2.625°N and 2.625°S. 40% of the transport losses of the Vitiaz Strait source leak out at the northern EUC boundary, 30% at the southern one, and 20% recirculates in the SEC or the EIC. This spatial distribution of Vitiaz Strait losses is coherent with the fact that a larger part of this source crosses the equator north of PNG and transits within the EUC in its northern part. 76% of MC source transport losses leak out of the EUC to the north whereas 56% of the loss of NICU source transport leaks out to the south, suggesting a greater return of the northern sources to their own hemisphere. These lateral losses mainly result from equatorial divergence of the waters located above the EUC core.

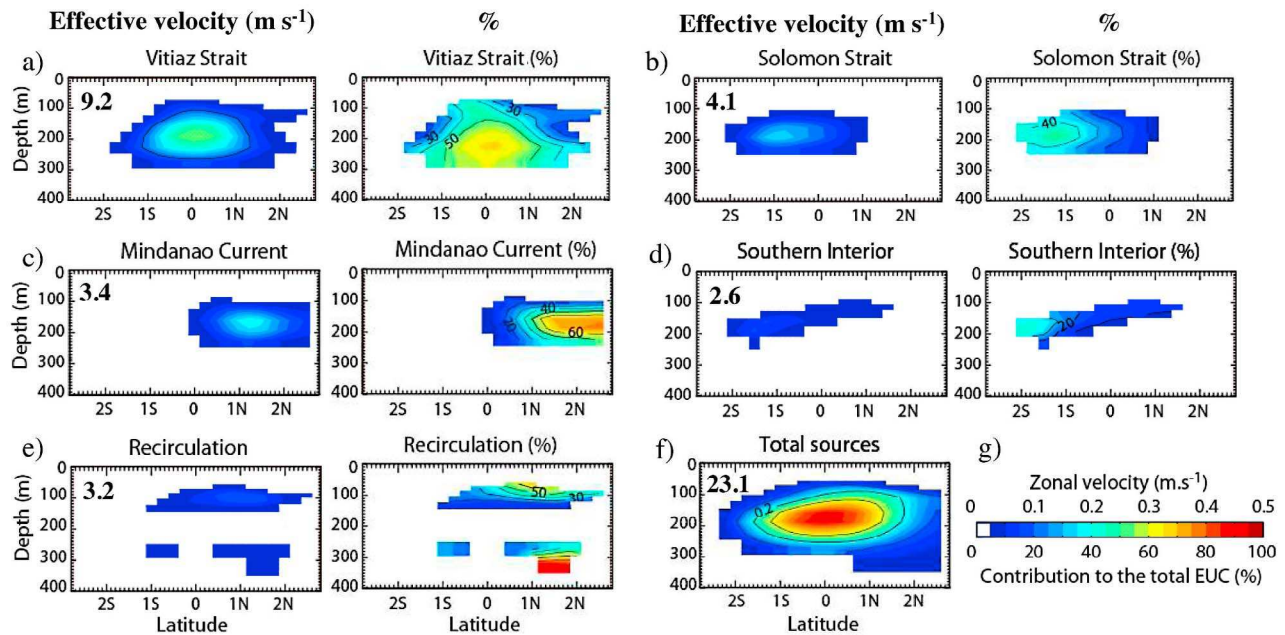


Figure 6. Contribution of the major sources to the EUC zonal velocity profile at 165°E, expressed either as an “effective velocity” (left graphs, in m s^{-1}) or as a fraction of the local EUC velocity (right graphs, in percent): (a) Vitiaz Strait, (b) Solomon Strait, (c) Mindanao Current, (d) Southern Interior (east of Solomon Islands + south of the EUC), and (e) recirculation. Regions where the velocity is less than 0.025 m s^{-1} are blanked out. The “effective velocity” is obtained by the remapping on the injection section of the infinitesimal transports carried by particles with a specific origin. (f) The sum of the individual velocity components provides the mean EUC zonal velocity profile. (g) Explanation of the color bar. The associated transport is reported (in Sv) on the top left corner of the total EUC and of the “effective velocity” of each source.

3.4. Structure of the EUC at 165°E as a Function of Its Origins

[36] The effective velocity (m s^{-1}) contributions of the various sources of the EUC at 165°E are shown as a function of latitude and depth in Figure 6. For each source, a complementary graph shows its contribution as a percentage of the EUC transport.

[37] Interestingly, the water masses originating from the MC or Solomon Strait are confined to their respective hemispheres (Figures 6b and 6c), whereas the waters originating from the NGCU spread almost uniformly within the EUC (Figure 6a). More precisely, the EUC water masses flowing from the NGCU are characterized by a core centered on 190 m and extending from 110 m to 260 m. They represent more than 60% of the total EUC transport between 0.5°S and 1°N, between 180 m and 280 m depth. Thus, these waters constitute the major contribution to the EUC waters, especially at the equator and below 200 m.

[38] At 165°E, Solomon Strait waters feeding the EUC are centered on 0.9°S and 190 m depth where they represent more than 40% of the total EUC transport (Figure 6b). They extend from 2°S to 1°N and are the major component of the southern part of the EUC, between 100 m and 250 m depth. Waters from the SEC joining the NICU (Southern Interior section, Figure 6d) feed a small part of the 165°E EUC, with a core centered on 180 m, between 2°S and 0.5°S. They are even more confined in the southern EUC part than Solomon Strait-originating waters.

[39] The Mindanao Current water core is centered on 1.2°N, at 170 m depth (Figure 6c). This source extends from 0.2°S to the northern EUC boundary. It contributes to more than 50% of the total 165°E-EUC transport, between 150 and 200 m depth, from the northern EUC boundary to 1°N. Thus, MC waters are the main component of the northern EUC.

[40] Finally, a large part of the EUC transports at 165°E above 100 m depth or below 280–300 m depth consist of recirculating waters. Thus, the upper and lower depth limits of the EUC are mainly fed by the waters conveyed by the surrounding westward flowing currents such as the SEC or the EIC.

[41] Interestingly, these model results confirm the findings of Tsuchiya *et al.* [1989] based on water mass hydrological properties observed during WEPOCS cruises. Indeed, these authors suggested that the major source of the EUC is Coral Sea water transported by the NGCU. They also suggested that at 143°E, between 0.5°N and 2°N, the northern portion of the EUC contains northern hemisphere waters. Downstream, at 155°E, their observations suggested that the southern portion of the EUC contains the tropical water flowing north of New Ireland and Solomon Islands.

[42] These findings are summarized in Figure 7, and the locations of the various sources within the EUC at several longitudes are represented in Figure 7. We decided to represent the dominant sources of the EUC as functions of depth and latitude (for more details about the definition of

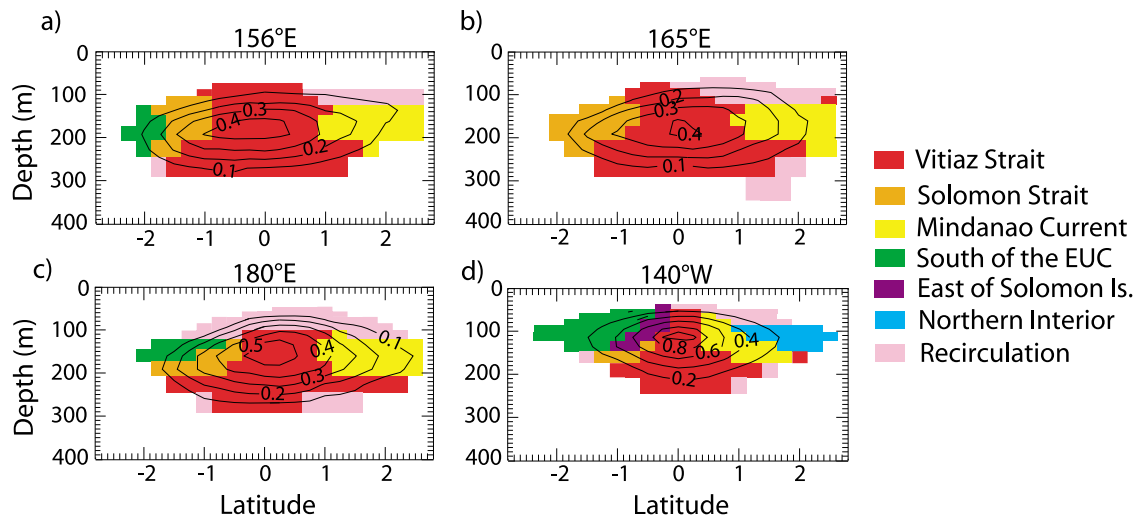


Figure 7. Recapitulative diagram of the dominant constituents of the EUC as a function of depth and latitude. The dominant source is the source that represents the largest transport within the grid cell. A red grid cell means that the largest part of transport comes from Vitiaz Strait. However, other sources can contribute to the transport existing in this grid cell, but their transports are smaller. The color code is the same as that in Figure 5, and the mean zonal velocity profile is contoured in black with a 0.1 m s^{-1} interval (0.2 m s^{-1} interval for 140°W) for the EUC considered at (a) 156°E , (b) 165°E , (c) 180°E , and (d) 140°W .

“dominant source,” see the caption of Figure 7). It shows that along its pathway from 156°E to 140°W , the central EUC, throughout its depth, including its core, is dominated by Vitiaz Strait waters. These waters also dominate the lower part of the EUC, between 1°S and 1°N , till 140°W . Mindanao Current and Solomon Strait waters are dominant in their respective hemispheres, poleward of 0.8° , surrounding Vitiaz Strait waters around the EUC core depth. The contribution of Mindanao Current waters remains important in the northern part of the EUC till 140°W , whereas the Solomon Strait waters are replaced by waters coming from southern interior pathways. The upper part of the EUC is mainly ventilated by SEC waters and, from east of 180° , by interior oceanic pathways in its southern part. An important conclusion is that the EUC waters below 200 m mostly originate from the NGCU all along the equator from 156°E to 140°W . Below 280–300 m, EUC waters mainly come from EIC recirculation. This is an important result for the issue of EUC micronutrient enrichment, and this point will be discussed in section 5.

4. Maxima Transport of Sources and Associated Densities

[43] We now examine precisely the density range associated with each EUC source. For this purpose, we analyzed the transport distribution as a function of potential density at the origin sections and within the EUC at 165°E or at 140°W (Figure 8). Two different longitudes are considered because, as seen in section 3, interior oceanic sources do not contribute significantly to the EUC at 165°E , whereas they represent 23% of the total EUC at 140°W (Table 2). Thus, the density distributions were examined at 165°E for the LLWBC sources and at 140°W for the interior oceanic

sources (Figures 8a and 8b, respectively). Two curves are deduced from simulation with the Lagrangian tool representing the initial and final hydrological properties of each fluid particle. In Figure 8, gray histograms and black curves represent the transport distribution of all sources defined in Table 1, at their origin sections (coordinates in Table 1) and within the EUC, respectively. Colored histograms and curves show the same information for each LLWBC or interior source taken individually.

[44] Within the EUC at 165°E the total density distribution is characterized by a maximum of transport at $\sigma_\theta = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ (Figure 8a, black curve). This density is close to the lower EUC boundary defined at $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$. The transport distribution of waters flowing from Vitiaz Strait, maximum at $\sigma_\theta = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$, is clearly determining the shape of the total transport distribution, although contributions from the Solomon Strait and Mindanao Current sources remain significant. However, the maximum of transport of these two sources, occurring at $\sigma_\theta = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$, is slightly less dense than that of Vitiaz Strait (Figure 8a, orange and yellow curves). During its eastward transit (to 140°W), the transport distribution of the total EUC remains maximum at $\sigma_\theta = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ but is less confined to denser waters as the distribution is seen to broaden (Figure 8b). The apparent shift toward lighter densities results from contributions of interior oceanic sources which are, at 140°W , centered on $\sigma_\theta = 24.2 \text{ kg m}^{-3}$ (Figure 8b, black, green, and blue curves) that is within the EUC upper layer (Figure 3b).

[45] These results confirm the vertical distribution of the EUC sources illustrated in Figures 6 and 7, the densest waters originating from Vitiaz Strait. Moreover, these transport distributions show that (1) the EUC maximum of transport is located in its lower part, below $\sigma_\theta = 25.0 \text{ kg m}^{-3}$, and (2) this maximum of transport is primarily constituted by dense

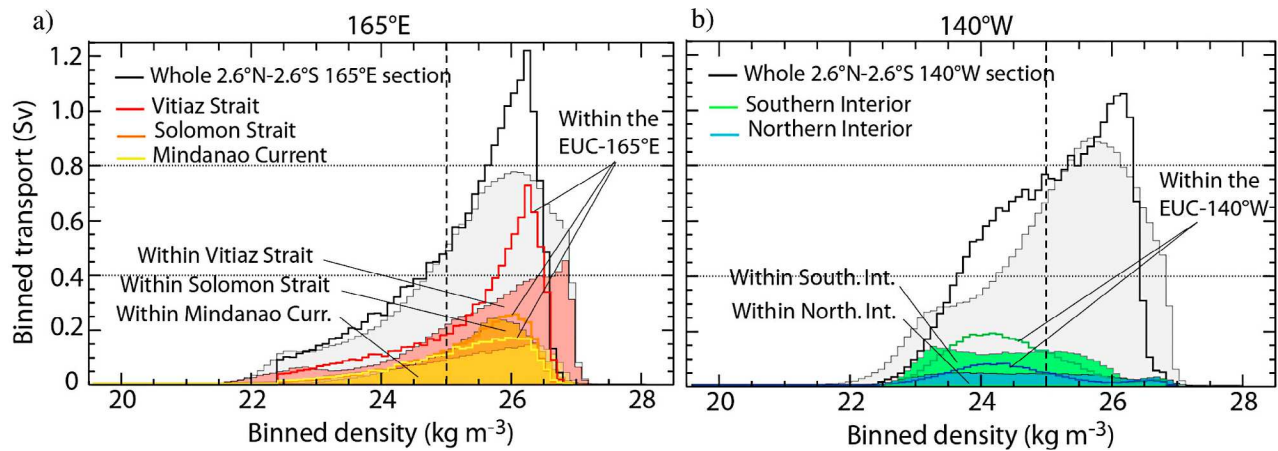


Figure 8. Contribution to the EUC transport binned as a function of density for (a) Vitiaz Strait (NGCU), Solomon Strait (NICU), and Mindanao Current and (b) Southern Interior and Northern Interior pathways. The first three sources, the LLWBCs, refer to the 165°E-EUC experiment. The last two sources, flowing through the interior ocean, refer to the 140°W-EUC experiment. The histograms refer to hydrological properties calculated at the sources, whereas the curves show the distribution within the EUC. The individual contribution of each source is shown in color, whereas the dark and gray refer to the sum of all the contributions, which amounts to the full EUC transport. The dashed line at $\sigma_\theta = 25.0 \text{ kg m}^{-3}$ represents the density limit between the upper and lower layers of the EUC. The bin interval is 0.1 kg m^{-3} .

Vitiaz Strait waters. At 140°W the contribution of the light interior oceanic waters becomes significant whereas that of the dense LLWBC-originating waters decreases (Figure 5 and Table 2). Thus, the EUC transport is more equally distributed between the upper (light) and lower (dense) parts.

[46] In the origin sections, the transport distribution as a function of density is represented by the gray shaded (total) and colored histograms (each source contribution) in Figure 8. Concerning the 165°E-EUC experiment, the total transport distribution is maximum at $\sigma_\theta = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$. This transport distribution also includes waters denser than the EUC ones (density range $26.5\text{--}27.0 \text{ kg m}^{-3}$; Figure 8a, gray histogram). These very dense waters come from the Vitiaz Strait before joining the EUC. They are also present in the EIC (not shown), before recirculating into the EUC at 165°E. Indeed, in Vitiaz Strait the transport distribution is maximum at $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$ (Figure 8a, red histogram). This is consistent with observations that show strong transport on deep isopycnals downstream of the Solomon Sea (W. S. Kessler, personal communication, 2010). The two other LLWBCs' sources convey lighter waters, particularly the Solomon Strait source, with a maximum of transport at $\sigma_\theta = 25.7 \text{ kg m}^{-3}$ whereas the transport distribution within the Mindanao Current source is maximum at $\sigma_\theta = 26.3 \text{ kg m}^{-3}$ (Figure 8a, orange and yellow histograms, respectively). Within the interior sections, the transport is uniformly distributed in the density range of $23.1\text{--}25.7 \text{ kg m}^{-3}$ (Figure 8b, green and blue histograms).

[47] The most striking feature in the comparison of the initial (at the origin sections) and final (at 165°E and 140°W) transport distributions of the EUC sources is an important lightening of the very dense waters originating from Vitiaz Strait. The waters initially between 26.5 and 27.0 kg m^{-3} in Vitiaz Strait are modified so they can feed the EUC at 165°E in its density range, with a maximum of transport shifted to

$\sigma_\theta = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ (Figure 8a, red histogram compared to red curve). Mindanao Current waters also lighten, although less significantly. Contrastingly, Solomon Strait waters become slightly denser during their transit to 165°E. These results suggest that in the model, the EUC is fed by thermocline waters that are denser in Vitiaz Strait (and to a lesser extent in Mindanao Current) than the EUC waters. This may have important implications for geochemistry, and will be discussed in section 5.

[48] The densities of the interior oceanic sources are also modified between their origin and the EUC at 140°W. Their transport distribution is more confined within the EUC (curves in Figure 8b), meaning that relative density modifications also occur along their pathways.

[49] The simulated density modifications affecting sources of the EUC suggest that an important diapycnal mixing occurs along their pathways, particularly between Vitiaz Strait and the EUC. Rodgers *et al.* [2003], in a similar numerical approach, showed a much more important diapycnal mixing of the EUC sources between their subduction sites and 10° latitude than the mixing experienced between the LLWBCs and the EUC. Nevertheless, our results show that even along a short pathway, within a small latitude range, diapycnal mixing is important. Understanding the location, intensity and processes yielding this mixing is a key issue but beyond the scope of this study. As a first step toward such understanding, the time mean vertical eddy diffusivity (K_z) is plotted along selected density surfaces in Figure 9, in logarithmic scale because K_z spans a broad range of values. Although this diagnostic is imperfect, since K_z is highly variable in time, it helps to qualitatively identify and locate favorable mixing areas. Whatever the considered isopycnal surface, the western boundaries are clearly areas of important vertical mixing. More precisely, high vertical turbulence is seen in the Vitiaz Strait, along the PNG,

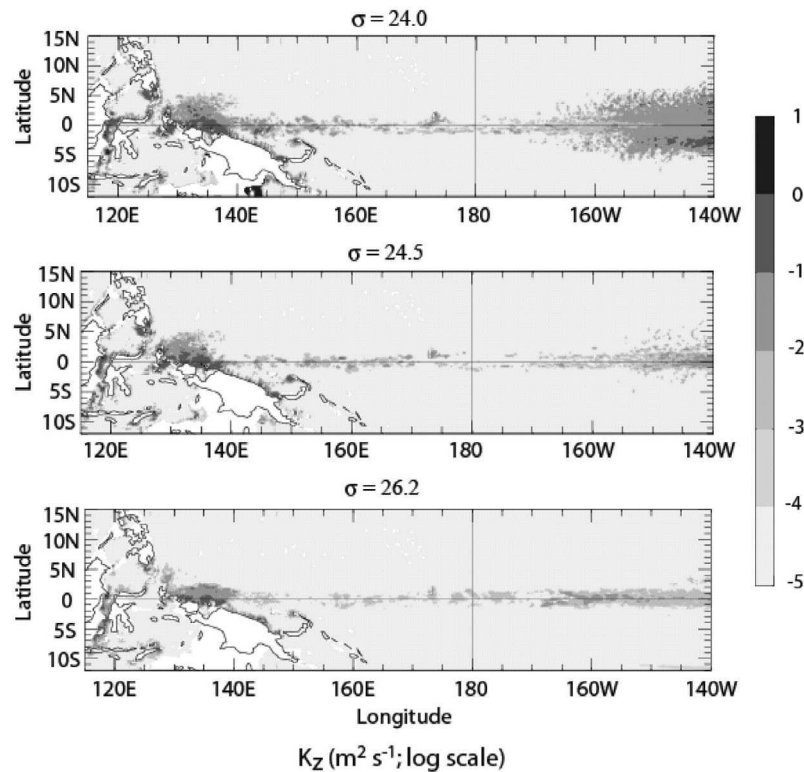


Figure 9. Time mean vertical eddy diffusion mapped with a logarithmic scale along (top) $\sigma_\theta = 24.0 \text{ kg m}^{-3}$, (middle) $\sigma_\theta = 24.5 \text{ kg m}^{-3}$, and (bottom) $\sigma_\theta = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$. The 24.0 kg m^{-3} isopycnal surface corresponds to the upper layer core of interior oceanic sources. The 24.5 and 26.2 kg m^{-3} isopycnal surfaces illustrate the initial upper and lower layer cores of the LLWBCs' sources, respectively, and correspond to the central and lower thermocline.

Mindanao and Celebes coasts, north of New Ireland, within the Halmahera Eddy and within the New Guinea Eddy (NGE). Between 150°E to 165°W , K_z is weak along the equator and insignificant elsewhere (Figure 9). East of 165°W , along the equator, mixing is important, owing to vertical current shear. Along the 24.0 kg m^{-3} isopycnal surface, between 5°S and 6°N , it strengthens significantly (Figure 9, top). This indicates that EUC waters undergo continuously mixing along their pathway to the eastern Pacific.

[50] These K_z distributions are coherent with the fact that Vitiaz Strait waters are the most modified along their transit, compared to other sources. Indeed, they flow through areas of high K_z all along their travel from their source to 150°E (Figures 4b and 9). However, this conclusion does not hold for the Solomon Strait waters, which follow a similar route to Vitiaz Strait waters, without flowing along the PNG coast. An ongoing detailed analysis of the present model and other simulations together with field data will help to better understand and quantify these differences. Along $\sigma_\theta = 24.0 \text{ kg m}^{-3}$, the high equatorial K_z , east of 165°W suggests a favorable area for the property modifications of the interior oceanic sources which is coherent with the interior source modifications observed in Figure 8.

[51] The EUC is not the sole destination of water carried by the LLWBCs. Figure 10 shows the fate of the total equatorward transport incoming at the western boundary

sections. Waters from the NGCU also feed the NECC, mainly in the surface layer (not shown). About half of the waters flowing through Vitiaz Strait within the density range $26.9\text{--}27.2 \text{ kg m}^{-3}$ join the equatorial intermediate waters, and 30% feed the Indonesian Throughflow. Only a negligible fraction flows northward below the MC. This result conflicts with *Qu and Lindstrom's* [2004] paper that shows a northward intrusion of intermediate waters to 15°N , but it agrees with the observational and numerical results of *Zenk et al.* [2005]. Indeed, the later authors observed two fates for the Antarctic Intermediate Water (AAIW): the eastward Southern and Northern Intermediate Countercurrents (SICC and NICC) centered on 2°S and 2°N , respectively, and the deep throughflow into the Celebes Sea.

[52] The destination of the Solomon Strait outflow is almost entirely the EUC in the density range $23.0\text{--}26.0 \text{ kg m}^{-3}$ (Figure 10b). At higher densities, most of the flow recirculates within the strait, and a peak transport centered on 27.2 kg m^{-3} , corresponding to the AAIW, reaches the equatorial intermediate current system.

[53] Finally, the smallest equatorial Pacific supply comes from the Mindanao Current (Figure 10c). Indeed, almost half of the total flow, initially distributed between $\sigma_\theta = 21.1 \text{ kg m}^{-3}$ and $\sigma_\theta = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$, feeds the Indonesian throughflow. An important southward flow centered on $\sigma_\theta = 27.8 \text{ kg m}^{-3}$ recirculates or feeds the equatorial and northern interior sections. This transport corresponds to

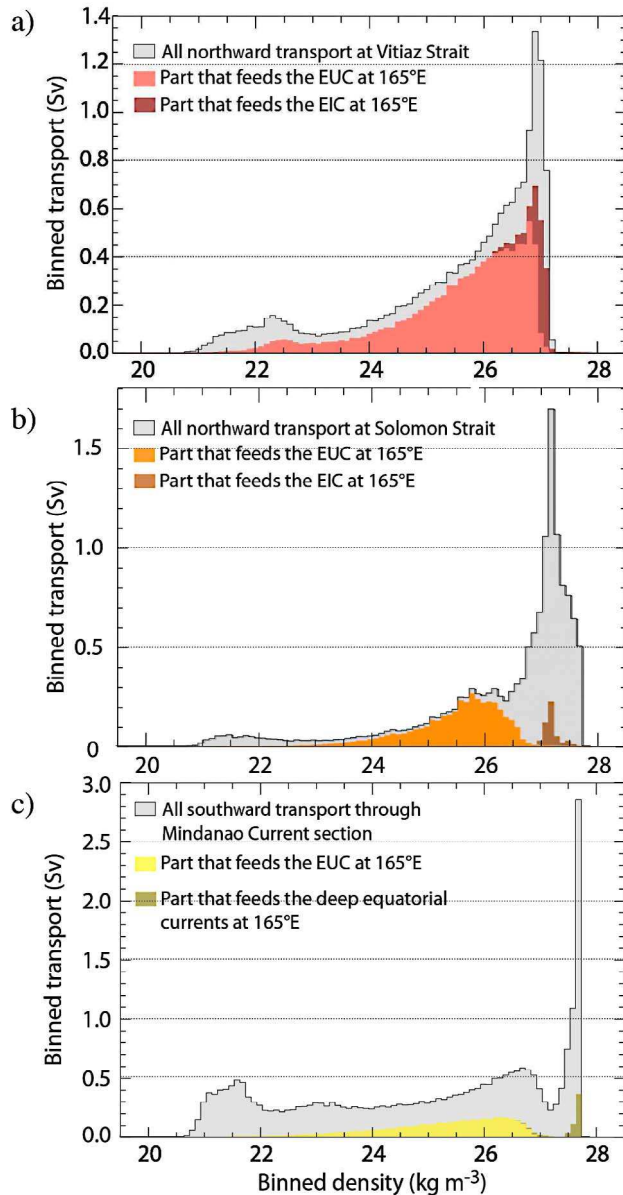


Figure 10. Transport distribution as a function of density of the equatorward inflow through the three LLWBC sections: (a) Vitiaz Strait, (b) Solomon Strait, and (c) along Mindanao coast. The full inflow is shown in the gray background, whereas the fraction that eventually reaches the 2.625°S–2.625°N section at 165°E is shown in the foreground, with bright colors when it is conveyed by the EUC and with dark colors when it is conveyed by other equatorial currents (SEC, EIC, or deeper currents). Here, the Lagrangian particles are injected only during 10 years, from 1971 to 1980, to allow a temporal integration 10 years longer than that for the backward experiment and thus to intercept slower deep currents.

deep waters; the spin-up of the model is however too short (8 years, from 1950 to 1957) compared with the advective time scales of these waters to allow us to draw conclusions on these water masses.

5. Conclusions and Discussion

[54] This study investigated the supply of water to the EUC from the Low-Latitude Western Boundary Currents of the western Pacific. In this area, defined as a water mass crossroads by *Fine et al.* [1994], converging northern and southern hemisphere waters meet in the vicinity of the equator and mix together. Thus, their contribution to the EUC transport and their properties evolve along their pathways to the EUC. Since the EUC is the main source of waters for the equatorial upwelling, improving our knowledge about its sources is crucial.

[55] We used a Lagrangian framework applied to a 1/4° resolution OGCM to quantify the transports, pathways and density evolution of the waters that form the EUC from 156°E to 140°W. Our model results mostly confirm the pathways deduced from previous observational studies [*Tsuchiya et al.*, 1989; *Fine et al.*, 1994; *Kashino et al.*, 1996]. Yet, the modeled analysis used in this study allowed a more detailed and quantified description of these pathways. We notably found that the EUC waters at 156°E mainly come from the South Pacific LLWBCs, with 40% of the EUC transport due to waters originating from the NGCU at Vitiaz Strait and 28% from the NICU east of New Ireland. The North Pacific LLWBC, the Mindanao Current, also significantly feeds up to 18% of the transport of the EUC. Most of these MC waters circulate into the Celebes Sea, and/or around the Halmahera Eddy before joining the equatorial band. Our results suggest that the contribution of the LLWBCs to the EUC is higher than formerly thought: west of the dateline, they supply almost the entire EUC transport.

[56] This study brings new information about the distribution of sources within the EUC. In our model, waters conveyed by the NGCU from Vitiaz Strait are the major contributors to the EUC transport and feed its central and lower parts on both sides of the equator. Waters conveyed by the Mindanao Current and by the NICU remain within the northern (0°–2°N) and southern (2°S–1°N) portions of the EUC, respectively. The Interior Ocean ventilates the upper part of the EUC in each hemisphere while the lowest part of the EUC is fed by recirculation from the equatorial intermediate waters.

[57] Interestingly, our model also suggests that the EUC is fed by waters flowing through Vitiaz Strait and along the PNG coasts at higher densities than those of the EUC (down to $\sigma_\theta = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$). These waters undergo an important density modification between Vitiaz Strait and the EUC at 165°E with notably a substantial lightening of dense waters that eventually enter the equatorial band within the range of EUC densities.

[58] Waters flowing equatorward in the MC and NICU that are incorporated into the EUC have lower densities than Vitiaz Strait water masses. As a consequence, the waters originating from other sources than the NGCU (MC, Solomon Strait and interior pathways) are less modified in density, but also undergo mixing. Some strong vertical eddy diffusivity exists in many areas of the western equatorial

Pacific. Eastern coasts of New Guinea, New Guinea and Halmahera Eddies, New Ireland and Mindanao islands appear to be areas of increased turbulence for the upper, central and lower thermocline. In the upper thermocline, vertical mixing also occurs east of 165°W along the equator within the EUC. Thus, all pathways followed by the waters feeding the EUC are subject to mixing. The detailed location, intensity, and processes yielding this mixing will be detailed in a further work, as well as the temperature and salinity modifications of the LLWBCs' waters.

[59] The Lagrangian software coupled to the OGCM is a powerful tool, and provided important new results about the EUC sources pathways, properties and evolutions. However, the results are reliant on the model performance. The OGCM, validated against observations, showed good skill in simulating the mean currents and densities, but also some weaknesses. The validity of our results is now discussed in the light of the model drawbacks.

[60] First, the model 1/4° zonal resolution is not sufficient to resolve all the complex topography of the small islands and straits in the southwestern tropical Pacific. For instance, the St. George's Channel is closed in our model, whereas Melet *et al.* [2011] estimated its outflow to a significant transport of 2.5 Sv in the thermocline. The evolution of water masses exiting the Solomon Sea through St. George's Channel may be different from the evolution of those flowing through Solomon Strait, because the former may not undergo as strong turbulent mixing as the one diagnosed along the New Ireland coast. Our 1/4° resolution model is not fully eddy resolving and an analysis of horizontal resolution impacts is beyond the scope of this study. However, we compared our results with those given by a 1/8° resolution ROMS simulation, where the St. George's Channel is open, and found similar transports, in average different by 5%. Consequently, this comparison made us confident in the robustness of our results. Nevertheless, an interesting perspective to this work is to investigate whether our conclusions change when using a model with higher resolution and/or different numerical settings.

[61] Both the modeled NGCU along PNG and the EUC at 147°E are shallower and stronger than observed. However, the depth of the EUC core at 156°E and downstream is correctly simulated. It is possible that, in reality, the NGCU waters flowing at higher densities than modeled exit the EUC between 147°E and 156°E. The fraction of NICU waters (flowing at lower densities than the NGCU waters) that directly retroflects and join the EUC between 147°E and 156°E, without rejoining the NGCU along the PNG coast, may also be more important than the one found in the model. Thus, along the PNG coast, and west of 156°E, the real NGCU and EUC should be weaker and deeper than modeled, but the observed EUC should be similar to the modeled EUC east of 156°E. This is exactly what is shown in Figure 3. Thus, the exact pathways of the NICU branch are subject to uncertainty. However, our conclusions about the transports at 156°E and eastward should not be affected. Nevertheless, this study highlights temporal and spatial undersampling of this critical region. The transport variability of the two branches downstream the NICU bifurcation, north of New Ireland, would especially be worth sampling.

[62] Another limitation of our model is the misrepresentation of the Subsurface Countercurrents (SCCs). The southern SCC origin is located close to Solomon Strait and flows at densities close to 26.5–26.75 kg m⁻³ [Rowe *et al.*, 2000]. Some of the waters of the NGCU and NICU flowing at these densities may feed this SCC instead of the EUC, and our model may overestimate the contribution of these sources to the EUC. The same is true for the Mindanao Current and the northern SCC.

[63] Mackey *et al.* [2002], Lacan and Jeandel [2001], and Slemons *et al.* [2010, also submitted manuscript, 2011] highlighted the western Pacific and the NGCU as being a major source of iron for the EUC waters. Iron is considered the main limiting nutrient for phytoplankton growth in the eastern equatorial Pacific, which explains its HNLC nature [Martin *et al.*, 1994]. Our results fully support the fact that the NGCU is a major route for EUC waters. In addition, Slemons *et al.* [2010] found maximum iron concentrations to be located in the deepest part at 165°E, at ~250 m (and downstream) at densities of 26.4 kg m⁻³ while the same maximum was found deepest in the NGCU (460 m, 26.9 kg m⁻³) [see Slemons *et al.*, 2010, Figures 5 and 6]. Such depth difference was a somewhat puzzling result as it was not clear how to relate the two water masses. Our findings give a rationale for Slemons *et al.*'s [2010] results where iron rich waters from the NGCU at such low densities can eventually feed the lowest EUC part, lightening along their route to the EUC under the influence of mixing. However, our study does not provide information about the SCCs capacity to convey enriched waters toward the eastern Pacific, because of their misrepresentation in the model. Whether or not these powerful eastward veins play an important role as micro-nutrient conveyers remains to be elucidated.

[64] Finally, the Lagrangian calculations are made here over 20 years and therefore simulate pathways integrated in time. However, the pathways vary depending on the season and on the El Niño–Southern Oscillation phase [Ryan *et al.*, 2006; Gorgues *et al.*, 2010]. Ridgway *et al.* [1993] and Melet *et al.* [2010b] demonstrated that the transports in Vitiaz and Solomon Straits increase during an El Niño event. What is the fate of this excess water transport? Do these sources differently feed the EUC, which strongly weakens during an El Niño event? This should be explored in future studies.

[65] **Acknowledgments.** We would like to thank Gregory C. Johnson, Jawo Ueki, and the TAO project office for making their data available to us (TAO data are available online at <http://www.pmel.noaa.gov>). We also want to thank the DRAKKAR project for making the ORCA025-G70 simulation available. We acknowledge the use of the ARIANE Lagrangian tool (<http://www.univ-brest.fr/lpo/ariane/>). Support for this study has been provided by the Centre National de Recherche Scientifique (CNRS/INSU, LEFE program), the Agence Nationale de la Recherche (ANR), and the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Finally, we would like to thank James W. Murray and the anonymous reviewer for their valuable comments and suggestions, which improved the quality of this paper.

References

- Arakawa, A. (1972), Design of the UCLA general circulation model: Numerical simulation of weather and climate, *Tech. Rep.* 7, 116 pp., Dep. of Meteorol., Univ. of Calif., Los Angeles.
- Barnier, B., et al. (2006), Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution, *Ocean Dyn.*, 56, 543–567, doi:10.1007/s10236-006-0082-1.
- Blanke, B., and P. Delecluse (1993), Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different

- mixed-layer physics, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 1363–1388, doi:10.1175/1520-0485(1993)023<1363:VOTTAO>2.0.CO;2.
- Blanke, B., and S. Raynaud (1997), Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: An Eulerian and Lagrangian approach from GCM results, *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1038–1053, doi:10.1175/1520-0485(1997)027<1038:KOTPEU>2.0.CO;2.
- Blanke, B., M. Arhan, G. Madec, and S. Roche (1999), Warm water paths in the equatorial Atlantic as diagnosed with a general circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 2753–2768, doi:10.1175/1520-0485(1999)029<2753:WWPITE>2.0.CO;2.
- Butt, J., and E. Lindstrom (1994), Currents off the east coast of New Ireland, Papua New Guinea, and their relevance to regional undercurrents in the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **99**, 12,503–12,514, doi:10.1029/94JC00399.
- Chavez, F. P., and R. T. Barber (1987), An estimate of new production in the equatorial Pacific, *Deep Sea Res., Part A*, **34**, 1229–1243, doi:10.1016/0198-0149(87)90073-2.
- Chavez, F. P., and J. R. Toggweiler (1995), Physical estimates of global new production: The upwelling contribution, in *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*, edited by C. P. Summerhayes, pp. 313–320, John Wiley, New York.
- Cravatte, S., A. Ganachaud, Q.-P. Duong, W. S. Kessler, G. Eldin, and P. Dutrieux (2011), Observed circulation in the Solomon Sea from SADC data, *Prog. Oceanogr.*, **88**, 116–130, doi:10.1016/j.pcean.2010.12.015.
- Dutrieux, P., et al. (2008), Thermocline and subthermocline currents from the central to western equatorial Pacific: A snapshot view from the EUC-Fe campaign, paper presented at the 2008 Ocean Sciences Meeting, Am. Soc. of Limnol. and Oceanogr., Orlando, Fla., 2–7 March.
- Fine, R. A., R. Lukas, F. Bingham, M. J. Warner, and R. H. Gammon (1994), The western equatorial Pacific: A water mass crossroads, *J. Geophys. Res.*, **99**, 25,063–25,080, doi:10.1029/94JC02277.
- Fukumori, I., T. Lee, B. Cheng, and D. Menemenlis (2004), The origin, pathway, and destination of Niño-3 water estimated by a simulated passive tracer and its adjoint, *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 582–604, doi:10.1175/2515.1.
- Goodman, P. J., W. Hazeleger, P. de Vries, and M. Cane (2005), Pathways into the Pacific Equatorial Undercurrent: A trajectory analysis, *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 2134–2151, doi:10.1175/JPO2825.1.
- Gordon, A. L., and R. A. Fine (1996), Pathways of water between the Pacific and Indian oceans in the Indonesian seas, *Nature*, **379**, 146–149, doi:10.1038/379146a0.
- Gordon, R. M., K. H. Coale, and K. S. Johnson (1997), Iron distributions in the equatorial Pacific: Implications for new production, *Limnol. Oceanogr.*, **42**, 419–431, doi:10.4319/lo.1997.42.3.0419.
- Gorgues, T., C. Menkes, Y. Dandonneau, S. Alvain, C. Moulin, L. Slemmons, and M.-H. Radenac (2010), Revisiting the La Niña 1998 phytoplankton blooms in the equatorial Pacific, *Deep Sea Res., Part I*, **57**, 567–576, doi:10.1016/j.dsr.2009.12.008.
- Gouriou, Y., and J. Toole (1993), Mean circulation of the upper layers of the western equatorial Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, **98**, 22,495–22,520, doi:10.1029/93JC02513.
- Hautala, S. L., J. S. Reid, and N. Bray (1996), The distribution and mixing of Pacific water masses in the Indonesian Seas, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12,353–12,373, doi:10.1029/96JC00037.
- Hayes, S. P., L. J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi, and K. Takeuchi (1991), TOGATAO: A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific Ocean, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **72**, 339–347, doi:10.1175/1520-0477(1991)072<0339:TTAMAF>2.0.CO;2.
- Izumo, T., J. Picaut, and B. Blanke (2002), Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(22), 2080, doi:10.1029/2002GL015073.
- Johnson, G. C., and M. J. McPhaden (1999), Interior pycnocline flow from the subtropical to the equatorial Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 3073–3089, doi:10.1175/1520-0485(1999)029<3073:IPFFTS>2.0.CO;2.
- Johnson, G. C., B. M. Sloyan, W. S. Kessler, and K. E. McTaggart (2002), Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s, *Prog. Oceanogr.*, **52**, 31–61, doi:10.1016/S0079-6611(02)00021-6.
- Kashino, Y., M. Aoyama, T. Kawano, N. Hendiarti, Syaefudin, Y. Anantaseana, K. Muneyama, and H. Watanabe (1996), The water masses between Mindanao and New Guinea, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12,391–12,400, doi:10.1029/95JC03797.
- Kashino, Y., I. Ueki, Y. Kuroda, and A. Purwandani (2007), Ocean variability north of New Guinea derived from TRITON buoy data, *J. Oceanogr.*, **63**, 545–559, doi:10.1007/s10872-007-0049-y.
- Lacan, F., and C. Jeandel (2001), Tracing Papua New Guinea imprint on the central equatorial Pacific Ocean using neodymium isotopic compositions and Rare Earth Element patterns, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **186**, 497–512, doi:10.1016/S0012-821X(01)00263-1.
- Landry, M. R., et al. (1997), Iron and grazing constraints on primary production in the central equatorial Pacific: An EqPac synthesis, *Limnol. Oceanogr.*, **42**, 405–418, doi:10.4319/lo.1997.42.3.0405.
- Large, W., and S. Yeager (2004), Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The datasets and flux climatologies, *Tech. Note NCAR/TN-460+STR*, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- Levitus, S., et al. (1998), *World Ocean Database 1998*, vol. 1, *Introduction*, NOAA Atlas NESDIS 18, 346 pp., U.S. Dep. of Commer., Washington, D.C.
- Lindstrom, E., R. Lukas, R. Fine, E. Firing, S. Godfrey, G. Meyers, and M. Tsuchiya (1987), The western equatorial ocean circulation study, *Nature*, **330**, 533–537, doi:10.1038/330533a0.
- Liu, Z., S. G. H. Philander, and R. C. Pacanowski (1994), A GCM study of tropical-subtropical upper-ocean water exchange, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 2606–2623, doi:10.1175/1520-0485(1994)024<2606:AGSOTU>2.0.CO;2.
- Lu, P., and J. P. McCreary (1995), Influence of the ITCZ on the flow of thermocline water from the subtropical to the equatorial Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 3076–3088, doi:10.1175/1520-0485(1995)025<3076:IOTIOT>2.0.CO;2.
- Lukas, R., T. Yamagata, and J. P. McCreary (1996), Pacific low-latitude western boundary currents and the Indonesian throughflow, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12,209–12,216, doi:10.1029/96JC01204.
- Mackey, D. J., J. E. O'Sullivan, and R. J. Watson (2002), Iron in the western Pacific: A riverine or hydrothermal source for iron in the Equatorial Undercurrent, *Deep Sea Res., Part I*, **49**, 877–893, doi:10.1016/S0967-0637(01)00075-9.
- Marin, F., B. L. Hua, and S. Wacongne (2000), The equatorial thermocline and subsurface countercurrents in the light of atmospheric Hadley cells mechanism, *J. Mar. Res.*, **58**, 405–437, doi:10.1357/002224000321511098.
- Marin, F., E. Kestenare, T. Delcroix, F. Durand, S. Cravatte, G. Eldin, and R. Bourdallé-Badie (2010), Annual reversal of the Equatorial Intermediate Current in the Pacific: Observations and model diagnostics, *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 915–933, doi:10.1175/2009JPO4318.1.
- Martin, J. H., et al. (1994), Testing the iron hypothesis in ecosystems of equatorial Pacific Ocean, *Nature*, **371**, 123–129, doi:10.1038/371123a0.
- McPhaden, M. J. (1988), PMEL current mooring program in the tropical Pacific, in *Proceedings of the U.S. Global Ocean Flux Study Pacific Planning Report*, JGOFS Plann. Rep. 9, pp. 91–94, Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole, Mass.
- Melet, A., L. Gourdeau, W. S. Kessler, J. Verron, and J.-M. Molines (2010a), Thermocline circulation in the Solomon Sea: A modeling study, *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 1302–1319, doi:10.1175/2009JPO4264.1.
- Melet, A., L. Gourdeau, and J. Verron (2010b), Variability in Solomon Sea circulation derived from altimeter sea level data, *Ocean Dyn.*, **60**, 883–900, doi:10.1007/s10236-010-0302-6.
- Melet, A., J. Verron, L. Gourdeau, and A. Koch-Larrouy (2011), Equatorward pathways of Solomon Sea water masses and their modifications, *J. Phys. Oceanogr.*, **41**, 810–826, doi:10.1175/2010JPO4559.1.
- Molines, J.-M., B. Barnier, T. Penduff, L. Brodeau, A.-M. Treguier, S. Theetten, and G. Madec (2006), Definition of the interannual experiment ORCA025-G70, 1958–2004, *Rep. LEGI-DRA-2-11-2006i*, Lab. des Ecoulements Geophys. et Ind., Grenoble, France.
- Murray, J. W., R. T. Barber, M. R. Roman, M. P. Bacon, and R. A. Feely (1994), Physical and biological controls on carbon cycling in the equatorial Pacific, *Science*, **266**, 58–65, doi:10.1126/science.266.5182.58.
- Qu, T., and E. J. Lindstrom (2004), Northward intrusion of Antarctic Intermediate Water in the western Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 2104–2118, doi:10.1175/1520-0485(2004)034<2104:NIOAIW>2.0.CO;2.
- Ridgway, K. R., J. S. Godfrey, G. Meyers, and R. Bailey (1993), Sea level response to the 1986–1987 El-Niño Southern Oscillation event in the western Pacific in the vicinity of Papua New Guinea, *J. Geophys. Res.*, **98**, 16,387–16,395, doi:10.1029/93JC00766.
- Rodgers, K. B., B. Blanke, G. Madec, O. Aumont, P. Ciais, and J.-C. Dutay (2003), Extratropical sources of equatorial Pacific upwelling in an OGCM, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(2), 1084, doi:10.1029/2002GL016003.
- Rowe, G. D., E. Firing, and G. C. Johnson (2000), Pacific equatorial subsurface countercurrent velocity, transport, and potential vorticity, *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1172–1187, doi:10.1175/1520-0485(2000)030<1172:PESCVT>2.0.CO;2.
- Ryan, J. P., I. Ueki, Y. Chao, H. Hang, P. S. Polito, and F. P. Chavez (2006), Western Pacific modulation of large phytoplankton blooms in the central and eastern equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **111**, G02013, doi:10.1029/2005JG000084.
- Schiller, A., P. R. Oke, G. B. 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, doi:10.1016/j.pocean.2008.01.003.
- Schneider, N. (2004), The response of tropical climate to the equatorial emergence of spiciness anomalies, *J. Clim.*, **17**, 1083–1095, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1083:TROTCT>2.0.CO;2.
- Schott, F. A., J. P. McCreary, and G. C. Johnson (2004), Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans, in *Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 147, edited by C. Wang et al., pp. 261–304, AGU, Washington, D. C.
- Slemons, L. O., J. W. Murray, T. Gorgues, O. Aumont, and C. Menkes (2009), Biogeochemical impact of a model western iron source in the Pacific Equatorial Undercurrent, *Deep Sea Res., Part I*, **56**, 2115–2128, doi:10.1016/j.dsr.2009.08.005.
- Slemons, L. O., J. W. Murray, B. Paul, and P. Dutrieux (2010), Western Pacific coastal sources of iron, manganese and aluminum to the Equatorial Undercurrent, *Global Biogeochem. Cycles*, **24**, GB3024, doi:10.1029/2009GB003693.
- Stockdale, T., A. Busalacchi, D. E. Harrison, and R. Seager (1998), Ocean modeling for ENSO, *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,325–14,355, doi:10.1029/97JC02440.
- Tsuchiya, M., R. Lukas, R. Fine, E. Firing, and E. Lindstrom (1989), Source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent, *Prog. Oceanogr.*, **23**, 101–147, doi:10.1016/0079-6611(89)90012-8.
- Ueki, I., Y. Kashino, and Y. Kuroda (2003), Observation of current variations off the New Guinea coast including the 1997–1998 El Niño period and their relationship with Sverdrup transport, *J. Geophys. Res.*, **108**(C7), 3243, doi:10.1029/2002JC001611.
- Uppala, S. M., et al. (2005), The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- Wijffels, S., E. Firing, and J. Toole (1995), The mean structure and variability of the Mindanao Current at 8°N, *J. Geophys. Res.*, **100**, 18,421–18,435, doi:10.1029/95JC01347.
- Zenk, W., G. Siedler, A. Ishida, J. Holfort, Y. Kashino, Y. Kuroda, T. Miyama, and T. J. Müller (2005), Pathways and variability of the Antarctic Intermediate Water in the western equatorial Pacific Ocean, *Prog. Oceanogr.*, **67**, 245–281, doi:10.1016/j.pocean.2005.05.003.

B. Blanke, Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523, CNRS/IFREMER/IRD/UBO, Université de Bretagne Occidentale, UFR Sciences, 6 avenue Le Gorgeu, F-29238 Brest CEDEX, France.

S. Cravatte, F. Durand, M. Grenier, C. Jeandel, and A. Koch-Larrouy, LEGOS, 14 Avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse CEDEX, France. (melanie.grenier@legos.obs-mip.fr)

A. Melet, LEGI, UMR 5519, CNRS, Université de Grenoble, BP 53, F-38041 Grenoble CEDEX 9, France.

C. Menkes, LOCEAN, UPMC/IRD/CNRS/MNHN, Université Pierre et Marie Curie, Case 100, 4 place Jussieu, F-75252 Paris CEDEX 05, France.

3.3 Evolution hydrologique des sources de l'EUC

Une des conclusions majeures de l'article précédent est la diminution de densité des eaux les plus denses du Détroit de Vitiaz au cours de leur transit vers l'EUC. La représentation sur différentes surfaces isopycnales du coefficient de diffusivité verticale K_z moyenné à 5j [fig. 10 de Grenier *et al.*, 2011] nous a permis, qualitativement, de localiser des régions où du mélange diapycnal pourrait avoir lieu et modifier les propriétés hydrologiques des eaux issues du Détroit de Vitiaz. Il semblerait que toutes les sources de l'EUC traversent des régions favorables à un mélange vertical. Si les densités des eaux sont modifiées par mélange au cours de leur transport entre 10°N-10°S et l'équateur, cela signifie que les températures et/ou les salinités de ces eaux sont aussi modifiées. Dans le contexte de l'étude de la variabilité équatoriale basse fréquence, plusieurs études ont critiqué l'hypothèse initialement proposée par Gu and Philander [1997], laquelle suggère que l'advection jusqu'à l'équateur d'anomalies de température générées dans les subtropiques permettrait de modifier les conditions atmosphériques équatoriales. Schneider *et al.* [1999] ont montré que les anomalies de température sont érodées le long de leur trajet dans la branche inférieure des STCs et sont trop faibles lorsqu'elles atteignent l'équateur pour expliquer la variabilité équatoriale basse fréquence. Luo *et al.* [2005] ont d'autre part montré que les anomalies de spiciness (anomalies de température et de salinité se compensant en densité) générées dans le Pacifique subtropical sud pourraient expliquer la variabilité décennale de la température et de la salinité le long de l'équateur. Par ailleurs, d'autres études ont proposé que cette variabilité décennale reposerait sur des anomalies de transport des STC qui engendreraient des anomalies de température à l'équateur [Kleeman *et al.*, 1999; Zhang and McPhaden, 2006; Cheng *et al.*, 2007; Lübbbecke *et al.*, 2008].

La seconde partie de ce chapitre est motivée par ce contexte de variabilité décennale équatoriale. À partir des résultats obtenus dans la première partie de ce chapitre, j'ai approfondi l'étude de modifications des eaux par une approche un peu plus détaillée des différents paramètres hydrologiques. Pour cela, j'ai observé l'évolution des distributions de transport de ces sources en fonction des différents paramètres hydrologiques σ_θ , θ et S , entre leur section d'origine – telles que définies dans l'article de Grenier *et al.* [2011] – et leur arrivée dans l'EUC à 140°W. Dans un premier temps, nous présenterons la paramétrisation du mélange vertical dans le modèle ORCA025-G70.

3.3.1 Le mélange vertical dans le modèle ORCA025-G70

Dans ORCA025-G70, les deux coefficients de mélange vertical sont le coefficient de viscosité verticale (avm) et le coefficient de diffusivité verticale des traceurs (avt).

Le coefficient de mélange (avm) est déterminé par le modèle, en résolvant une équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente [TKE, *Blanke and Delecluse*, 1993]. C'est donc un champ tridimensionnel, calculé au même endroit que les vitesses verticales W . L'évolution temporelle de l'équation pronostique de la TKE est régie par le bilan de sa production, lors du cisaillement vertical des vitesses dans l'océan, de sa destruction par stratification, et de sa diffusion verticale et de sa dissipation par les petites échelles. À la surface, la condition limite pour l'équation de la TKE est une valeur d'énergie cinétique turbulente déduite directement du stress du vent, modulé par un coefficient *ad hoc*.

En pratique, le coefficient de mélange est fort si on a du cisaillement de vitesse, faible là où il y a de la stratification. Au fur et à mesure du développement de NEMO, de nouvelles variables sont venues moduler ce coefficient de mélange vertical : l'effet du déferlement des vagues (pris en compte en modifiant le coefficient *ad hoc* mentionné ci-avant), l'effet des structures induites par un vent de surface, appelées cellules de Langmuir (obtenu en ajoutant un terme source dans l'équation TKE), et enfin une prise en compte de la pénétration d'une partie de l'énergie disponible en surface dans les couches supérieures de l'océan, essentiellement pour représenter la houle (ajout d'un terme source avec un profil vertical exponentiel).

Pour la diffusivité verticale des traceurs (avt) intervient le nombre de Prandtl local, qui représente le rapport entre la diffusivité de quantité de mouvement et la diffusivité thermique, lié à l'effet de la stratification. D'où la relation $avt = \frac{avm}{P_{dtl}}$. Le nombre de Prandtl est fonction du nombre de Richardson local, qui représente le rapport entre la stabilisation de l'écoulement par stratification, calculé par la fréquence de Brunt-Väisälä N , et la déstabilisation de l'écoulement par cisaillement vertical.

Le coefficient de mélange vertical (avt) est renforcé à une valeur extrême (10 m²/s) en cas d'instabilité de la colonne d'eau : si entre 2 couches, la couche supérieure a une densité plus élevée ($N^2 < 0$), alors le coefficient de mélange entre ces 2 couches prend une valeur très élevée, ce qui a pour effet de mélanger instantanément les 2 couches en inversion. Il en est de même pour avm (mélange de la quantité de mouvement).

Le coefficient de mélange vertical ne peut pas être inférieur à une certaine valeur de background, fixée à 1.10^{-5} m² s⁻¹ pour la diffusivité et 1.10^{-4} m² s⁻¹ pour la viscosité. Ce coefficient

de background est divisé par 10 dans la bande équatoriale (5°S-5°N), avec un raccord linéaire entre 15 et 5 degrés de latitude.

3.3.2 Validation du champ de salinité

Afin de vérifier la robustesse de notre modèle pour l'étude de l'évolution des traceurs physiques des sources de l'EUC, nous avons représenté le champ de salinité moyen sur les isopycnes 24.0 kg m⁻³, 24.8 kg m⁻³ et 26.2 kg m⁻³, associées aux thermoclines équatoriales supérieures des eaux issues des chemins intérieurs et des LLWBCs et à la thermocline inférieure des eaux issues des LLWBCs, respectivement (fig. 3.1). Sur les isopycnes 24.0 kg m⁻³ et 24.8 kg m⁻³, le modèle reproduit bien le maximum de sel des Eaux Tropicales du Pacifique Sud (SPTW) dans le gyre subtropical sud, vers 140°W, advectées vers la Mer de Corail et vers l'équateur [Tsuchiya *et al.*, 1989; Tomczak and Godfrey, 2003]. Le gradient de salinité équatorial, lié à la rencontre des SPTW, salées, et des Eaux Tropicales du Pacifique Nord (NPTW), plus douces, est légèrement plus marqué et décalé vers le nord dans le modèle. Cette représentation semble liée à une surestimation de la salinité des eaux pénétrant dans la Mer de Corail et des Salomon et transitant par les LLWBCs sud. Néanmoins, la rétroflexion des SPTW dans l'EUC depuis le NGCU via les tourbillons de Nouvelle-Guinée et d'Halmahera, s'introduisant dans l'hémisphère nord jusqu'à 5°N/6°N, est proche de la rétroflexion observée par la climatologie CARS. De plus, la gamme de salinités composant l'EUC à ces densités est bien reproduite, en particulier à l'est de 180°, avec les eaux les plus salées dans sa moitié sud et les eaux les plus douces dans sa moitié nord. Sur l'isopycne 26.2 kg m⁻³, le maximum de sel des Eaux Centrales du Pacifique Sud-Ouest [WSPCW, Tomczak and Godfrey, 2003] semble bien issue de la région de Convergence Subtropicale au nord de la Nouvelle-Zélande et de la Mer de Tasmanie [Tsuchiya, 1981] et l'advection de ces eaux le long des WBCs dans la Mer de Corail et des Salomon est cohérente avec la climatologie CARS et les observations de Tsuchiya *et al.* [1989] et Tomczak and Hao [1989]. Cependant, le modèle sous-estime la salinité des WSPCW, en particulier dans les Mers de Corail et des Salomon. Néanmoins, au nord de 3°S l'équateur, on retrouve une bonne concordance du modèle avec la climatologie CARS. Le gradient équatorial séparant les Eaux Centrales du Pacifique Nord (NPCW), plus douces, des Eaux Centrales du Pacifique Sud est bien reproduit, autour de 2°-3°N. La rétroflexion des WSPCW dans l'EUC ainsi que la distribution de salinité des eaux de l'EUC le long de l'équateur sont bien simulées par le modèle.

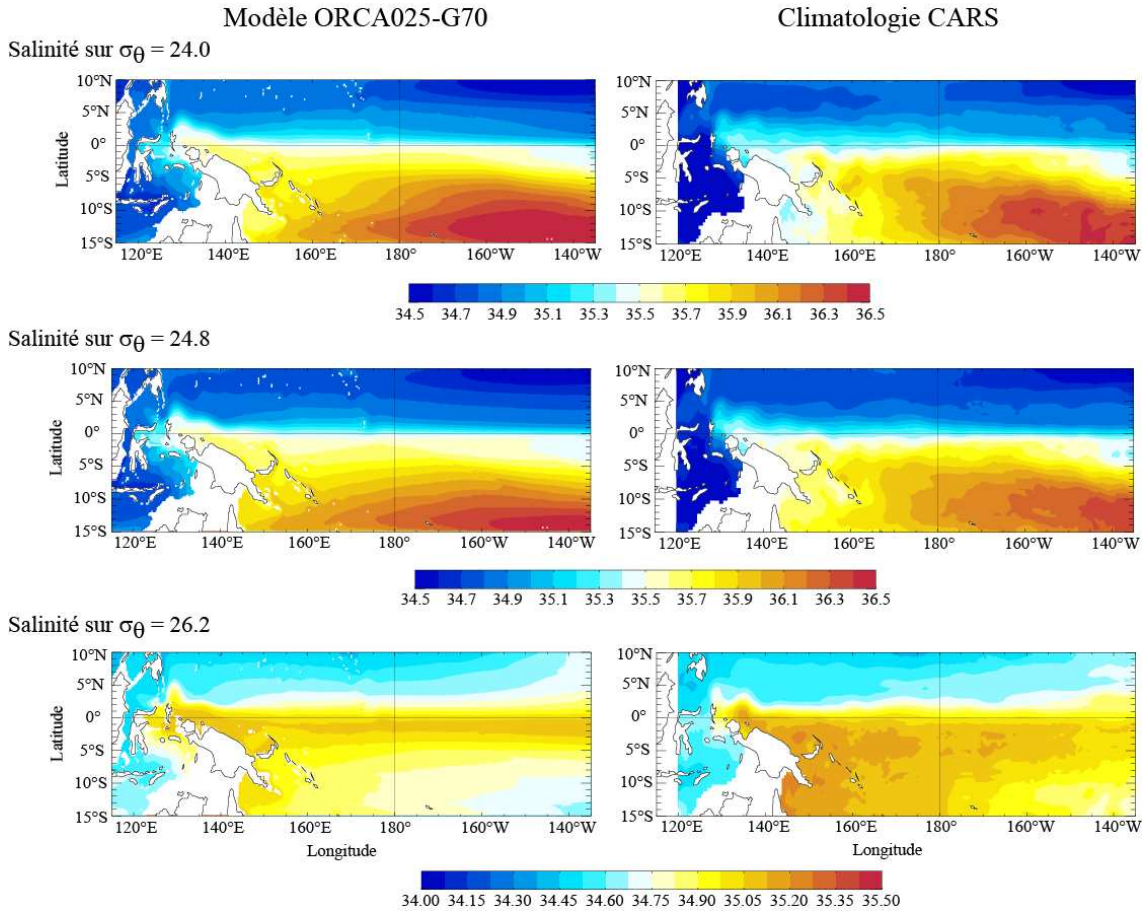


FIGURE 3.1 – Salinité moyenne sur l'isopycne $\sigma_\theta = 24.0 \text{ kg m}^{-3}$ (haut), $\sigma_\theta = 24.8 \text{ kg m}^{-3}$ (milieu) et $\sigma_\theta = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ (bas) pour la moyenne climatologique 1971-2001 du modèle (gauche) et pour la climatologie CARS (droite).

3.3.3 Modification des propriétés hydrographiques

Dans le but de caractériser les modifications des masses d'eau, nous avons d'abord analysé les distributions de transport en fonction de la densité potentielle, de la température et de la salinité, entre la section d'origine de chaque source et l'EUC à 140°W (fig. 3.2).

L'outil lagrangien enregistre et stocke uniquement les propriétés hydrologiques initiales (fig. 3.2, histogrammes) et finales (fig. 3.2, courbes) de chaque particule fluide. Par conséquent, nous pouvons déterminer l'existence ou non de modifications des propriétés le long du chemin de masses d'eau. En revanche, ces données ne nous permettent pas de déterminer la région où le mélange a lieu. Sur la figure 3.2, les histogrammes gris et les courbes noires représentent la distribution de transport de l'ensemble des sources, à leur section d'origine et à la section EUC, respectivement. Les histogrammes et courbes colorés donnent les mêmes informations, mais pour chaque source prise individuellement. Il est important de noter que la presque totalité des particules fluides rejoint l'EUC à 140°W sans être interceptée par la couche de mélange (pourcentage intercepté : 5%). Cela implique que leurs propriétés thermohalines sont peu modifiées par interaction océan/atmosphère. Les modifications hydrographiques potentielles d'une eau peuvent donc être essentiellement attribuées au mélange de cette eau avec des eaux environnantes au cours de son transit.

Dans le but de mieux comprendre les échanges de chaleur et de sel entre les masses d'eau constituant ou environnant l'EUC, les pertes et gains de chaleur de chacune des sources enregistrés entre leur section origine et l'EUC ont été quantifiés. Concrètement, les flux de chaleur ϕ_T et de sel ϕ_S ont été calculés pour chaque trajectoire selon les équations 3.1 et 3.2 et les valeurs associées sont reportées sur la figure 3.2 :

$$\phi_T = \rho_0 \cdot C_p \cdot (T_i - T_f) \cdot tr \quad (3.1)$$

$$\phi_S = (S_i - S_f) \cdot tr \quad (3.2)$$

où tr est le transport infinitésimal de la trajectoire considérée, T_i et S_i ses température et salinité à la section d'origine et T_f et S_f ses température et salinité à la section EUC. ρ_0 est la masse volumique et C_p la chaleur spécifique à pression constante.

Dans l'EUC, les sources forment un transport maximum pour des eaux froides, douces et denses ($\theta < 19^\circ\text{C}$, $S < 35.3$, $\sigma > 25 \text{ kg m}^{-3}$; courbes noires de la figure 3.2). En comparant

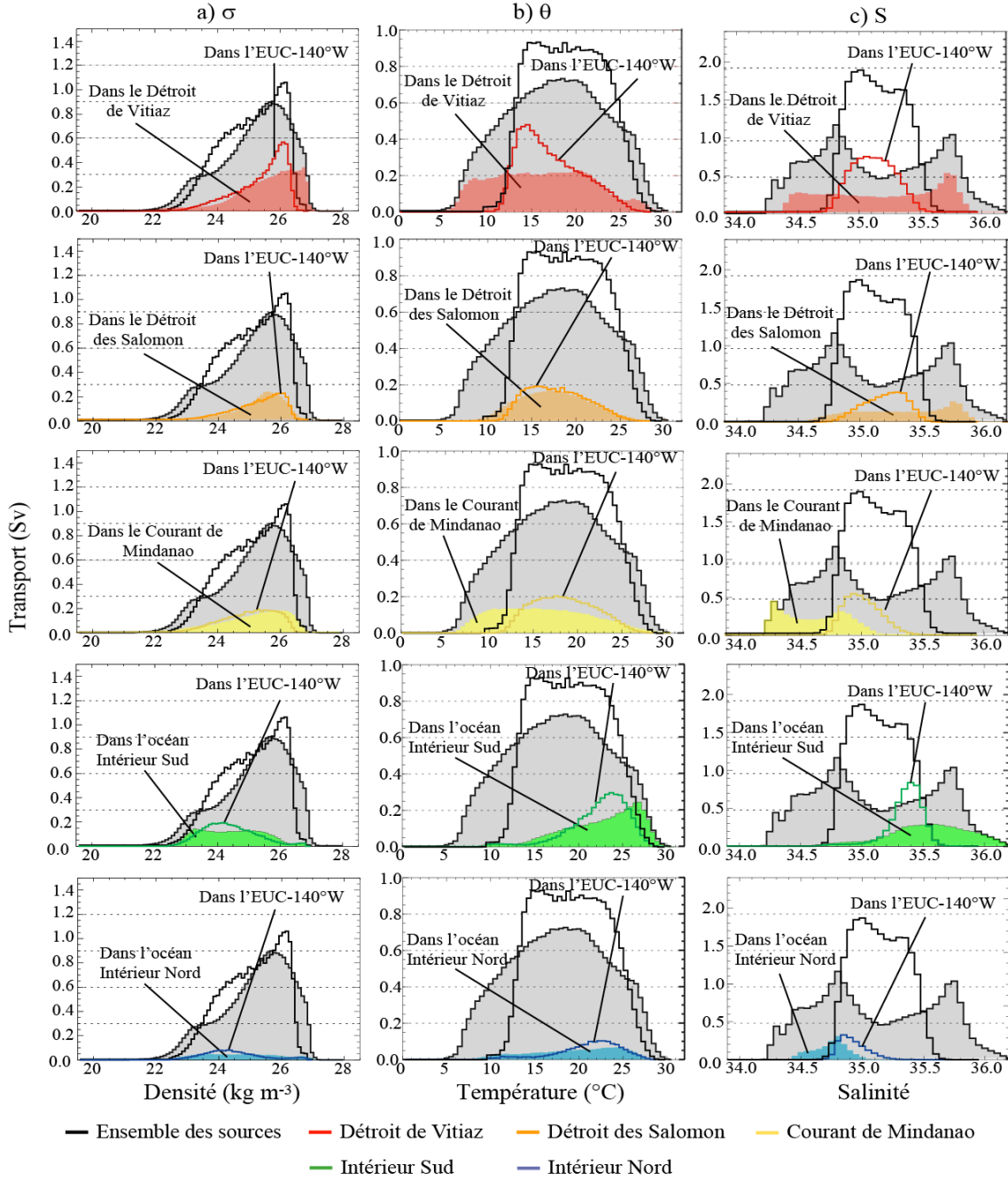


FIGURE 3.2 – Contribution du transport de l'EUC à 140°W en fonction de a) la densité, b) la température et c) la salinité pour, de haut en bas, les eaux du Détroit de Vitiiaz, du Détroit des Salomon, du Courant Mindanao et des apports intérieurs sud et nord. Les histogrammes représentent les propriétés hydrologiques calculées aux origines tandis que les courbes illustrent les distributions dans l'EUC. La contribution individuelle de chaque source est représentée en couleur alors que l'histogramme gris et la courbe noire représentent la somme de toutes les contributions, qui est égale au transport total de l'EUC. L'intervalle de découpage est 0.1 kg m^{-3} pour la densité, 0.5 $^{\circ}\text{C}$ pour la température et 0.05 pour la salinité. Dans le tableau ci-après sont reportés les transports, densités moyennes à la section d'origine et dans l'EUC à 140°W, et les flux de chaleur (en 10^{-3} PW, calculés à partir de l'équation 3.1) et de sel (en kg s^{-1} , calculés à partir de l'équation 3.2) des différentes sources de l'EUC, entre leur section d'origine et l'EUC à 140°W.

3.3 Evolution hydrologique des sources de l'EUC

Source	tr (Sv)	$\rho_{\text{source}} (\text{kg m}^{-3})$	$\rho_{\text{EUC}} (\text{kg m}^{-3})$	$\phi_T (10^{-3} \text{ PW})$	$\phi_S (\text{kg s}^{-1})$
Détroit de Vitiaz	7.3	25.7	25.5	+30.1	-0.6
NICU	4.7	25.5	25.3	+7.3	-0.7
Courant de Mindanao	5.2	25.3	25.0	+53.5	+2.0
Intérieur sud	4.0	24.4	24.3	-0.2	-0.7
Intérieur nord	1.7	24.6	24.4	+11.1	+0.3
Recirculation	3.3	25.5	25.4	+7.6	+0.2
Couche mélangée	1.4	22.7	23.3	-12.8	0
TOTAL	27.6	25.1	25.0	+97.3	+0.5

Suite

cette distribution à celle des sources dans leurs sections d'origine, on observe que ces sources subissent au cours de leur chemin à l'EUC à 140°W une forte érosion de leurs eaux froides ($\theta < 12^\circ\text{C}$), de leurs eaux douces ($S < 34.8$) et de leurs eaux salées ($S > 35.5$), et que les eaux les plus denses à l'origine ($\sigma > 26.5 \text{ kg m}^{-3}$) s'allègent fortement (histogrammes gris de la figure 3.2). L'ensemble de ces sources subit un gain net de chaleur égal à $+97.3 \cdot 10^{-3} \text{ PW}$ et un gain net de sel de $+0.5 \text{ kg s}^{-1}$. Ainsi, l'allègement des eaux semble résulter de leur réchauffement, ce qui indique que les variations de densité des eaux de subsurface du Pacifique Équatorial sont principalement pilotées par les variations de température, même si la salinité joue un rôle non négligeable.

Les eaux issues du Détroit de Vitiaz s'étalent à l'origine sur les intervalles les plus larges de température et de salinité, marquées par des transports relativement constants sur les intervalles de température $[8 - 21]^\circ\text{C}$ et de salinité $[34.45 - 34.6]$ et un pic de transport autour de la salinité 35.75 (histogrammes rouges, fig. 3.2 b et c). Elles sont majoritairement composées d'eaux denses, ayant un transport maximum compris entre 26 et 26.8 kg m^{-3} (histogramme rouge, fig. 3.2 a). Cette distribution est tout à fait consistante avec les observations glider [Davis et al., 2012] qui situent le cœur du NGCU autour de la densité 26.5 kg m^{-3} à l'entrée de la Mer des Salomon. Au cours de leur transit vers l'EUC à 140°W, elles voient leurs eaux les plus denses s'alléger significativement, conduisant à la formation d'un fort pic de transport autour de la densité 26.0 kg m^{-3} dans l'EUC (courbe rouge, fig. 3.2 a). Ses eaux les plus froides ($\theta < 12^\circ\text{C}$) sont entièrement érodées et modifiées pour former dans l'EUC un fort pic de transport sur l'intervalle de température $[13-16]^\circ\text{C}$ (courbe rouge, fig. 3.2 b). Bien que les eaux issues du Détroit de Vitiaz enregistrent un gain net de chaleur de $+30.1 \cdot 10^{-3} \text{ PW}$ au cours de leur chemin vers l'EUC, elles forment les eaux les plus froides de l'EUC à 140°W. Cette source subit aussi une forte érosion de ses eaux les plus douces ($S < 34.8$) et de ses eaux les plus salées ($S > 35.6$) et participe ainsi à une large variété des salinités de l'EUC (courbe rouge, fig. 3.2 c). Les eaux issues du Détroit de Vitiaz subissent une perte nette de sel entre leur section d'origine et l'EUC à 140°W (-0.6 kg s^{-1}).

Les eaux issues du Courant de Mindanao sont formées à leur section d'origine des eaux les plus douces des différentes sources de l'EUC ($S = [34.2 - 35.1]$) et des eaux les plus denses, après celles du Détroit de Vitiaz (histogrammes jaunes, fig. 3.2 c et a, respectivement). Elles couvrent un large intervalle de température, similaire à celui des eaux du Détroit de Vitiaz, de transport maximum pour les eaux les plus froides (histogramme jaune, fig. 3.2 b). Elles subissent au cours de leur transit vers l'EUC à 140°W des modifications similaires aux eaux issues du Détroit de Vitiaz : elles s'allègent pour former un maximum de transport autour de 25.5 kg m^{-3} dans l'EUC et sont entièrement érodées de leurs eaux de température inférieure à 11°C et de salinité inférieure à 34.7, enregistrant des gains nets de chaleur et de sel de $+53.5 \cdot 10^{-3} \text{ PW}$ et de $+2.0 \text{ kg s}^{-1}$, respectivement (courbes jaunes, fig. 3.2 a, b et c). En outre, les eaux du Courant de Mindanao sont la source de l'EUC subissant les plus fort flux de chaleur et de sel. Elles participent de manière relativement uniforme aux eaux de l'EUC dans l'intervalle $[14 - 22]^\circ\text{C}$ mais participent essentiellement à la composition de ses eaux douces, marquées par un transport maximal à 140°W autour de la salinité 34.95.

Les eaux issues du Détroit des Salomon ont, à l'inverse des eaux issues des deux autres LLWBCs, un maximum de transport autour d'une plus faible densité dans leur section d'origine que dans l'EUC (25.5 kg m^{-3} et 26 kg m^{-3} , respectivement ; histogramme et courbe oranges de la figure 3.2 a). Les eaux du Détroit des Salomon alimentant l'EUC ne sont pas composées d'eaux aussi froides que les deux autres LLWBCs, s'étalant sur un intervalle de température proche de celui de l'EUC à 140°W ($\theta = [9 - 27]^\circ\text{C}$; histogramme orange, fig. 3.2 b). Elles enregistrent un faible gain de chaleur au cours de leur transit vers l'EUC à 140°W ($+7.3 \cdot 10^{-3} \text{ PW}$), bien que leur maximum de transport se décale vers de plus faibles températures entre leur section d'origine et l'EUC (de 18°C à 15°C , histogramme et courbe oranges de la figure 3.2 b). Elles constituent, après les eaux issues de Détroit de Vitiaz, la deuxième source des eaux froides de l'EUC. Ces eaux subissent, de même que les eaux issues du Détroit de Vitiaz, une forte érosion de leur eaux les plus salées ($S > 35.5$), pour participer aux eaux salées de l'EUC (courbe orange de la figure 3.2 c).

Les eaux issues de l'océan intérieur sud sont formées des eaux les plus chaudes ($\theta = [15 - 30]^\circ\text{C}$) et les plus salées des différentes sources de l'EUC. Dans leur section d'origine, elles sont distribuées de façon relativement homogène sur l'intervalle de densité $[23.2 - 25.5] \text{ kg m}^{-3}$ et sur l'intervalle de salinité $[35.3 - 35.8]$, et leur transport est maximum autour de la température 27°C (histogrammes verts, fig. 3.2). Au cours de leur chemin vers l'EUC à 140°W , elles sont entièrement érodées de leurs eaux les plus salées ($S > 35.6$), enregistrant une perte nette de sel égale à celle des eaux issues du Détroit des Salomon (-0.7 kg s^{-1}), et se retrouvent confiné dans le plus petit intervalle de salinité de l'EUC, formant l'essentiel des eaux les plus salées de ce dernier (courbe verte, fig. 3.2 c). A cette érosion de sel s'ajoute

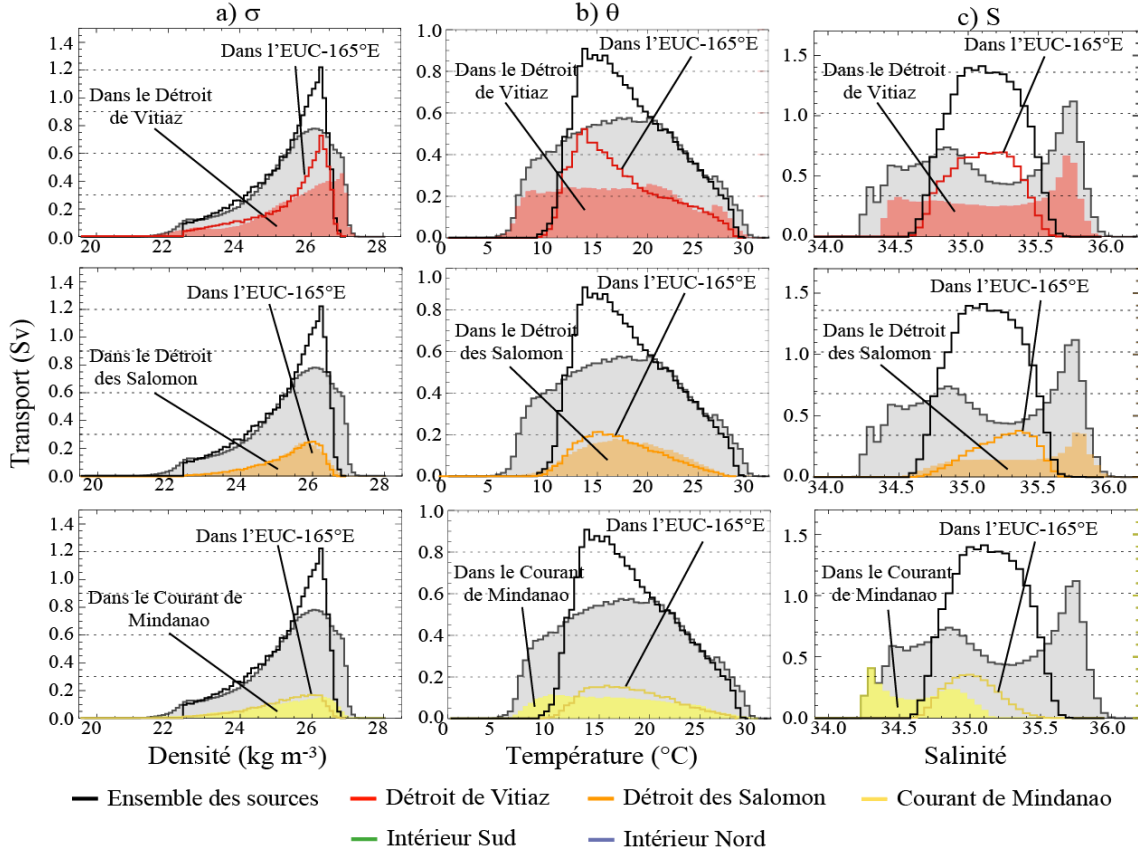
l'érosion de ses eaux les plus chaudes, engendrant une érosion des eaux les plus denses et les plus légères de cette source dans l'EUC, pour former un transport maximum autour de la densité 24 kg m^{-3} (courbes vertes, fig. 3.2 b et a, respectivement).

Enfin, les issues de l'océan intérieur nord, initialement formées d'eaux douces ($S = 34.4 - 35.0$) et, en majorité, chaudes, subissent des modifications de même nature mais d'intensité moindre que les eaux issues du Courant de Mindanao : elles se réchauffent et se salent, étant érodées d'une partie de leurs eaux douces (courbes et histogrammes bleus, fig. 3.2).

De ces distributions de transport $f(\sigma)$, $f(\theta)$ et $f(S)$ et des quantifications des flux de chaleur et de sel associés ressort une conclusion importante : d'après notre modèle, toutes les sources de l'EUC subissent des modifications de leurs propriétés au cours de leur chemin vers l'EUC, à plus ou moins fort degré. En particulier, **de nombreuses sources subissent une érosion complète de leurs extremums de densité, de température et/ou de salinité**. Ces érosions sont telles qu'elles remettent en question les hypothèses suggérant que des anomalies de températures [Gu and Philander, 1997] ou de spiciness [Luo et al., 2005] permettraient d'expliquer la variabilité équatoriale basse fréquence. En effet, ces anomalies ne seraient-elles pas trop fortement érodées pour impacter les conditions atmosphériques ?

La figure 3.3 illustre, de façon similaire à la figure 3.2, l'évolution hydrologique des sources entre leur section d'origine et l'EUC à 165°E . Déjà, pour cette longitude de l'EUC, les propriétés des eaux sources sont fortement érodées au cours de leur transit vers l'EUC à 165°E . Ainsi, les sources de l'EUC semblent subir du mélange en amont de l'EUC et au sein de ce dernier, en accord avec la figure 9 de l'article formant la première partie de ce chapitre [Grenier et al., 2011]. D'après notre modèle, 45% des eaux alimentant l'EUC à 140°W proviennent des eaux transitant par le Courant Mindanao et le Déroit de Vitiaz, lesquelles sont les plus modifiées, en densité, en température et en salinité (fig. 3.2). **Le fort allègement de leurs eaux les plus denses laisse supposer qu'un fort mélange diapycnal a lieu sur le chemin des eaux entre le Déroit de Vitiaz et l'EUC d'une part, et entre les côtes du Mindanao et l'EUC d'autre part, conduisant à un allègement des eaux au cours de leur trajet.**

Pour tenter de mieux comprendre la nature des mélanges engendrant ces modifications hydrologiques et, en particulier, l'allègement significatif des eaux issues du Déroit de Vitiaz et du Courant de Mindanao, nous avons réalisé une analyse complémentaire de la distribution de transport des sources de l'EUC en partitionnant, aux sections d'origine, chaque source en deux couches, de températures respectivement supérieures et inférieures à 19°C .



Source	tr (Sv)	$\rho_{\text{source}} (\text{kg m}^{-3})$	$\rho_{\text{EUC}} (\text{kg m}^{-3})$	$\phi_T (10^{-3} \text{ PW})$	$\phi_S (\text{kg s}^{-1})$
Détroit de Vitiaz	9.1	25.5	25.4	+14.8	-0.8
NICU	6.1	25.1	25.1	-3.4	-0.8
Courant de Mindanao	4.0	25.2	25.2	+27.6	+1.5
Intérieur sud	-	-	-	-	-
Intérieur nord	0.3	24.6	24.6	+1.2	0
Recirculation	3.0	24.8	24.8	+3.4	0
Couche mélangée	0.5	22.0	23.0	-5.6	+0.1
TOTAL	23.0	25.2	25.1	+38.0	+0.1

FIGURE 3.3 – Similairement à la figure 3.2, pour l'EUC à 165°E. Les transports des eaux issues de l'océan intérieur sud et de l'océan intérieur nord étant à cette longitude très faibles, leurs distributions de transport en fonction de σ , θ et S ne sont pas représentées.

Découpage en fonction de la température initiale

Nous avons divisé chaque distribution $f(\theta)$ initiale de la figure 3.2 en deux : les températures initialement inférieures à 19°C et celles initialement supérieures ou égales à 19°C (fig. 3.4b, histogrammes gris clair et gris foncé). Les distributions $f(\sigma)$ et $f(S)$ associées à chaque classe de température sont aussi explicitées (respectivement, fig. 3.4a et 3.4c, histogrammes gris clair et gris foncé). Nous avons choisi de diviser les eaux initialement supérieures à 19°C de celles inférieures à 19°C pour plusieurs raisons : tout d'abord, 19°C correspond à la température du maximum de transport de la distribution $f(\theta)$ initiale de l'ensemble des sources (fig. 3.2 b, histogramme gris). De plus, ce découpage en température divise la thermocline en deux couches de densité associées à différentes masses d'eau : les Eaux Tropicales et les Eaux Centrales [Tsuchiya et al., 1989; Tomczak and Godfrey, 2003]. Ces deux couches sont délimitées par l'isopycne 25.5 kg m^{-3} pour les eaux provenant de l'hémisphère sud et par l'isopycne 25.0 kg m^{-3} pour les eaux provenant de l'hémisphère nord (fig. 3.4a, histogrammes gris clair et gris foncé). Ce découpage en température permet aussi de séparer relativement bien les SPTW, associées à la thermocline supérieure et transitant via les Détroits de Vitiaz et des Salomon [Tsuchiya et al., 1989], des eaux plus douces et plus denses de la thermocline inférieure (fig. 3.4c, histogrammes gris clair et gris foncé des deux premiers graphes).

Quelque soit la source, la couche initiale supérieure ($\theta \geq 19^{\circ}\text{C}$) correspond à des eaux légères, chaudes et salées (fig. 3.4, histogrammes gris foncé), alors que la couche inférieure ($\theta < 19^{\circ}\text{C}$) regroupe des eaux denses, froides et douces (fig. 3.4, histogrammes gris clair).

Dans l'ensemble, les eaux sources de l'EUC à 140°W subissent de considérable flux de chaleur et de sel au cours de leur transit. Les eaux originairement inférieures à 19°C subissent un gain de chaleur de $+169.3 \cdot 10^{-3} \text{ PW}$ et de sel de $+3.0 \text{ kg s}^{-1}$ tandis que celles originairement supérieures à 19°C se refroidissent et se dessalent, bien qu'à un degré légèrement plus faible. Les eaux issues des LLWBCs subissent une érosion partielle de leurs eaux les plus chaudes et une érosion complète de leurs eaux les plus froides (deux premiers graphes de la figure 3.4 b). Ce sont les eaux issues du Détroit de Vitiaz qui enregistrent les plus fort flux de chaleur (couche supérieure : $-30.2 \cdot 10^{-3} \text{ PW}$; couche inférieure : $+60.3 \cdot 10^{-3} \text{ PW}$). La salinité de la couche supérieure des eaux issues des LLWBCs sud subit une érosion presque totale qui explique leur forte perte de sel (fig. 3.4 c, histogrammes foncés et courbes noires des deux premiers graphes). Á l'inverse, cette couche se sale significativement au cours du transit des eaux depuis le Courant de Mindanao. La couche inférieure des eaux issues du LLWBC nord se sale très fortement ($+1.7 \text{ kg s}^{-1}$) et provoque l'érosion complète des salinités présentes à la section d'origine, le long des côtes du Mindanao. Une érosion marquée des eaux de la couche inférieure les plus douces issues du Détroit de Vitiaz est aussi observable (fig. 3.4

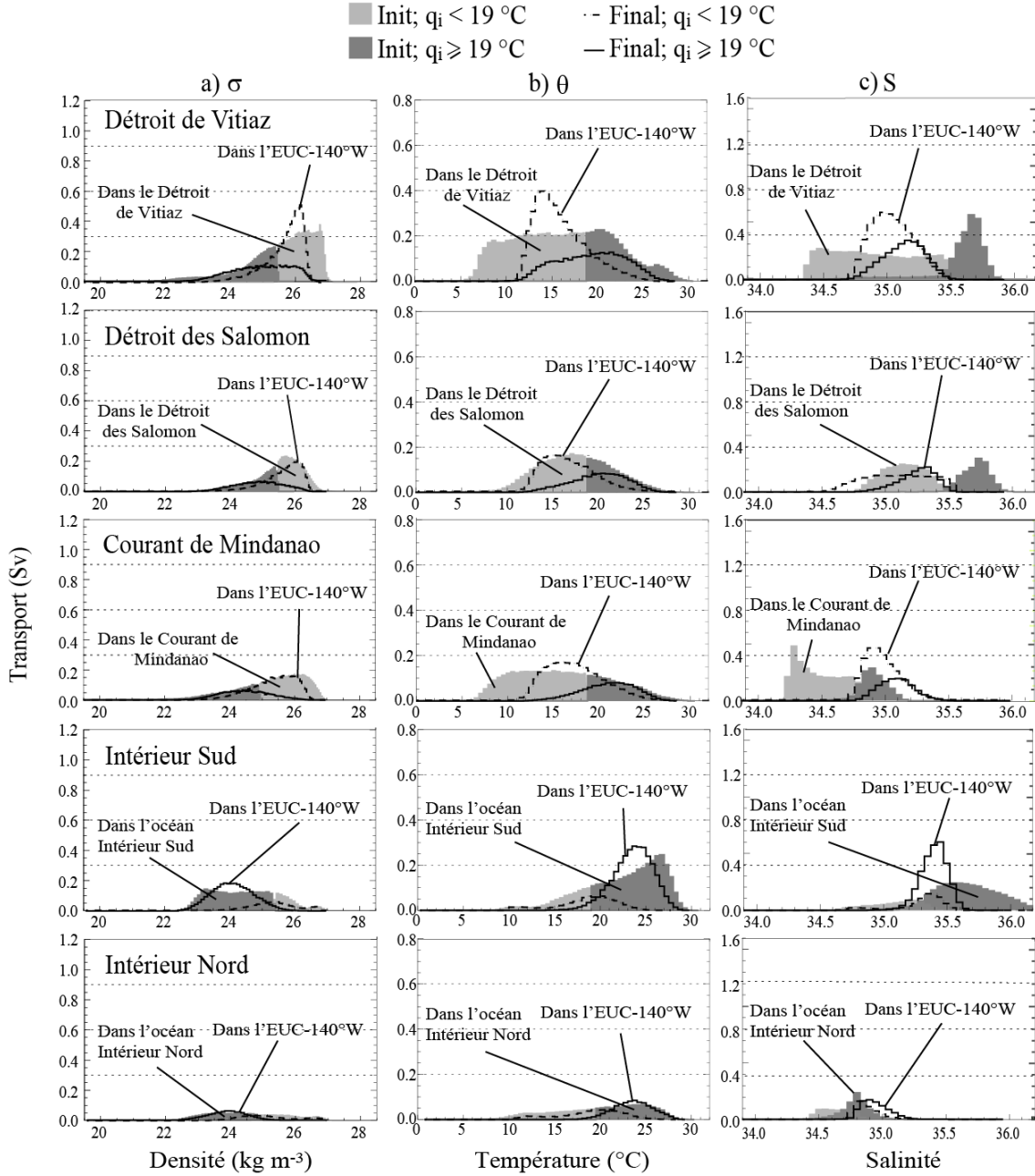


FIGURE 3.4 – Similairement à la figure 3.2, contribution du transport de l'EUC en fonction d'intervalles découpés a) en densité, b) en température et c) en salinité. Ici, la distribution initiale de température (courbe pleine) est divisée en deux : les eaux plus froides que 19°C (histogrammes gris clair) et les eaux égales ou supérieures à 19°C (histogrammes gris foncé). De même que dans la figure 3.2, les histogrammes réfèrent aux propriétés hydrologiques calculées aux origines alors que les courbes illustrent les distributions dans l'EUC. L'intervalle de découpage est 0.1 kg m^{-3} pour la densité, 0.5°C pour la température et 0.05 pour la salinité. Dans le tableau sont reportés les mêmes paramètres que dans celui de la figure 3.2. Les paramètres en gras représentent l'ensemble des eaux de la thermocline. En dessous de chaque sont détaillés les flux nets des eaux de température initialement inférieures à 19°C et les flux nets des eaux de température initialement supérieures ou égales à 19°C , respectivement.

3.3 Evolution hydrologique des sources de l'EUC

Source	Contribution	tr (Sv)	ρ_{source} (kg m ⁻³)	ρ_{EUC} (kg m ⁻³)	ϕ_T (10 ⁻³ PW)	ϕ_S (kg s ⁻¹)
Détroit de Vitiaz	total	7.3	25.7	25.5	+30.1	-0.6
	$\theta \geq 19^\circ\text{C}$	2.5	24.5	24.9	-30.2	-1.2
	$\theta < 19^\circ\text{C}$	4.8	26.3	25.8	+60.3	+0.6
NICU	total	4.7	25.5	25.3	+7.3	-0.7
	$\theta \geq 19^\circ\text{C}$	1.9	24.6	24.6	-13.2	-0.9
	$\theta < 19^\circ\text{C}$	2.8	26.0	25.7	+20.4	+0.2
Courant Mindanao	total	5.2	25.3	25.0	+53.5	+2.0
	$\theta \geq 19^\circ\text{C}$	1.7	24.0	24.3	-5.8	+0.3
	$\theta < 19^\circ\text{C}$	3.5	25.9	25.4	+59.3	+1.7
Intérieur sud	total	4.0	24.4	24.3	-0.2	-0.7
	$\theta \geq 19^\circ\text{C}$	3.1	24.0	24.0	-9.2	-0.9
	$\theta < 19^\circ\text{C}$	0.9	25.9	25.4	+9.0	+0.2
Intérieur nord	total	1.7	24.6	24.4	+11.1	+0.3
	$\theta \geq 19^\circ\text{C}$	0.9	23.8	23.9	0	+0.1
	$\theta < 19^\circ\text{C}$	0.7	25.8	25.1	+11.1	+0.2
Recirculation	total	3.3	25.5	25.4	+7.6	+0.2
	$\theta \geq 19^\circ\text{C}$	1.2	23.6	23.7	-0.9	0
	$\theta < 19^\circ\text{C}$	2.1	26.5	26.3	+8.5	+0.2
Couche mélangée	total	1.4	22.7	23.3	-12.8	0
	$\theta \geq 19^\circ\text{C}$	1.4	22.7	23.3	-12.8	0
	$\theta < 19^\circ\text{C}$	-	-	-	-	-
TOTAL	total	27.6	25.1	25.0	+97.3	+0.5
	$\theta \geq 19^\circ\text{C}$	12.7	23.9	24.1	-72.0	-2.4
	$\theta < 19^\circ\text{C}$	14.8	26.1	25.7	+169.3	+3.0

Suite

c, histogramme gris et courbe pointillée du premier graphe). Les eaux les plus denses des LLWBCs sont fortement allégées, et les densités les plus fortes des eaux issues du Déroit de Vitiaz et du Courant de Mindanao sont entièrement érodées (fig. 3.4 a, histogrammes gris clair et courbes pointillées des trois premiers graphes). Les flux des eaux intérieures sud se compensent en chaleur mais pas en sel, la couche supérieure subissant une érosion complète de ses eaux les plus salées, associée à une perte de sel équivalente aux eaux issues du Déroit des Salomon (-0.9 kg s^{-1} , fig. 3.4 b et c, quatrième graphe). Enfin, seule la couche inférieure des eaux intérieures nord semblent être modifiée, se réchauffant et se salant significativement au cours de son chemin vers l'EUC à 140°W .

La synthèse de cette étude est illustrée par la figure 3.5. Une conclusion importante ressort de cette étude de modification des propriétés hydrologiques : **quelque soit la source, la couche initiale inférieure se réchauffe et se sale au cours de son trajet à l'EUC** (fig. 3.4b et 3.4c, histogrammes gris clair VS courbes pointillées). Au contraire, **la couche initiale supérieure est refroidie et adoucie, sauf pour les eaux provenant du Courant de Mindanao et de l'intérieur nord, où les couches supérieures et inférieures se salent le long de leur chemin** (fig. 3.4b et 3.4c, histogramme gris foncé VS courbe continue). Les modifications T-S des deux couches sont globalement **plus fortes pour les sources transportées par les LLWBCs que pour les sources de l'océan intérieur**.

La superposition des distributions $f(\theta)$ des sources dans l'EUC à 140°W (fig. 3.4b, courbes noires et pointillées) impliquent l'existence d'un mélange, soit au sein même de la source, de nature diapycnale, soit avec d'autres sources, de nature isopycnale ou diapycnale. Le réchauffement des couches inférieures et le refroidissement des couches supérieures suggèrent une part d'échange vertical de chaleur entre les deux couches et, par conséquent, de mélange diapycnal. Particulièrement, l'important allègement des eaux les plus denses issues du Déroit de Vitiaz entre leur source et l'EUC à 165°E ne peut pas être uniquement expliqué par mélange isopycnal avec les eaux environnantes. D'une part, il n'y a pour ainsi dire aucun transport transitant par le Déroit des Salomon qui alimente l'EUC dans l'intervalle de densité $[26.5-27] \text{ kg m}^{-3}$, intervalle dans lequel le transport dans le Déroit de Vitiaz est initialement maximum (fig. 3.2). Les eaux advectées par le Courant de Mindanao ne peuvent pas non plus participer au réchauffement et allègement des eaux de Vitiaz puisque les eaux de la couche inférieure du Courant Mindanao subissent, similairement aux eaux denses de Vitiaz, un fort gain de chaleur au cours de leur chemin à l'EUC (fig. 3.4b, premier et troisième graphes). L'hypothèse la plus probable permettant d'expliquer le réchauffement des eaux denses issues du Déroit de Vitiaz semble être un **échange vertical de chaleur avec les eaux plus légères issues de ce même Déroit par mélange diapycnal entre ces deux couches**, hypothèse cohérente avec le refroidissement significatif des eaux légères du Déroit

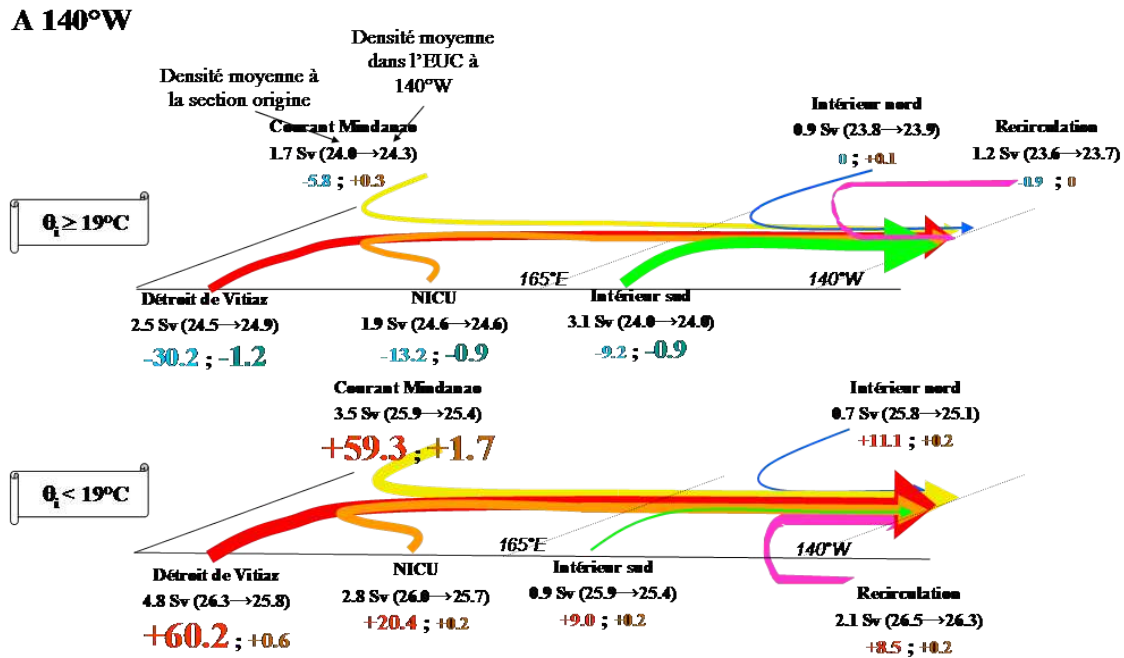


FIGURE 3.5 – Représentation schématique des sources de l'EUC à 140°W, divisées en deux couches telles que discutées dans le texte. La couche supérieure regroupe les eaux de température supérieure à 19°C à leur section d'origine, la couche inférieure représente les eaux de température initialement inférieure à 19°C. La trajectoire de chaque source est schématisée par une flèche dont la taille est proportionnelle au transport associé. A côté de chaque origine de flèche est reporté le nom de la source, son transport associé, la densité moyenne des eaux de cette source à la section d'origine et dans l'EUC. En dessous sont reportés les flux de chaleur et de sel associés à chacune des sources de l'EUC. Les couleurs chaudes des valeurs des flux réfèrent à un gain et les couleurs froides à une perte. La taille de l'écriture de ces flux est proportionnelle à la valeur.

de Vitiaz (fig. 3.4b, premier graphe). Ce mélange diapycnal peut aussi expliquer une partie de l'homogénéisation des eaux de Vitiaz dans l'EUC à 140°W par une perte et un gain de sel des eaux supérieures et inférieures du Déroit de Vitiaz, respectivement (fig. 3.4c, premier graphe). De même, le fort réchauffement des eaux les plus froides transportées par le Courant de Mindanao nécessite une part de mélange diapycnal. Cependant, le gain de sel qu'acquière**nt les deux couches d'eau transportées par le Courant de Mindanao suggère que ces eaux se mélangent en partie avec des eaux plus salées originaires des LLWBCs sud** (fig. 3.4c, trois premiers graphes). Ces résultats sont néanmoins préliminaires et nécessiteraient d'être précisés dans une future étude. Notamment, une considération de la colonne d'eau complète entre 2.6°N et 2.6°S à 140°W permettrait de déterminer quelles eaux contribuent aux gains nets de chaleur et de sel de l'EUC total.

D'après les trois premiers graphes de la figure 3.4 b et c, les couches inférieures des eaux issues des trois LLWBCs forment dans l'EUC un maximum de transport autour de 13-15°C et de salinité 34.9-35.0. Ces propriétés T-S caractérisent l'Eau Équatoriale 13°C (13°C-W) [Tsuchiya, 1981]. Cette eau est d'importance capitale vis à vis des enrichissements géochimiques équatoriaux. En effet, *Slemons et al.* [2010] ont montré que les plus fortes concentrations et les plus conséquents flux de fer total dissous, micro-nutritif crucial pour le processus de photosynthèse, étaient présents dans l'EUC inférieur dans la 13°C-W. *Qu et al.* [2009] ont suggéré que la 13°C-W transitait principalement le long des bords Ouest, via les LLWBCs. *Johnson and McPhaden* [1999], *Fukumori et al.* [2004] et *Qu et al.* [2009] ont mis en évidence la prépondérance de cette 13°C-W dans le Pacifique Équatorial Est, comparé aux eaux supérieures de la thermocline. *Tsuchiya* [1981] a proposé que la thermostat de la 13°C-W présente dans l'EUC central serait formée par mélange latéral et advection pendant les circulations zonales vers l'est – les « Tsuchiya Jets » – et vers l'ouest – le Courant Équatorial Intermédiaire (EIC) plutôt que par mélange vertical. Cependant, l'étude de modèle que nous présentons ici suggère qu'**une part de cette 13°C-W doit être formée par mélange vertical pour expliquer de telles modifications de température et salinité entre la section d'origine de chaque source et l'EUC**. Plus précisément, les contributions des eaux issues du Déroit de Vitiaz et du Courant Mindanao à la formation de la 13°C-W semblent être en partie formées par mélange diapycnal.

Une des conclusions majeures de cette étude numérique de la transformation hydrologique des sources de l'EUC est que TOUTES les sources de l'EUC sont affectées par du mélange au cours de leur trajet entre 10°S-10°N et l'EUC. **Les extremums des propriétés hydrologiques de la plupart des sources subissent de fortes érosions, qui remettent en question les hypothèses de *Gu and Philander* [1997] et *Luo et al.* [2005] suggérant respective-**

ment le maintien d'anomalies de température et de spiciness originaires des subtropiques pour expliquer la variabilité équatoriale basse fréquence.

3.4 Conclusions

Ce chapitre a été motivé par la question soulevée depuis un peu plus de 10 ans concernant l’impact des variations des transports et des propriétés hydrologiques de la langue d’eau froide sur la modulation basse fréquence d’El Niño Southern Oscillation (ENSO). Les eaux constituant l’EUC, principale source des eaux de l’upwelling équatorial, présentent une large gamme de températures et de salinités qui expliquent l’hétérogénéité des propriétés de la langue d’eau froide et participent potentiellement à la variabilité décennale d’ENSO [Gu and Philander, 1997; Luo et al., 2005; Zhang and McPhaden, 2006]. Dans ce contexte, nous avons réalisé une étude numérique de l’alimentation de l’EUC du Pacifique.

Nous avons réalisé plusieurs expériences lagrangiennes basées sur un OGCM de résolution horizontale $\frac{1}{4}^\circ$ pour préciser les chemins empruntés par les sources de l’EUC entre 10° de latitude et l’équateur et pour quantifier leur transport et les évolution de leurs propriétés physiques le long de ces chemins. Ces études ont été simulées pour différentes longitudes de l’EUC, entre 156°E et 140°W , dans le but d’observer l’évolution de la contribution des sources et de leur propriétés en fonction du l’écoulement vers l’est de l’EUC. Notre modèle a confirmé la plupart des chemins suggérés d’études antérieures basées sur des observation de données [Tsuchiya et al., 1989; Fine et al., 1994; Kashino et al., 1996]. En outre, il a permis une description plus détaillée et quantitative de ces chemins. Notamment, nous avons montré l’importance des LLWBCs dans l’alimentation de l’EUC, participant à 87% du transport total à 156°E , dont 70% issus du sud. En effet, 41% du transport de l’EUC est dû aux eaux du NGCU ayant transitées via le Détroit de Vitiaz et 28% est dû aux eaux issues du NICU s’écoulant le long des côtes Est de Nouvelle-Irlande. La Mer des Salomon voit transiter 60% des eaux qui alimentent l’EUC dans la part ouest du bassin équatorial, ce qui confirme son rôle clef vis-à-vis de l’alimentation de la langue d’eau froide. Ces contributions diminuent légèrement au profit des eaux issues de l’océan intérieur lors du déplacement de l’EUC vers le Pacifique Central. Au nord, le Courant de bord Ouest de Mindanao (MC) participe aussi significativement à la formation de l’EUC, à hauteur d’environ de 20% tout au long de l’advection de l’EUC entre 156°E et 140°W . La plupart des eaux issues du MC circulent dans la Mer de Célèbes et/ou dans le Tourbillon de l’Halmahera avant de rejoindre le système équatorial. Si notre quantification de la contribution des LLWBCs rejoint les estimations de Blanke and Raynaud [1997] pour l’EUC à 140°W , notre étude suggère néanmoins des apports des LLWBCs supérieurs à ceux imaginés à l’ouest de 180° où ils représentent la presque totalité du transport de l’EUC.

Cette étude apporte de nouvelles informations concernant la façon dans les sources structurent l’EUC. Dans notre modèle, les eaux transportées par le NGCU depuis le Détroit de Vi-

tiaz représentent la composante dominante du cœur de l'EUC ainsi que de sa couche de plus forte densité, associée à la thermocline inférieure, de part et d'autre de l'équateur, aussi bien dans le Pacifique Équatorial Ouest que Central. Les eaux issues des deux autres LLWBC (NICU et MC) sont quant à elles, dans l'EUC, principalement confinées dans leur hémisphère respectif, entre 2°S et 1°N pour les eaux issues du NICU et entre 0° et 2°N pour les eaux issues du MC, en accord avec les observations de *Tsuchiya et al.* [1989]. Les eaux transitant par l'océan intérieur contribuent à la formation de la couche supérieure de l'EUC, de même que la recirculation d'eaux transportées par le SEC. La recirculation d'eaux transportées par les courants intermédiaires participent mais plus faiblement que les eaux issues du NGCU à l'alimentation de la couche inférieure de l'EUC.

Les résultats concernant l'évolution des propriétés hydrologiques des sources de l'EUC entre 10° N/10°S et l'équateur ont amené à la conclusion que toutes les sources subissent des modifications hydrologiques lors de leur trajet vers l'EUC, renforçant les résultats de *Rodgers et al.* [2003]. En outre, notre modèle suggère que l'EUC est alimenté par des eaux s'écoulant dans le Déroit de Vitiaz à des densités plus élevées que lorsqu'elles atteignent l'EUC. Ces eaux subissent en effet d'importantes modifications en densité entre le Déroit de Vitiaz et l'EUC à 165°E, les plus denses se réchauffant et s'allégeant substantiellement au cours de leur chemin, accédant ainsi aux densités correspondant à l'EUC. Il semble en être de même pour les eaux les plus denses du MC.

Une forte diffusivité turbulente verticale existe dans de nombreuses régions du Pacifique Équatorial Ouest. Les côtes Est de Nouvelle-Guinée, les tourbillons de Nouvelle-Guinée et d'Halmahera, la Nouvelle-Irlande et les côtes du Mindanao semblent être des régions de turbulence accrue sur l'ensemble des profondeurs de la thermocline. Dans la couche supérieure de la thermocline, du mélange vertical semble aussi avoir lieu le long de l'équateur dans l'EUC. Ainsi, tous les chemins empruntés par les masses d'eau alimentant l'EUC sont soumis au mélange. Les bilans de chaleur et de sel de ces sources calculés entre 10° de latitude et l'EUC nous ont permis de suggérer un mélange entre les eaux de la thermocline supérieure et de la thermocline inférieure, cohérent avec les zones et profondeurs de mélange mis en lumière ci-avant. Ce mélange conduit à une forte érosion des eaux les plus salées et des eaux les plus douces présentes à 10° de latitude. Cette forte érosion des températures et salinités extrêmes suggère que la variabilité équatoriale basse fréquence n'est possiblement pas uniquement modulée par l'advection d'anomalies de température depuis les subtropiques, soutenant ainsi les conclusions de *Schneider et al.* [1999] .

Le couplage de l'outil lagrangien aux sorties de l'OGCM a mis en exergue des résultats nouveaux et importants concernant les chemins, les transports et les propriétés physiques des sources de l'EUC ainsi que de leurs évolutions au cours de son advection vers l'est.

Cependant, ces résultats dépendent des performances du modèle. La confrontation des résultats du modèle aux observations a validé la représentation des courants et densités moyennes simulées mais a aussi montré certaines faiblesses, qui nous amènent à discuter nos résultats.

Tout d'abord, la topographie complexe des petites îles et détroits du Pacifique Tropical Sud-Ouest n'est pas entièrement résolue. Dans notre modèle, le Chenal St Georges est fermé alors que *Melet et al.* [2011] ont estimé son flux sortant à un transport de 2.5 Sv dans la thermocline. Les évolutions des masses d'eau transitant via ce Chenal pourraient être différentes de celles transitant via le Détroit de Salomon si le mélange turbulent n'est pas aussi fort dans ce Détroit que le long des côtes de Nouvelle-Irlande. D'autre part, la résolution $\frac{1}{4}^\circ$ permet seulement l'évolution de tourbillons de rayon minimum égal au rayon de Rossby¹ et lisse donc une partie de la turbulence réelle. Nous avons brièvement testé l'impact de la résolution horizontale sur la quantification des transports des sources de l'EUC en réalisant une comparaison de nos résultats à ceux issus du modèle ROMS-ERS de résolution horizontale égale au $\frac{1}{8}^\circ$, où le Chenal St Georges est ouvert, et avons observé des transports comparables à 5% près. Cette comparaison a conforté la robustesse de nos résultats. Néanmoins, une perspective intéressante de notre travail serait de réitérer ces expériences lagrangiennes en utilisant un modèle avec une plus fine résolution et/ou des forçages et des réglages numériques différents paramètres afin de confirmer ou d'affirmer nos conclusions.

Nous avons remarqué lors de la caractérisation des performances de notre modèle une sous-estimation de la profondeur modélisée du NGCU et de l'EUC à 147°E, ainsi qu'une surestimation de leur vitesse. En revanche, la profondeur du cœur de l'EUC à 156°E et en aval est correctement simulée. Il est possible qu'en réalité, les eaux transportées par le NGCU à de plus importantes densités que celles modélisées quittent l'EUC entre 147°E et 156°E. La fraction des eaux du NICU, de densité en moyenne plus faible que celle du NGCU, qui rétrofléchit vers l'est et rejoint l'EUC entre 147°E et 156°E pourrait aussi être plus importante que celle simulée par le modèle. Cela expliquerait pourquoi, le long des côtes de PNG et à l'ouest de 156°E, les NGCU et EUC réels sont moins forts et plus profonds, et pourquoi à l'est de 156°E, l'EUC simulé est similaire à celui observé. C'est ce qui est montré par la figure 3 de l'article. Par conséquent, les chemins exacts des eaux du NICU sont sujets à des incertitudes. Cependant, nos conclusions concernant les quantifications des transports à 156°E et plus à l'est ne devraient pas en être affectées. Néanmoins, cette étude met en lumière le sous-

1. La simulation réaliste de la méso-échelle repose sur la résolution explicite des tourbillons, ce qui nécessite un modèle numérique de grille plus fine que le rayon de déformation de Rossby. Le rayon de déformation de Rossby devant être résolu par au moins 4 points de grille, la résolution $\frac{1}{4}^\circ$ permet de résoudre des tourbillons de rayon minimal égal à 111 km, soit entre 8°N et 8°S. A plus haute latitude, la résolution du modèle n'est pas assez fine pour résoudre le rayon de déformation de Rossby.

échantillonnage temporel et spatial de cette région cruciale. La variabilité du transport des deux branches du NICU, au nord de la Nouvelle-Irlande, gagnerait à être observée par un mouillage ou des échantillonnage du courant pour être mieux contrainte.

Une autre limite de notre modèle est la mauvaise restitution des Contre-Courants de Subsurface (SSCs). L'origine du SCC sud est situé près du Déroit des Salomon et s'écoule à des densités autour de $26.5 - 26.75 \text{ kg m}^{-3}$ [Rowe *et al.*, 2000]. Certaines des eaux du NGCU et du NICU s'écoulant à ces densités participent éventuellement à l'alimentation de ce SCC plutôt qu'à l'EUC, ce qui entraînerait une surestimation de la contribution de ces WBCs à l'EUC. Il en est de même pour le SCC nord et le MC.

Lacan and Jeandel [2001], Mackey *et al.* [2002] et Slemons *et al.* [2010] ont mis en lumière le Pacifique Équatorial Ouest et le NGCU comme sources majeures de fer des eaux de l'EUC. Le fer est considéré comme le principal nutritif limitant for le développement du phytoplancton dans le Pacifique Équatorial Est, ce qui confère à cette région sa nature HNLC [Martin *et al.*, 1994]. Nos résultats supportent fortement le fait que le NGCU est une route majeure pour les eaux de l'EUC. En outre, Slemons *et al.* [2010] ont observé une concentration maximum de fer autour de 250 m de profondeur dans l'EUC à 165°E à des densités avoisinant 26.4 kg m^{-3} alors qu'ils trouvent un maximum plus en profondeur dans le NGCU [460 m, 26.9 kg m^{-3} ; Figures 5 et 6 de Slemons *et al.*, 2010]. De telles différences de profondeur représentaient un résultat déconcertant puisqu'il ne semblait pas évident de relier les deux masses d'eau. Nos résultats apportent une logique aux résultats de Slemons *et al.* [2010] où les eaux denses du NGCU riches en fer peuvent éventuellement alimenter la couche dense de l'EUC, par allègement de ces eaux au cours de leur trajet sous l'influence du mélange. Cependant, notre étude n'informe pas sur la capacité des SSCs à transporter des eaux enrichies en éléments chimiques vers le Pacifique Est, à cause du manque de résolution de ces courants dans notre modèle. Il reste à élucider le rôle que jouent ces puissantes veines d'eau s'écoulant vers l'est dans le transport de nutritifs et micro-nutritifs.

Finalement, les intégrations lagrangiennes ont été menées sur 20 années et ont par conséquent simulé des chemins intégrés dans le temps. Pourtant, ces chemins varient en fonction de la saison et de la phase de l'Oscillation Australe [Ryan *et al.*, 2006; Gorgues *et al.*, 2010]. Ridgway *et al.* [1993] et Melet *et al.* [2010b] ont démontré que les transports dans les Déroits de Vitiaz et des Salomon augmente lors d'un évènement El Niño. Quel est le devenir de cet excès de transport d'eau ? Ces sources alimentent-elles différemment l'EUC, qui s'affaiblit fortement durant un évènement El Niño ? Ces questions devraient être appréhendées dans de futures études.

Chapitre 4

Caractérisation des eaux du Pacifique Tropical Ouest en néodyme et Terres Rares

Sommaire

4.1	Introduction	90
4.2	Article publié dans Journal of Geophysical Research : <i>From the subtropics to the central equatorial Pacific Ocean : Neodymium isotopic composition and rare earth element concentration variations</i>	91
4.3	Conclusions	120

4.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons pu préciser les chemins et quantifier les transports des sources de l'EUC entre 156°E et 140°W. Nous avons montré l'importante contribution des eaux issues de la Mer des Salomon, confirmant ainsi le rôle crucial de cette dernière dans la caractérisation du contenu en éléments chimiques des eaux du Pacifique Équatorial Est. L'alimentation de l'EUC par des eaux s'écoulant dans le Détroit de Vitiaz à des densités supérieures à celles correspondant à l'EUC ($\sim 27.2 \text{ kg m}^{-3}$) a permis de proposer une explication pour les observations de *Slemons et al.* [2010] vis-à-vis de la différence de profondeur du maximum de fer observé dans le NGCU ($\sim 460 \text{ m}$) et dans l'EUC à 165°E ($\sim 250 \text{ m}$).

Nous allons maintenant, sur la base d'une circulation bien documentée grâce aux résultats du chapitre précédent, nous intéresser à la caractérisation de l'enrichissement géochimique des eaux alimentant le Pacifique Équatorial, principales nourricières de la zone High Nutrients - Low Chlorophyll (HNLC), à l'aide de traceurs géochimiques, les Éléments Terres Rares (REE), et en particulier la composition isotopique du néodyme (Nd) qui, comme expliqué dans le chapitre introductif, marquent les origines de la matière continentale présente dans l'eau de mer et aident à quantifier les processus par lesquels elle y parvient. Un des objectifs de ce chapitre est de vérifier l'hypothèse de *Lacan and Jeandel* [2001], lesquels proposent, à partir de variations de signatures isotopiques de Nd entre 12°S et 2°N le long de 140°W, une libération de Nd dans l'eau de mer par dissolution de sédiments de la marge de PNG. Les processus gouvernant la distribution de REE dans l'océan ont par ailleurs été explorés dans de nombreuses études durant les 30 dernières années. La plupart de ces études ont conclu que le spectre caractéristique des concentrations de REE dans l'océan est gouverné par les processus internes à la colonne d'eau [*de Baar et al.*, 1985; *Byrne and Kim*, 1990, 1993; *Lee and Byrne*, 1993; *Tachikawa et al.*, 1999a; *Takebe*, 2005; *Akagi et al.*, 2011]. Cependant, d'autres travaux ont aussi proposé que l'allure du spectre des REE pourrait être significativement impactée par la libération de REE dissous à l'océan ouvert via les décharges de rivières ou la reminéralisation d'une fraction des sédiments déposés sur les marges continentales [*Sholkovitz et al.*, 1994; *Amakawa et al.*, 2000; *Nozaki and Alibo*, 2003a; *Wang and Yamada*, 2007].

Dans ce chapitre, nous présenterons l'analyse d'un nouveau jeu de données de compositions isotopiques de Nd et de concentrations de REE mesurées dans la phase soluble des masses d'eau du Pacifique Tropical Sud-Ouest et Équatorial. À partir des variations de ces paramètres, nous allons d'une part affiner les zones d'enrichissement des masses d'eau ainsi que les processus qui gouvernent ces variations. D'autre part, nos données géochimiques apporteront de nouvelles informations concernant les chemins et mélanges de ces masses d'eau au cours de leur parcours dans le Pacifique Tropical.

Ce travail caractérise les ϵ_{Nd} et concentrations de REE d'eaux de surface, intermédiaires et profondes, filtrées, collectées à 17 stations (112 échantillons) entre la Mer de Corail et 140°W-0°. L'interprétation des données géochimiques est faite en s'appuyant sur une connaissance détaillée de l'hydrologie et de la circulation océanique, nous permettant de contraindre au mieux l'analyse de nos mesures.

4.2 Article publié dans Journal of Geophysical Research : *From the subtropics to the central equatorial Pacific Ocean : Neodymium isotopic composition and rare earth element concentration variations*

Résumé de l'article

Les compositions isotopiques de néodyme (ϵ_{Nd}) et les concentrations d'éléments Terres Rares (REE) de 112 échantillons d'eau filtrée, collectés entre la surface et le fond dans le Pacifique Tropical Sud, ont été mesurées. La description relativement détaillée de la distribution de ces traceurs nous a permis de mieux cibler les régions où l' ϵ_{Nd} des eaux varie. La plupart des masses d'eau s'écoulant des Samoa vers la mer des Salomon dans la région de la Papouasie Nouvelle-Guinée voient leurs valeurs d' ϵ_{Nd} augmenter, comme observé précédemment [Lacan and Jeandel, 2001]. De plus, des valeurs radiogéniques ont été mesurées dans les masses d'eau provenant du Pacifique Equatorial Est (200-550 m de profondeur), valeurs potentiellement acquises lors de l'écoulement de ces eaux le long des côtes d'Amérique du Sud et des Iles Galapagos.

Ces variations d' ϵ_{Nd} sont observées tout le long de la colonne d'eau. Le processus proposé ici pour expliquer de telles variations est le « boundary exchange » lors de l'écoulement des masses d'eau le long des pentes/marges continentales, nombreuses dans cette région. La dissolution de poussières atmosphériques et/ou d'écoulement diffus de cendres volcaniques est aussi suggérée pour expliquer les valeurs radiogéniques d' ϵ_{Nd} observées dans les eaux de surface dans la région de la PNG.

Il est intéressant de remarquer qu'une anomalie positive d'euprium (Eu) caractérise les spectres normalisés de REE de la plupart des masses d'eau étudiées. Les spectres de REE des échantillons de sédiments et de roches – sources potentielles pour les eaux locales – montrent une anomalie comparable. Une telle similarité renforce l'hypothèse que des sources lithogéniques jouent, via le processus de « boundary exchange », un rôle majeur dans le bilan océanique des REE.

Le jeu de données présenté ici constitue une base solide pour les futurs échantillonnages qui seront réalisés dans le cadre du programme international GEOTRACES (<http://www.geotraces.org>).

Références : Grenier, M., C. Jeandel, D. Vance, F. Lacan, C. Venchiarutti, A. Cros and S. Cravatte (2013), From the subtropics to the central equatorial Pacific Ocean : Neodymium isotopic composition and rare earth element concentration variations, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, doi :10.1029/2012JC008239.

From the subtropics to the central equatorial Pacific Ocean: Neodymium isotopic composition and rare earth element concentration variations

Mélanie Grenier,¹ Catherine Jeandel,¹ François Lacan,¹ Derek Vance,² Célia Venchiarutti,^{1,3} Alexandre Cros,^{1,4} and Sophie Cravatte^{1,5}

Received 31 May 2012; revised 15 November 2012; accepted 18 November 2012.

[1] Neodymium isotopic compositions (ϵ_{Nd}) and rare earth element (REE) concentrations were measured for filtered surface to deep waters (112 samples) in the Southern Tropical Pacific. The relatively detailed picture of these tracer distributions allowed us to refine the areas where oceanic ϵ_{Nd} variations occur. ϵ_{Nd} values increase for most of the water masses flowing from Samoa to the Solomon Sea and in the Papua New Guinea (PNG) area, as already observed. Furthermore, water masses arriving from the eastern equatorial Pacific (200–550 m depth) also revealed radiogenic values, possibly acquired in the vicinity of the South American coasts and Galapagos Islands. These ϵ_{Nd} variations affect the whole water column. The most likely process causing such variations is “boundary exchange” between the numerous radiogenic slopes/margins located in this area and seawater flowing past. Dissolution of atmospheric deposition and/or diffuse streaming of volcanic ash are also suggested to explain the radiogenic ϵ_{Nd} observed at the surface in the PNG area. Interestingly, a positive europium (Eu) anomaly characterizes the normalized REE patterns of most of the studied water masses. This anomaly is consistent with the REE patterns of sediment and rock samples that are potential sources for the local waters. Such consistency reinforces the hypothesis that lithogenic sources play a major role in the oceanic REE budget, thanks to “boundary exchange.” The data set presented here is a good basis for further sampling that will be realized in the framework of the ongoing GEOTRACES program (www.geotraces.org).

Citation: Grenier, M., C. Jeandel, F. Lacan, D. Vance, C. Venchiarutti, A. Cros, and S. Cravatte (2013), From the subtropics to the central equatorial Pacific Ocean: Neodymium isotopic composition and rare earth element concentration variations, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, doi:10.1029/2012JC008239.

1. Introduction

[2] Dissolved chemical elements in seawater, particularly those associated with isotopic tracers, allow better understanding of water mass histories and clarify the sources of key nutrient species to the oceans [e.g., Lacan and Jeandel, 2001], with implications for the impact of oceanic productivity on the global carbon cycle. Between 100 m and about

1000 m depth, the equatorial Pacific circulation is fed by a redistribution of waters from the large open ocean subtropical gyres toward the equator, mainly via the low-latitude western boundary currents [Fine *et al.*, 1994; Bostock *et al.*, 2010; Grenier *et al.*, 2011]. Upwelling of these waters in the equatorial Pacific controls nutrient and micronutrient supply to the surface ocean, modulating primary production in the high-nutrient, low-chlorophyll (HNLC) area [Coale *et al.*, 1996; Ryan *et al.*, 2006; Slemons *et al.*, 2009], and helping to set the concentration of carbon dioxide in the atmosphere. Several studies have concluded that the western coastal area of the equatorial Pacific, in particular the Papua New Guinea (PNG) coast, is a major source of some elements for the water masses flowing past it, including important micronutrients like Fe [Johnson and McPhaden, 1999; Lacan and Jeandel, 2001; Mackey *et al.*, 2002; Slemons *et al.*, 2010]. Owing to the major role of the strong western boundary currents feeding the Equatorial Undercurrent (EUC) in transporting limiting nutrients as far as the eastern equatorial Pacific, understanding the processes that control this source is of prime importance.

[3] The isotopic composition of the rare earth element (REE) Nd is a very powerful tracer that allows the

¹Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), Université de Toulouse, CNRS (Centre National de Recherche Scientifique), CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), IRD (Institut de Recherche pour le Développement), Toulouse, France.

²Department of Earth Sciences, Bristol Isotope Group, University of Bristol, Bristol, UK.

³Now at Institute for Reference Materials and Measurements (IRMM), Joint Research Centre (JRC), Geel, Belgium.

⁴Now at Laboratoire Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES), Université Paris Sud, Orsay, France.

⁵LEGOS, IRD, Université de Toulouse, CNRS, CNES, Nouméa, New Caledonia.

Corresponding author: M. Grenier, LEGOS, 14 Avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France. (melanie.grenier@legos.obs-mip.fr)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
2169-9275/13/2012JC008239

characterization of the sources of lithogenic elements to the ocean. One of the seven Nd isotopes, ^{143}Nd , is formed by α -decay of ^{147}Sm . Consequently, its natural abundance varies and depends on the time-integrated Sm/Nd ratio of the rock from which the Nd is derived. This variation is expressed as ε_{Nd} :

$$\varepsilon_{\text{Nd}} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right) * 10^4$$

where CHUR stands for chondritic uniform reservoir and represents an average Earth value, presently 0.512638 [Wasserburg *et al.*, 1981].

[4] Igneous rocks recently extracted from the Earth's mantle have more radiogenic ε_{Nd} values, greater than zero, whereas less radiogenic ε_{Nd} values, lower than -10 , characterize old continental crust. The heterogeneity of the ε_{Nd} signatures of the rocks outcropping around the ocean margins is nicely represented in Jeandel *et al.* [2007]. In the ocean, ε_{Nd} signatures of the different waters conveyed by the thermohaline circulation increase from approximately -15 in the North Atlantic to -4 in the North Pacific, whereas the concentrations only double [Lacan *et al.*, 2012]. This relatively small increase of the deep Nd concentrations is far less than that which would result from the Nd flux required to change the ε_{Nd} values. This apparent contradiction has been called the Nd paradox [Bertram and Elderfield, 1993; Jeandel *et al.*, 1995; Goldstein and Hemming, 2003]. In addition, the change in the ε_{Nd} values requires Nd inputs characterized by very radiogenic values in the Pacific, more radiogenic than both the atmospheric dust and dissolved riverine flux delivered to the Pacific. Solving the paradox therefore requires (i) significant fluxes of Nd characterized by radiogenic values around the Pacific and non-radiogenic sources in the Atlantic; (ii) scavenging of a large fraction of the added Nd, in order to maintain a relatively constant concentration, while achieving the modification of the isotope ratio and (iii) dissolved/particulate exchange throughout the water column, consistent with this scavenging and the Si-like vertical profile of Nd [Tachikawa *et al.*, 2003]. These different constraints concerning the oceanic Nd budget led Lacan and Jeandel [2005] to introduce the concept of "boundary exchange", a mechanism coupling the release of dissolved Nd from sediment deposited on the ocean margins to the dissolved pool with the removal of dissolved chemical elements from seawater toward the sediments, later modeled by Arsouze *et al.* [2009]. In the equatorial Pacific, Lacan and Jeandel [2001] used the variations in neodymium (Nd) isotopic signature along 140°W to argue for a release of Nd from dissolution of PNG margin sediments.

[5] In parallel, processes governing the oceanic REE distribution have been investigated in many studies for 30 years. Most of these studies conclude that internal processes occurring within the water column control the characteristic pattern of oceanic REE concentrations [De Baar *et al.*, 1985; Byrne and Kim, 1990, 1993; Lee and Byrne, 1993; Tachikawa *et al.*, 1999; Takebe, 2005; Akagi *et al.*, 2011]. However, several authors have also proposed that the shape of REE patterns could be significantly impacted by the release of dissolved REE to the open ocean from river discharge and remineralization of margin sediments [Sholkovitz

et al., 1994; Amakawa *et al.*, 2000; Nozaki and Alibo, 2003a, 2003b; Wang and Yamada, 2007].

[6] This study will specifically address the following questions: Where do the ε_{Nd} and REE parameter changes of water masses occur? What are the processes that likely govern these variations? What information do geochemical and hydrological properties bring to bear on water mass pathways and mixing?

[7] This work characterizes ε_{Nd} and REE concentrations of surface, intermediate and deep-filtered waters from 17 stations (112 samples), between the Coral Sea and 140°W - 0° . The geochemical data are supported by the availability of a detailed hydrological context, giving us essential backup information on water mass pathways. Furthermore, ε_{Nd} and REE concentration measurements are paired with data on salinity and oxygen, allowing rigorous interpretation of the geochemical measurements as a function of known water mass pathways. The new data also allow us to suggest some new details to already known features. The REE concentration distributions were investigated by comparing the REE patterns and their vertical profiles to data for solid material (rocks and sediments) published in the literature.

[8] Section 2 describes the sampling and the analytical procedure in this study. The hydrological context of the studied area is presented in section 3. Section 4 presents the geochemical results. We discuss the results in section 5 and conclude in section 6.

2. Materials and Methods

[9] Most of the seawater samples were collected during the EUC-Fe cruise (R/V Kilo Moana, PI J. Murray) in August–September 2006. Two stations were also sampled during the FLUSEC-01 cruise [Maes *et al.*, 2009; Gasparin *et al.*, 2012] in August 2007, allowing the collection of samples in the Coral Sea, north of New Caledonia (station FLUSEC 43) and in the Solomon Sea (station FLUSEC 22). The sampling locations are plotted in Figure 1. The EUC-Fe stations are located along a section starting in the central Pacific and ending close to the Papua New Guinea coast, between 140°W and 143°E and covering the latitude range 2°N - 6°S . Conductivity, temperature, depth (CTD) and oxygen measurements were also carried out at all the stations occupied during this cruise. Acoustic Doppler current profiler (ADCP) data and other samples for chemical analyses were also acquired during the cruise for the characterization of seawater content in trace metals, nutrients and aerosols and are detailed online (<http://www.ocean.washington.edu/cruises/KiloMoana2006/>).

[10] Surface, subsurface and intermediate waters were characterized for most of the stations. Deep and bottom water samples were collected along the Papua New Guinea coast, along the New Ireland coast, and at 180°E - 0°N (stations 29, 28, 24, and 14 in Figure 1).

[11] Note that ε_{Nd} and REE concentrations of sediments originating from the Bismarck Sea, upstream and in front of the Sepik River (kindly provided by J. Murray), and of volcanic ash samples from New Britain (collected by F. Lacan) were analyzed by the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (<http://www.crp.cnr.fr/SARM/>). The analytical protocols for these latter analyses of solid materials are described in Carignan *et al.* [2001] and we do not detail them here.

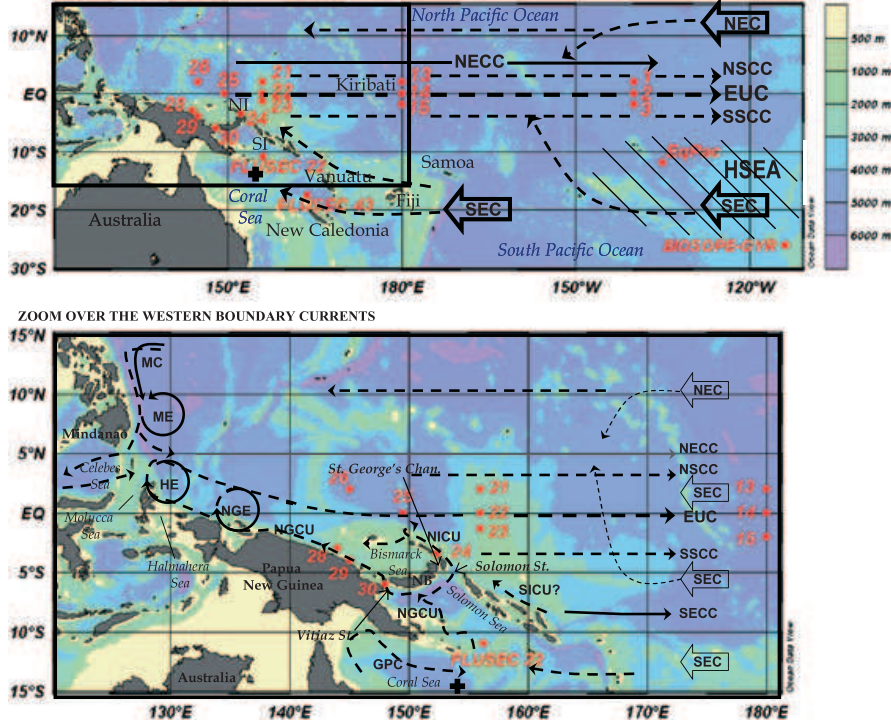


Figure 1. Sample location map. The bottom panel zooms in on the western boundary area, indicated on the top panel by a black rectangle. The sampling locations are represented by red circles. Number-associated stations correspond to EUC-Fe cruise. The two stations sampled in the Coral and Solomon Seas correspond to FLUSEC-01 cruise. “EqPac” and “BIOSEPE-GYR,” respectively, studied by *Lacan and Jeandel* [2001] and *Jeandel et al.* (2013), are also identified. The major surface currents (solid arrows) and subsurface currents (dashed arrows) are shown in the equatorial/tropical Pacific Ocean [*Grenier et al.*, 2011]: westward North Equatorial Current (NEC) and South Equatorial Current (SEC); equatorward Mindanao Current (MC), New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU), New Ireland Coastal Undercurrent (NICU) and Solomon Island Coastal Undercurrent (SICHU); eastward Gulf of Papua Current (GPC), North and South Subsurface Counter-currents (NSCC and SSCC, respectively) also called Tsuchiya Jets, North and South Equatorial Counter-currents (NECC and SECC, respectively), and Equatorial Undercurrent (EUC). The main islands are identified, among which New Ireland (NI), Solomon Islands (SI), and New Britain (NB). The Mindanao Eddy (ME), the Halmahera Eddy (HE) and the New Guinea Eddy (NGE) are also shown. Vitiaz and Solomon Straits and St. George’s Channel are identified. The black cross refers to the SA-7 station we used as a reference for our REE concentrations [*Zhang and Nozaki*, 1996]. The high evaporation surface area (HSEA) is hatched.

2.1. Nd Isotopic Composition

[12] For Nd isotope measurements, 12 L Niskin bottles mounted on a CTD rosette were used. Two bottles were triggered at the same depth to collect a 20 L sample. The 20 L of seawater was filtered onboard through 0.4 μm pore size, 47 mm diameter Nuclepore membranes in the built-in clean room of the vessel. Filtered samples were transferred into pre-cleaned 20 L plastic cubic containers and then acidified to pH=2 with 15 mL of Suprapur HCl 30%. At this juncture, 0.5 L aliquots were stored for the REE measurements. Most of the samples presented in this study were pre-concentrated onboard shortly after the sampling. For this purpose, their pH was increased to 3.4–3.7 by adding NH_4OH . Each 20 L sample was pre-concentrated using four C18 SepPak cartridges loaded with a REE complexant (HDEHP/ H_2MEHP) [*Shabani et al.*, 1992]. Back at the land-based laboratory, the REEs were eluted using 6 M HCl, dried and then dissolved again in 1.5 mL of 1 M HCl. This solution was loaded on a cation exchange column (0.6 cm in diameter, 4.8 cm in height) packed with Biorad AG50W-X8 200–400 mesh resin and

rinsed first with HCl and then HNO_3 in order to extract the remaining matrix while retaining the REE on the column. The REEs were then eluted with 6 mL of 6 M HCl [*Rickli et al.*, 2010]. This solution was dried and dissolved in 0.3 mL of 0.2 M HCl for the final extraction of Nd using an anionic exchange column (0.4 cm in diameter, 4 cm in height) packed with 0.5 mL of Ln-Spec resin. A final elution using 2.5 mL of 0.2 M HCl permitted recovery of the neodymium. Details of the procedures used on the cationic and anionic columns are described in *Tachikawa et al.* [1999] and *Pin and Zalduogui* [1997], respectively. For Nd isotope analysis of stations EUC-Fe 14, 22, 28, 29, 30, and of the two FLUSEC stations, samples were dissolved again in 1.5 μL of 2 M HCl, loaded on a rhenium filament and analyzed isotopically by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) in static mode (ThermoFinnigan mass spectrometer MAT 261, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse). The remaining Nd analysis was performed at the University of Bristol, on a ThermoFinnigan Neptune multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (MC-ICP-MS), fitted with nine Faraday

collectors with $10^{11} \Omega$ resistors and operated with low resolution slits. Both laboratories participated in the GEOTRACES international calibration study [van de Flierdt et al., 2012]. For both mass spectrometers, mass fractionation was initially corrected using a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219. However, as underlined by Vance and Thirlwall [2002], MC-ICP-MS generates a residual instrumental mass discrimination that has to be corrected using correlations between $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -normalized $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. On the TIMS 15 analyses of La Jolla standard were performed to monitor instrumental drift and gave 0.511886 ± 0.000020 . The generally accepted value being 0.511860 ± 0.000020 , we corrected all the measurements for a machine bias of 0.000026. On the Neptune, 20 analyses of La Jolla standard bracketed multiples of eight samples and gave an average value of 0.511879 ± 0.000005 (2σ). Thus, we corrected all the measurements for a machine bias of 0.000019. Blank contribution to the Nd isotopic measurement was, on average, lower than 1% of the total signal (6pg).

2.2. Rare Earth Element Concentrations

[13] Rare earth element (REE) concentration measurements were made on aliquots of the same samples as for Nd IC analysis. REEs were extracted from seawater by iron oxide co-precipitation. Each 0.5 L aliquot, first acidified to pH=2, was spiked with ^{150}Nd (97.84%) and ^{172}Yb (94.9%). Then 680 μL of purified FeCl_3 diluted in 0.1 M HCl was added. After equilibration, the pH was increased to 7–8 by addition of NH_4OH and co-precipitation took place. The REE-Fe precipitate was extracted by successive centrifugations. It was then dissolved in 1 mL of 6 M HCl and loaded on an anion exchange column (0.6 cm in diameter, 7.5 cm in height of the resin bed) packed with 2 mL of AG 1-X8 resin, in order to remove iron. REEs were eluted with 4 mL of 6 M HCl. This solution was evaporated and the residue was dissolved again in 0.4 mL of 0.32 M HNO_3 for concentration determination using an inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS, Agilent 7500). ^{150}Nd and ^{172}Yb spiking allowed us to use isotope dilution to calculate the concentrations of these two REEs. All the REE concentrations have also been determined by external calibration, using indium and rhenium as internal standards to control any sensitivity drift of the machine. Comparing Nd and Yb concentrations deduced from the external calibration to their values deduced from isotope dilution provides the recovery of the whole chemical extraction (average values: 84% and 72% for Nd and Yb, respectively). Corrections for this recovery are then applied linearly to the other REEs [Lacan and Jeandel, 2001; Pahnke et al., 2012]. Our measurements were characterized by a mass bias error on Nd between 3% and 5% and a precision on Nd concentration of 11%, both with a 95% confidence interval, based on replicates (stations 21 and 23; Table 1). We measured our samples during two ICP-MS sessions. First, REE concentrations of stations GYR, FLUSEC 43, FLUSEC 22, EUC-Fe 30, 29, 28, 22, and 14 were measured. Results of these measurements showed large interferences of BaO with europium 151 (20%), europium 153 (35%), and samarium 152 (20%). For the second measurement session, for the REE measurements of the remaining stations, we coupled a desolvating

nebulizer (Aridus II) to the instrument in order to minimize spectral interference and oxide formation [Chung et al., 2009; Pahnke et al., 2012]. The Aridus caused a decrease in BaO interferences, equal to 0–1% of the Eu signal. The total blank value (averaged on 72 measurements) was lower than 1% of the analyzed REE (III) signal and was 4% for the analyzed Ce signal.

3. Hydrological Context

[14] This section describes the water masses of our study area. The last column of Table 1 summarizes the water mass associated with the collected seawater samples.

3.1. Thermocline Waters

[15] The subsurface circulation patterns presented in Figure 1 are taken from Grenier et al. [2011]. No real consensus exists on the nomenclature of thermocline water masses in this region, with different studies using different names that correspond to slightly different water mass properties. Here we adopt the nomenclatures introduced by Tomczak and Hao [1989] and Tsuchiya et al. [1989]. The salty South Pacific Tropical Waters (SPTW) flow in the upper part of the thermocline ($\sigma_\theta = 24.3\text{--}25.3 \text{ kg m}^{-3}$) [Tsuchiya et al., 1989] and can be subdivided into two parts. The first branch is the South Pacific Equatorial Water (SPEW) [Tomczak and Hao, 1989; Tsuchiya et al., 1989; Tomczak and Godfrey, 2003], which enters the Coral Sea north of Vanuatu. It originates in the subtropical central South Pacific ($\sim 20^\circ\text{S}$) and is formed by subduction of surface water through evaporation in the Polynesian island region. In the following, this formation zone will be referred to as the high surface evaporation area (HSEA; Figure 1). In the Coral Sea, this water is characterized by a high salinity, marked by a peak at $\sim \sigma_\theta = 24.5 \text{ kg m}^{-3}$ (35.6–35.8) [Qu and Lindstrom, 2002] and its relatively high oxygen content ($\sim 140 \mu\text{mol kg}^{-1}$; see FLUSEC 22 profiles in Figures 2 and 3). A second branch of SPTW enters the Coral Sea mainly south of Vanuatu, conveyed by the North Caledonian Jet (NCJ) [Gasparin et al., 2011]. The origins of this thermocline water are not entirely understood, although Qu and Lindstrom [2002] suggest subduction in the subtropics around 30°S . In the Coral Sea, this water mass is slightly less saline and more oxygenated than the northern SPEW, and its salinity maximum is centered around $\sigma_\theta = 25.0 \text{ kg m}^{-3}$ ($S = \sim 35.6$ and $\text{O}_2 = \sim 160 \mu\text{mol kg}^{-1}$; see FLUSEC 43 profiles in Figures 2 and 3) [Tsuchiya et al., 1989; Sokolov and Rintoul, 2000]. This tropical water (TW) is conveyed eastward by the NCJ to the Australian coast, where part of it bifurcates northward and is conveyed by the Gulf of Papua Current (GPC; Figure 1) before entering the western Solomon Sea. Here, this TW mixes with the SPEW. Then they flow together, within the New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU) [Cravatte et al., 2011] and reach the equator essentially via the NGCU and the New Ireland Coastal Undercurrent (NICU; Figure 1). A part of the SPEW also flows along the east coasts of the Solomon Islands and New Ireland and reaches the equator north of New Ireland via the NICU.

[16] Upper thermocline waters of northern hemisphere origin reach the equator mostly via the northern Low-Latitude Western Boundary Currents (LLWBCs) [Tsuchiya et al.,

Table 1. Locations, Depths, Hydrological Properties, Ce Anomalies, Nd Concentrations, Nd ICs and ϵ_{Nd} of the Samples Analyzed in This Study and the Corresponding Water Masses Identified

Depth (m)	Salinity	Pot. temp. (θ) ($^{\circ}\text{C}$)	Pot. dens. (σ_{θ}) (kg m^{-3})	Ce/Ce*	[Nd] $\pm 2\sigma$ (pmol kg^{-1})	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma^1$	$\epsilon_{\text{Nd}} \pm 2\sigma$	Water Mass
FLUSEC 43 (25 August 2007; 163°41'E, 17°32'S; depth, 3500 m)								
183	35.686	21.18	24.98	0.77	—	0.512570 ± 23	-1.8 ± 0.4	TW
241	35.591	18.94	25.50	0.55	—	0.512537 ± 20	-2.5 ± 0.4	
756	34.403	5.56	27.14	0.09	9.7 ± 0.2	0.512337 ± 44	-6.4 ± 0.9	AAIW
FLUSEC 22 (20 August 2007; 156°14'E, 10°58'S; depth, 3000 m)								
50	34.610	27.77	22.18	0.31	—	0.512711 ± 17	$+0.9 \pm 0.3$	SW
171	35.744	21.06	25.06	0.27	—	0.512647 ± 16	-0.3 ± 0.3	TW
221	35.519	18.32	25.61	0.27	8.6 ± 0.2	0.512249 ± 25	-3.4 ± 0.5	
635	34.443	5.93	27.13	0.20	8.9 ± 0.1	0.512460 ± 24	-4.0 ± 0.5	AAIW
EUC-Fe 30 (30 September 2006; 147°42'E, 5°59'S; depth, 1040 m)								
25	34.575	27.30	22.30	0.37	—	0.512658 ± 14	-0.1 ± 0.3	SW
150	35.635	22.99	24.42	0.36	—	0.512624 ± 13	-0.8 ± 0.3	TW
200	35.570	19.25	25.39	0.58	—	0.512623 ± 30	-0.8 ± 0.6	TW
800	34.487	5.49	27.21	0.09	8.0 ± 0.1	0.512441 ± 20	-4.4 ± 0.4	AAIW
EUC-Fe 29 (28 September 2006; 145°28'E, 4°09'S; depth, 2089 m)								
40	34.724	27.32	22.41	0.36	—	0.512694 ± 20	$+0.6 \pm 0.4$	SW
188	35.477	19.42	25.28	0.31	—	0.512609 ± 22	-1.1 ± 0.4	TW
320	35.059	13.31	26.37	0.17	—	0.512506 ± 05	-2.6 ± 0.1	CW
499	34.615	8.25	26.93	0.11	6.6 ± 0.1	—	—	SAMW
737	34.490	5.74	27.18	0.08	8.7 ± 0.1	0.512515 ± 12	-2.9 ± 0.2	AAIW
1300	34.574	3.42	27.51	0.08	12.4 ± 0.2	0.512601 ± 06	-0.7 ± 0.1	
2050	34.634	2.16	27.67	0.04	19.2 ± 0.2	—	—	UCDW
EUC-Fe 28 (27 September 2006; 143°52'E, 3°21'S; depth, 2252 m)								
40	34.706	27.63	22.29	0.48	8.4 ± 0.3	0.512754 ± 24	$+2.3 \pm 0.5$	SW
100	34.853	26.49	22.77	0.32	8.6 ± 0.3	0.512723 ± 27	$+1.7 \pm 0.5$	
191	35.461	19.27	25.30	0.26	2.6 ± 0.1	0.512598 ± 21	-0.8 ± 0.4	TW
320	35.099	13.79	26.31	0.17	5.6 ± 0.1	0.512579 ± 07	-1.2 ± 0.1	CW
500	34.613	8.21	26.94	0.17	8.4 ± 0.2	0.512510 ± 18	-2.5 ± 0.3	SAMW
800	34.496	5.53	27.21	0.12	9.3 ± 0.2	0.512531 ± 15	-2.1 ± 0.2	AAIW
1300	34.580	3.41	27.51	0.14	16.1 ± 0.3	0.512573 ± 17	-1.3 ± 0.3	
2000	34.626	2.35	27.64	0.08	19.2 ± 0.4	0.512602 ± 10	-0.7 ± 0.2	UCDW
EUC-Fe 26 (26 September 2006; 145°00'E, 2°00'N; depth, 4488 m)								
25	34.027	28.80	21.40	0.33	6.6 ± 0.4	—	—	SW
130	35.281	24.41	23.73	0.26	4.6 ± 0.8	0.512581 ± 05	-1.1 ± 0.1	
160	35.402	19.94	25.08	0.22	4.5 ± 0.4	0.512594 ± 05	-0.9 ± 0.1	TW
265	34.520	10.39	26.51	0.09	6.9 ± 0.2	0.512519 ± 05	-2.3 ± 0.1	CW
350	34.672	9.46	26.79	0.09	6.8 ± 0.6	—	—	
480	34.608	8.28	26.92	0.11	7.3 ± 1.1	0.512514 ± 05	-2.4 ± 0.1	SAMW
700	34.528	6.17	27.16	0.09	8.4 ± 0.7	—	—	EqIW
EUC-Fe 25 (25 September 2006; 149°30'E, 0°00'; depth, 3368 m)								
25	33.954	29.41	21.14	0.32	6.1 ± 0.6	0.512615 ± 07	-0.4 ± 0.1	SW
130	35.438	22.12	24.52	0.23	4.5 ± 0.3	0.512606 ± 07	-0.6 ± 0.1	TW
145	35.413	19.90	25.10	0.26	3.5 ± 0.4	0.512604 ± 06	-0.7 ± 0.1	TW
205	35.188	15.54	26.00	0.16	6.1 ± 0.4	0.512552 ± 08	-1.7 ± 0.2	
275	35.009	13.18	26.36	0.14	5.4 ± 0.4	0.512528 ± 04	-2.1 ± 0.1	CW
375	34.747	10.25	26.71	0.14	7.0 ± 0.6	0.512514 ± 07	-2.4 ± 0.1	SAMW
680	34.547	6.25	27.16	0.09	7.9 ± 0.4	0.512515 ± 05	-2.4 ± 0.1	
800	34.531	5.51	27.24	0.04	8.3 ± 0.9	0.512522 ± 05	-2.3 ± 0.1	EqIW
EUC-Fe 24 (23 September 2006; 152°29'E, 3°22'S; depth, 1673 m)								
40	34.567	28.76	21.82	0.31	5.8 ± 0.6	0.512721 ± 05	$+1.6 \pm 0.1$	SW
150	35.588	22.56	24.51	0.25	4.4 ± 0.7	0.512631 ± 12	-0.1 ± 0.2	TW
200	35.451	17.60	25.72	0.26	5.3 ± 0.3	0.512552 ± 06	-1.7 ± 0.1	
285	35.033	13.03	26.41	0.24	5.6 ± 0.3	0.512521 ± 08	-2.3 ± 0.2	CW
370	34.725	9.91	26.75	0.09	6.8 ± 0.5	0.512512 ± 04	-2.5 ± 0.1	SAMW
700	34.535	6.32	27.14	0.08	7.7 ± 1.1	0.512498 ± 04	-2.7 ± 0.1	
800	34.520	5.31	27.26	0.06	8.6 ± 1.2	0.512498 ± 06	-2.7 ± 0.1	EqIW
1619	34.609	2.64	27.61	0.10	12.2 ± 0.6	0.512523 ± 04	-2.2 ± 0.1	
EUC-Fe 23 (22 September 2006; 156°00'E, 1°21'S; depth, 1997 m)								
50	34.639	29.29	21.70	0.28	4.2 ± 2.2	0.512613 ± 06	-0.5 ± 0.1	SW
140	35.688	23.34	24.36	0.31	3.5 ± 0.3	0.512581 ± 13	-1.1 ± 0.3	TW
185	35.548	20.16	25.14	0.25	3.7 ± 0.7	0.512584 ± 08	-1.0 ± 0.2	TW
220	35.238	15.23	26.10	0.16	3.9 ± 0.3	0.512506 ± 05	-2.6 ± 0.2	CW
220	35.238	15.23	26.10	0.18	4.3 ± 0.3	0.512499 ± 07	-2.7 ± 0.1	CW
220	35.238	15.23	26.10	0.17	4.4 ± 0.5	0.512501 ± 11	-2.7 ± 0.2	CW

-: not measured.

Table 1. (continued)

Depth (m)	Salinity	Pot. temp. (θ) ($^{\circ}\text{C}$)	Pot. dens. (σ_{θ}) (kg m^{-3})	Ce/Ce*	[Nd] $\pm 2\sigma$ (pmol kg^{-1})	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma^1$	$\epsilon_{\text{Nd}} \pm 2\sigma$	Water Mass
EUC-Fe 22 (21 September 2006; 156 $^{\circ}$ 00'E, 0 $^{\circ}$ 21'N; depth, 2048 m)								
20	33.930	29.70	21.03	0.30	6.7 ± 0.3	0.512626 ± 15	-0.2 ± 0.3	SW
140	35.202	20.03	24.91	0.21	5.1 ± 0.2	0.512570 ± 27	-1.3 ± 0.5	TW
190	35.305	17.25	25.69	0.20	5.0 ± 0.1	0.512582 ± 10	-1.1 ± 0.2	
260	34.825	12.23	26.41	0.14	7.2 ± 0.2	0.512538 ± 17	-2.0 ± 0.3	CW
385	34.744	10.08	26.74	0.14	7.3 ± 0.2	0.512467 ± 26	-3.3 ± 0.5	SAMW
500	34.605	8.09	26.95	0.28	9.3 ± 0.4	0.512413 ± 19	-4.4 ± 0.4	
640	34.554	6.49	27.14	0.08	8.6 ± 0.2	0.512526 ± 12	-2.2 ± 0.2	
800	34.532	5.32	27.27	0.08	8.6 ± 0.2	0.512490 ± 24	-2.9 ± 0.5	EqIW
EUC-Fe 21 (20 September 2006; 156 $^{\circ}$ 00'E, 2 $^{\circ}$ 00'N; depth, 2587 m)								
25	33.910	29.70	21.01	0.30	4.8 ± 0.3	—	—	SW
25	33.910	29.70	21.01	0.30	4.8 ± 0.4	—	—	SW
25	33.910	29.70	21.01	0.30	5.1 ± 0.4	—	—	SW
25	33.910	29.70	21.01	0.30	4.9 ± 0.4	—	—	SW
25	33.910	29.70	21.01	0.31	5.4 ± 0.4	0.512576 ± 06	-1.2 ± 0.1	SW
150	35.305	22.35	24.35	0.25	3.9 ± 0.4	0.512581 ± 05	-1.1 ± 0.1	TW
205	34.655	11.49	26.42	0.10	6.7 ± 0.5	0.512509 ± 08	-2.5 ± 0.1	CW
355	34.720	10.01	26.73	0.09	6.6 ± 0.6	0.512528 ± 04	-2.2 ± 0.1	SAMW
355	34.720	10.01	26.73	0.09	6.6 ± 0.7	0.512523 ± 04	-2.2 ± 0.1	SAMW
355	34.720	10.01	26.73	0.08	6.5 ± 2.7	0.512520 ± 04	-2.3 ± 0.1	SAMW
EUC-Fe 15 (11 September 2006; 180 $^{\circ}$ 00'E, 2 $^{\circ}$ 00'S; depth, 5389 m)								
15	34.484	30.24	21.26	0.25	4.0 ± 0.2	0.512593 ± 07	-0.9 ± 0.1	SW
75	35.486	29.20	22.36	0.33	3.5 ± 0.3	0.512571 ± 08	-1.3 ± 0.1	
145	35.981	24.42	24.26	0.19	3.3 ± 0.1	0.512540 ± 08	-1.9 ± 0.2	TW
185	35.346	16.33	25.94	0.16	4.0 ± 0.1	0.512536 ± 05	-2.0 ± 0.1	
400	34.742	10.20	26.72	0.08	4.9 ± 0.2	0.512525 ± 05	-2.2 ± 0.1	NPIW
850	34.537	5.52	27.25	0.09	7.0 ± 1.1	0.512512 ± 04	-2.5 ± 0.1	EqIW
EUC-Fe 14 (10 September 2006; 180 $^{\circ}$ 00'E, 0 $^{\circ}$ 00'; depth, 5222 m)								
15	34.660	30.35	21.35	0.23	4.0 ± 0.1	0.512573 ± 13	-1.3 ± 0.2	SW
97	35.320	29.84	22.02	0.19	4.5 ± 0.1	0.512558 ± 31	-1.6 ± 0.6	
140	35.612	23.15	24.35	0.21	5.2 ± 0.3	0.512557 ± 25	-1.6 ± 0.5	TW
160	35.071	19.50	24.95	0.21	5.2 ± 0.2	0.512543 ± 20	-1.9 ± 0.4	TW
172	35.455	19.05	25.36	0.19	5.8 ± 0.1	0.512549 ± 16	-1.7 ± 0.3	TW
204	34.840	14.60	25.94	0.16	7.0 ± 0.2	0.512558 ± 17	-1.6 ± 0.3	
400	34.692	9.38	26.81	0.07	7.3 ± 0.2	0.512563 ± 39	-1.5 ± 0.8	NPIW
850	34.545	5.34	27.27	0.07	8.7 ± 0.4	0.512499 ± 15	-2.7 ± 0.3	EqIW
2800	34.669	1.54	27.74	0.04	23.1 ± 0.6	0.512502 ± 11	-2.7 ± 0.2	UCDW
4000	34.693	1.12	27.79	0.03	28.1 ± 0.6	0.512363 ± 15	-5.4 ± 0.3	
5100	34.707	0.82	27.82	0.04	26.7 ± 1.0	0.512267 ± 13	-7.2 ± 0.3	LCDW
EUC-Fe 13 (9 September 9, 2006; 180 $^{\circ}$ 00'E, 2 $^{\circ}$ 00'N; depth, 5222 m)								
15	34.429	30.29	21.20	0.28	3.7 ± 0.2	0.512599 ± 07	-0.8 ± 0.1	SW
80	35.323	29.22	22.23	0.22	3.4 ± 0.2	0.512573 ± 06	-1.3 ± 0.1	
115	35.470	28.26	22.66	0.21	3.5 ± 0.2	0.512553 ± 06	-1.7 ± 0.1	
175	34.700	13.42	26.07	0.11	6.5 ± 0.4	0.512529 ± 05	-2.1 ± 0.1	
380	34.744	10.29	26.70	0.11	5.1 ± 0.5	0.512534 ± 06	-2.0 ± 0.1	NPIW
900	34.540	5.06	27.30	0.09	8.6 ± 0.3	0.512520 ± 04	-2.3 ± 0.1	EqIW
EUC-Fe 3 (27 August 2006; 140 $^{\circ}$ 00'W, 2 $^{\circ}$ 00'S; depth, 4260 m)								
15	35.566	26.86	23.19	0.20	3.5 ± 0.1	0.512568 ± 12	-1.4 ± 0.2	SW
60	35.504	26.86	23.14	0.21	3.6 ± 0.1	0.512577 ± 07	-1.2 ± 0.1	
110	35.938	22.31	24.84	0.20	3.5 ± 0.1	0.512492 ± 06	-2.8 ± 0.1	TW
200	34.925	12.83	26.37	0.11	5.7 ± 0.3	0.512545 ± 07	-1.8 ± 0.1	CW
480	34.671	8.94	26.87	0.10	6.9 ± 0.4	0.512535 ± 06	-1.4 ± 0.2	NPIW
928	34.546	4.99	27.32	0.07	7.9 ± 0.3	0.512531 ± 05	-2.1 ± 0.1	EqIW
EUC-Fe 2 (25 August 2006; 140 $^{\circ}$ 00'W, 0 $^{\circ}$ 00'; depth, 4330 m)								
15	35.334	26.48	23.13	0.22	3.7 ± 0.2	0.512580 ± 08	-1.1 ± 0.2	SW
50	35.362	26.24	23.23	0.21	3.7 ± 0.2	0.512552 ± 09	-1.7 ± 0.2	
90	35.451	25.89	23.41	0.21	3.9 ± 0.2	0.512555 ± 06	-1.6 ± 0.1	
110	35.559	24.88	23.80	0.20	4.9 ± 0.2	0.512546 ± 05	-1.8 ± 0.1	
130	35.014	21.03	24.50	0.19	4.6 ± 0.2	0.512537 ± 08	-2.0 ± 0.2	TW
250	34.924	12.93	26.35	0.11	5.8 ± 0.2	0.512539 ± 05	-1.9 ± 0.1	CW
400	34.721	9.79	26.77	0.10	6.6 ± 0.3	0.512543 ± 06	-1.9 ± 0.1	NPIW
850	34.548	5.40	27.27	0.08	8.0 ± 0.3	0.512529 ± 05	-2.1 ± 0.1	EqIW
EUC-Fe 1 (24 August 2006; 140 $^{\circ}$ 00'W, 2 $^{\circ}$ 00'N; depth, 4374 m)								
15	35.081	26.50	22.94	0.22	3.9 ± 0.9	0.512577 ± 07	-1.2 ± 0.1	SW
50	35.108	26.32	23.01	0.23	3.9 ± 1.1	0.512579 ± 10	-1.1 ± 0.2	
130	34.830	16.06	25.60	0.24	5.2 ± 0.2	0.512559 ± 10	-1.5 ± 0.2	
250	34.876	12.39	26.42	0.11	6.2 ± 0.5	0.512566 ± 08	-1.5 ± 0.2	CW
510	34.647	8.68	26.89	0.10	7.8 ± 0.7	0.512562 ± 05	-1.5 ± 0.1	NPIW
850	34.546	5.14	27.30	0.08	8.6 ± 0.3	0.512526 ± 05	-2.2 ± 0.1	EqIW

¹ Absolute errors of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ have to be multiplied by 10^{-6} .

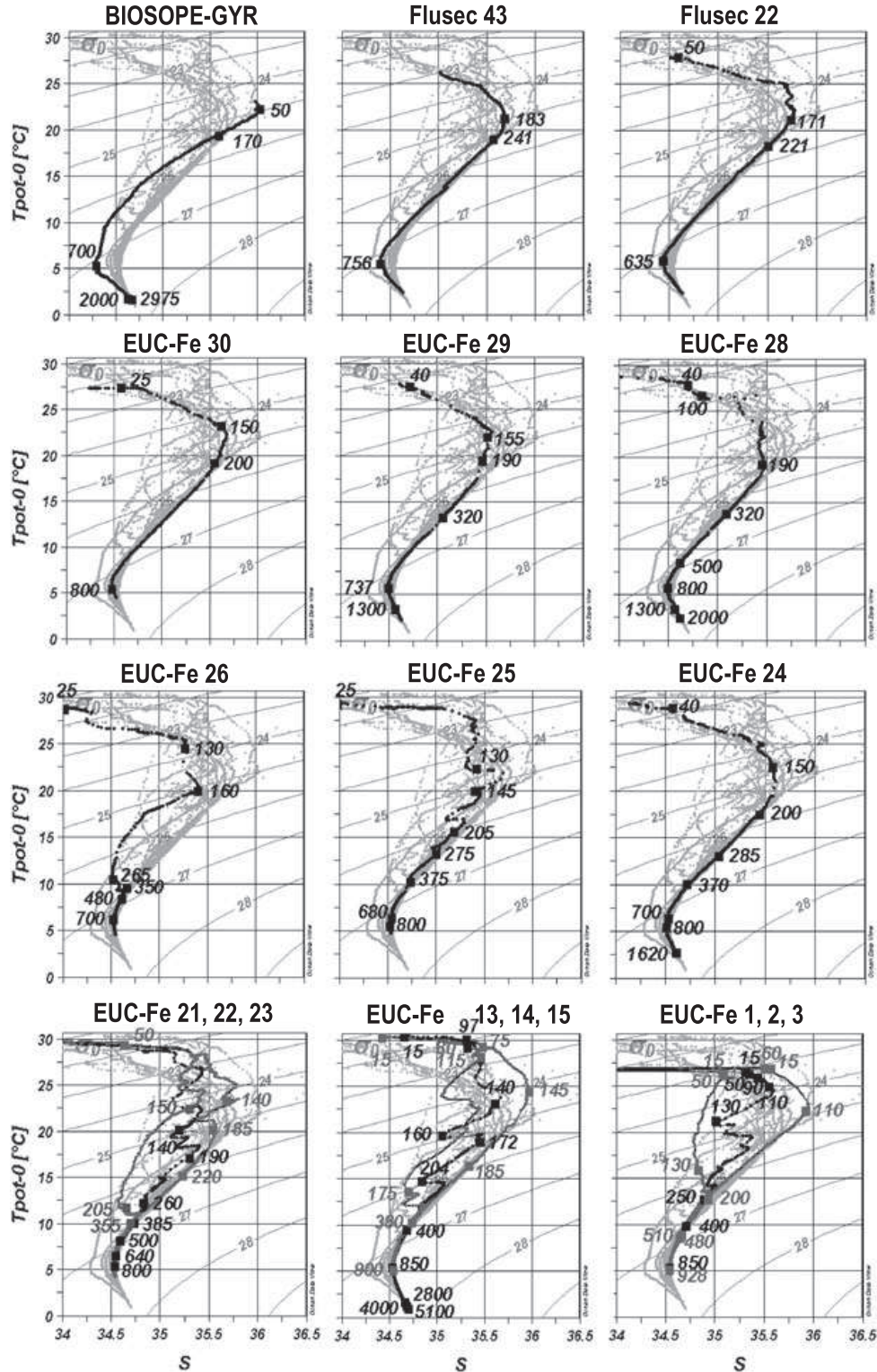


Figure 2. Potential temperature (θ)-salinity (S) plots for the stations indicated in Figure 1. The station associated with the bold black curve is indicated above each plot. In the background, grey curves represent the θ -S of all the stations studied here, illustrating the total θ -S range. Potential density contours are shown in solid grey. Each sample measured for Nd isotopes and REE concentrations is identified by its depth (m). For the stations along the equator (bottom row of panels), at 156°E, 180° and 140°W, the northern, equatorial, and southern stations are represented on the same plot. The northern and southern stations are easily distinguishable, being respectively poorly and highly salty within the thermocline (dark grey curves).

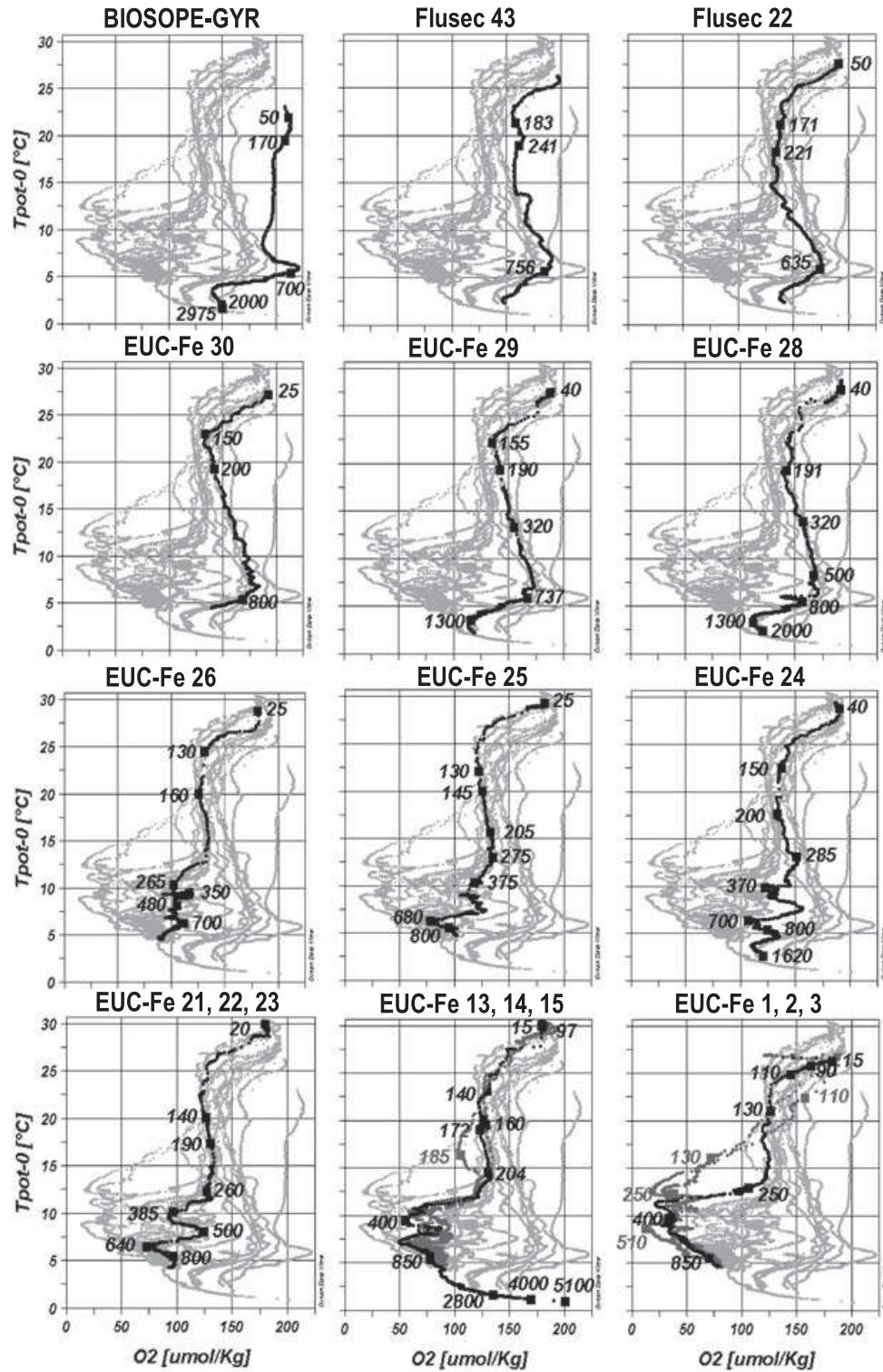


Figure 3. As Figure 2, but showing potential temperature (θ)-dissolved oxygen (O_2) plots. For the stations along the equator (bottom row of panels), at 180° and 140° W, the northern, equatorial, and southern stations are represented on the same plot. At 156° E- 0° , northern, equatorial, and southern stations have a very similar θ - O_2 profile; we thus represented only the equatorial profile, for more clarity.

1989; Fine *et al.*, 1994; Grenier *et al.*, 2011]. These waters exhibit low salinity (~ 34.9) and high nutrient concentrations [Tsuchiya *et al.*, 1989]. Interleaving of northern- and

southern-origin waters can be seen at equatorial stations on the three θ -S plots at the bottom of Figure 2.

[17] The Western South Pacific Central Water (WSPCW) [Tomczak and Hao, 1989] is centered on a potential density

of 26.4 kg m^{-3} . This water mass is formed at the Subtropical Convergence, outcropping in winter in the Tasman Sea. WSPCW exhibits high salinity (mean salinity, $\bar{S}=35$), high oxygen (mean oxygen, $\bar{O}_2=160 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$), and low nutrient concentrations [Tsuchiya *et al.*, 1989; Sokolov and Rintoul, 2000]. It is carried by the subtropical gyre and joins the Tropical Convergence zone, flowing underneath the Tropical Waters. It then reaches the Coral Sea via the northern branch of the subtropical gyre in the South Equatorial Current [Qu and Lindstrom, 2002]. WSPCW partly participates in the formation of Equatorial 13°C Water [Tsuchiya, 1981; Qu *et al.*, 2009].

[18] In the northern hemisphere, Western North Pacific Central Water (WNPCW) [Tomczak and Godfrey, 2003] is a low-salinity, low-oxygen, high-nutrient water. Formed and subducted in the northern Subtropical Convergence, it is carried in our region by the eastward North Equatorial Countercurrent (NECC) and EUC.

3.2. Subantarctic Mode Water and Intermediate Waters

[19] Subantarctic Mode Water (SAMW) [McCartney, 1977; Sokolov and Rintoul, 2000] overlies Antarctic Intermediate Water (AAIW), just below the lower part of the thermocline. SAMW originates from the southeastern Pacific, being formed by deep winter convection. This water mass is centered on $\sigma_\theta=27.07 \text{ kg m}^{-3}$ at its source and is characterized by a low salinity (~ 34.5) and a high oxygen pycnostad. During its equatorward transit, and mainly along the LLWBCs, SAMW undergoes diapycnal mixing with underlying waters and participates in the formation of Equatorial 13°C Water [Qu *et al.*, 2009].

[20] North Pacific Intermediate Water (NPIW; $\sigma_\theta=26.5\text{--}27.2 \text{ kg m}^{-3}$) originates in the western North Pacific [Talley, 1993; You, 2003]. This water mass is poorly oxygenated ($0\text{--}150 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$) and is characterized by a salinity minimum (~ 33.8). It follows an anticyclonic circulation in the North Pacific, flowing between 300 m and 800 m depth, and mainly exits into the Celebes Sea through the Mindanao Current [Bingham and Lukas, 1994; Fine *et al.*, 1994; You *et al.*, 2003]. The hypothetical occurrence of a modified NPIW in the equatorial Pacific is discussed in section 4.

[21] The AAIW ($\sigma_\theta=27.1 \text{ kg m}^{-3}$) is formed in the southeast Pacific Ocean and is linked to the formation of the densest SAMW [Tsuchiya and Talley, 1998; Bostock *et al.*, 2010]. Highly oxygenated ($O_2=200\text{--}300 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$) and relatively fresh ($S=34.3\text{--}34.5$) [Tsuchiya and Talley, 1996], AAIW flows between 600 m and 1400 m depth and is conveyed within the subtropical gyre and then toward the Coral Sea [Gasparin *et al.*, 2011]. The water mass is then conveyed by the intermediate New Guinea Coastal Undercurrent [Reid, 1997; Sokolov and Rintoul, 2000; Qu and Lindstrom, 2004; Bostock *et al.*, 2010]. Finally, AAIW reaches the equator north of New Guinea [Tsuchiya, 1991; Fine *et al.*, 1994; Qu and Lindstrom, 2004; Zenk *et al.*, 2005]. From the Coral Sea to the equator, AAIW is slightly denser than at its source ($\sigma_\theta=27.26 \text{ kg m}^{-3}$) and exhibits lower oxygen concentrations ($160\text{--}190 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$) [Tsuchiya, 1991]. AAIW is identified at five stations of our study: the two FLUSEC stations and the three stations along the PNG coast, from the EUC-Fe cruise (Table 1 and Figures 2 and 8).

[22] Equatorial Pacific Intermediate Water (EqPIW; $\sigma_\theta=27.3 \text{ kg m}^{-3}$) is primarily a combination of AAIW and upwelling Pacific Deep Water [Bostock *et al.*, 2010]. It displays the highest salinities ($34.5\text{--}34.6$) among the three intermediate waters. EqPIW is subdivided into north and south components that exhibit very low oxygen concentrations, respectively, in the ranges $0\text{--}75 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ and $75\text{--}125 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$. These waters flow within a complex intermediate current system. Between 1°S and 1°N , they are conveyed by the Lower Equatorial Intermediate Current (L-EIC; 600–1200 m depth), a non-permanent westward current that reverses into an eastward current in boreal spring [Marin *et al.*, 2010]. Between 1° and 4° latitude north and south of the equator, the EqPIW flows within a series of extraequatorial eastward and westward jets [Firing *et al.*, 1998; Cravatte *et al.*, 2012]. Nine EqPIW samples were collected during the EUC-Fe cruise, within the area ($149^\circ\text{E}\text{--}140^\circ\text{W}$) and ($4^\circ\text{S}\text{--}2^\circ\text{N}$) (Figure 2). In the following, AAIW and the EqIW will be grouped under a single overall denomination “Intermediate Waters” (IW).

3.3. Deep Waters

[23] Upper Circumpolar Deep Water (UCDW) flows between 1000 and 2000 m depth within the Antarctic Circumpolar Current (ACC) above Lower CDW (LCDW), centered on $\sigma_\theta=27.65 \text{ kg m}^{-3}$ [Orsi *et al.*, 1995]. This water mass is characterized by relatively low oxygen (from $170 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ in the Southern Ocean to $120 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ in our region) and high nutrient concentrations [Callahan, 1972]. UCDW pathways are still only approximately understood. From Reid’s observations [Reid, 1997], from Figure 2c of Tsimplis *et al.* [1998], and from Figure 2b of Kawabe and Fujio [2010], UCDW detaches from the ACC southeast of New Zealand and is conveyed by the anticyclonic flow in the South Pacific, detouring around the subtropical gyre and reaching the equatorial western Pacific. Its occurrence and fate within the Coral and Solomon Seas are poorly documented. It mainly upwells in the Philippine Sea and mixes with the North Pacific Deep Water (NPDW) and LCDW to form a modified NPDW. UCDW was collected at four stations (see Table 1).

[24] The dominant deep and bottom water of the South Pacific is LCDW ($\sigma > 45.86 \sigma_4$). LCDW is a remnant of North Atlantic Deep Water (NADW) and thus is characterized by a salinity maximum ($S=34.72\text{--}34.73$) and a silicate minimum [Orsi *et al.*, 1999]. This deep water flows from the ACC toward the North Pacific via complex pathways [see Sokolov and Rintoul, 2000 and Figure 2c of Kawabe and Fujio, 2010]. In the mid and high-latitude North Pacific, LCDW upwells in the upper deep layers and is transformed into NPDW [Reid, 1997; Kawabe and Fujio, 2010]. In our study, this water mass is characterized at one point only, thanks to a 5100 m depth sample collected at station 14.

4. Results

4.1. Nd Concentration and Isotopic Composition Results

[25] The ε_{Nd} , Nd concentrations [Nd], θ and S data as well as σ_θ are compiled in Table 1; O_2 data can be found in Table 2 together with S and σ_θ , reproduced in this table

Table 2. Dissolved REE Concentrations Measured in Our Samples (in pmol kg⁻¹)

Depth(m)	Salinity	O ₂ (μmol kg ⁻¹)	σ _θ (kg m ⁻³)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
FLUSEC 43 (25 August 2007; 163°41'E, 17°32'S; depth, 3500 m)																	
183	35.686	159	24.98	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
241	35.591	162	25.50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
756	34.403	185	27.14	15.68	7.10	2.29	9.72	1.70	0.47	2.53	0.39	3.33	1.01	3.78	0.57	3.71	0.67
FLUSEC 22 (20 August 2007; 156°14'E, 10°58'S; depth, 3000 m)																	
50	34.610	192	22.18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
171	35.744	138	25.06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
221	35.519	135	25.61	10.39	4.99	1.86	8.55	1.79	0.50	2.72	0.42	3.34	0.90	3.08	0.41	2.51	0.42
635	34.443	174	27.13	15.40	5.67	2.04	8.94	1.46	0.49	2.59	0.40	3.51	1.07	4.01	0.61	3.96	0.73
EUC-Fe 30 (30 September 2006; 147°42'E, 5°59'S; depth, 1040 m)																	
25	34.575	194	22.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
150	35.635	133	24.42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
200	35.570	142	25.39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
800	34.487	169	27.21	13.69	1.58	1.69	8.01	1.47	0.49	2.62	0.43	3.61	1.09	4.16	0.62	4.15	0.76
EUC-Fe 29 (28 September 2006; 145°28'E, 4°09'S; depth, 2089 m)																	
40	34.724	187	22.41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
188	35.477	142	25.28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
320	35.059	156	26.37	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
499	34.615	171	26.93	10.35	1.48	1.38	6.56	1.26	0.38	2.23	0.35	3.11	0.93	3.51	0.52	3.37	0.61
737	34.490	167	27.18	14.10	2.79	1.86	8.74	1.61	0.51	2.81	0.42	3.80	1.15	4.30	0.65	4.34	0.80
1300	34.574	116	27.51	19.63	2.07	2.54	12.39	2.40	0.75	4.16	0.61	5.38	1.57	5.87	0.87	6.09	1.15
2050	34.634	119	27.67	30.78	1.48	3.94	19.16	3.76	1.17	6.22	0.91	7.56	2.16	7.79	1.16	8.10	1.52
EUC-Fe 28 (27 September 2006; 143°52'E, 3°21'S; depth, 2252 m)																	
40	34.706	192	22.29	7.69	7.64	1.78	8.35	1.92	0.53	2.82	0.42	3.24	0.78	2.47	0.31	1.87	0.29
100	34.853	180	22.77	11.21	6.37	1.79	8.58	1.81	0.50	2.87	0.43	3.46	0.91	2.99	0.39	2.22	0.35
191	35.461	143	25.30	3.14	1.47	0.54	2.56	0.51	0.12	0.84	0.12	1.10	0.32	1.06	0.13	0.83	0.15
320	35.099	157	26.31	8.28	2.43	1.21	5.62	1.04	0.26	1.81	0.28	2.57	0.72	2.59	0.35	2.24	0.39
500	34.613	169	26.94	12.84	3.74	1.85	8.37	1.58	0.39	2.62	0.40	3.47	1.02	3.57	0.53	3.47	0.62
800	34.496	156	27.21	15.44	2.88	1.98	9.25	1.68	0.44	2.97	0.45	4.17	1.20	4.57	0.71	4.67	0.85
1300	34.580	113	27.51	25.38	6.00	3.45	16.11	3.27	0.86	5.16	0.76	6.36	1.79	6.44	0.97	6.72	1.24
2000	34.626	120	27.64	30.94	3.80	4.06	19.18	3.59	0.93	5.94	0.89	7.42	2.10	7.66	1.14	8.11	1.51
EUC-Fe 26 (26 September 2006; 145°00'E, 2°00'N; depth, 4488 m)																	
25	34.027	181	21.40	5.88	4.08	1.39	6.61	1.60	0.58	2.33	0.36	2.71	0.68	2.20	0.29	1.72	0.26
130	35.281	132	23.73	5.78	2.75	1.01	4.56	1.05	0.38	1.57	0.25	1.98	0.54	1.84	0.25	1.48	0.23
160	35.402	126	25.08	5.56	2.19	0.96	4.53	1.00	0.34	1.57	0.25	1.98	0.55	1.90	0.26	1.58	0.26
265	34.520	102	26.51	10.67	1.57	1.51	6.86	1.40	0.46	2.31	0.36	3.00	0.84	2.97	0.42	2.78	0.46
350	34.672	117	26.79	10.79	1.58	1.54	6.83	1.47	0.48	2.40	0.37	3.16	0.91	3.31	0.49	3.35	0.59
480	34.608	106	26.92	10.94	1.97	1.60	7.29	1.49	0.51	2.40	0.38	3.20	0.95	3.50	0.53	3.65	0.64
700	34.528	112	27.16	13.55	2.13	1.89	8.39	1.74	0.64	2.69	0.44	3.62	1.08	4.05	0.62	4.39	0.79
EUC-Fe 25 (25 September 2006; 145°30'E, 0°00'; depth, 3368 m)																	
25	33.954	182	21.14	6.00	3.73	1.23	6.12	1.45	0.48	2.25	0.36	2.69	0.68	2.21	0.29	1.70	0.26
130	35.438	123	24.52	5.30	2.26	0.93	4.47	0.98	0.34	1.58	0.25	2.01	0.55	1.88	0.25	1.51	0.24
145	35.413	126	25.10	4.31	2.09	0.76	3.52	0.78	0.25	1.37	0.21	1.83	0.52	1.79	0.24	1.40	0.23
205	35.188	133	26.00	8.49	2.40	1.34	6.09	1.32	0.46	2.08	0.33	2.64	0.73	2.52	0.35	2.21	0.37
275	35.009	135	26.36	7.94	1.94	1.25	5.45	1.22	0.42	1.90	0.30	2.52	0.71	2.55	0.36	2.38	0.40
375	34.747	118	26.71	12.20	2.73	1.53	7.00	1.36	0.41	2.29	0.36	2.98	0.87	3.14	0.46	3.03	0.54
680	34.547	79	27.16	13.37	1.95	1.81	7.90	1.60	0.60	2.48	0.41	3.47	1.03	3.98	0.60	4.27	0.78
800	34.531	95	27.24	37.72	1.84	1.87	8.33	1.70	0.64	2.72	0.44	3.74	1.13	4.31	0.66	4.70	0.86
EUC-Fe 24 (23 September 2006; 152°29'E, 3°22'S; depth, 1673 m)																	
40	34.567	190	21.82	5.19	3.22	1.15	5.78	1.40	0.51	2.23	0.35	2.59	0.68	2.19	0.29	1.61	0.27
150	35.588	137	24.51	5.28	2.44	0.92	4.44	1.01	0.38	1.64	0.27	2.04	0.57	1.94	0.28	1.58	0.27
200	35.451	133	25.72	7.64	3.47	1.19	5.29	1.06	0.34	1.61	0.25	2.10	0.61	2.22	0.32	2.10	0.37
285	35.033	153	26.41	7.28	3.10	1.24	5.64	1.19	0.43	1.84	0.29	2.40	0.69	2.45	0.34	2.13	0.36
370	34.725	125	26.75	10.15	1.62	1.48	6.78	1.39	0.50	2.14	0.34	2.92	0.85	3.14	0.47	3.18	0.56
700	34.535	109	27.14	12.07	1.61	1.69	7.72	1.57	0.57	2.51	0.40	3.50	1.05	4.02	0.61	4.33	0.77
800	34.520	125	27.26	19.11	1.72	1.91	8.64	1.74	0.63	2.81	0.44	3.91	1.17	4.49	0.69	4.91	0.89
1619	34.609	120	27.61	20.89	3.42	2.79	12.16	2.37	0.88	3.77	0.62	5.14	1.53	5.76	0.89	6.44	1.19
EUC-Fe 23 (22 September 2006; 156°00'E, 1°21'S; depth, 1997 m)																	
50	34.639	183	21.70	4.30	2.36	0.86	4.24	0.96	0.31	1.61	0.25	1.97	0.52	1.71	0.22	1.19	0.18
140	35.688	122	24.36	4.53	2.48	0.76	3.52	0.75	0.24	1.26	0.20	1.65	0.47	1.63	0.22	1.25	0.20
185	35.548	124	25.14	4.59	2.12	0.81	3.70	0.86	0.31	1.35	0.21	1.78	0.50	1.77	0.24	1.44	0.23
220	35.238	121	26.10	6.14	1.68	0.90	3.93	0.81	0.30	1.28	0.22	1.93	0.58	2.12	0.30	1.91	0.32
220	35.238	121	26.10	6.71	2.00	0.98	4.32	0.89	0.33	1.39	0.23	1.95	0.58	2.15	0.30	1.95	0.33
220	35.238	121	26.10	6.77	1.99	1.01	4.43	0.90	0.32	1.41	0.23	1.98	0.58	2.14	0.30	1.96	0.33
EUC-Fe 22 (21 September 2006; 156°00'E, 0°21'N; depth, 2048 m)																	
20	33.930	179	21.03	6.59	3.95	1.39	6.73	1.50	0.40	2.39	0.37	2.75	0.71	2.23	0.28	1.70	0.27
140	35.202	126	24.91	7.19	2.59	1.05	5.09	1.06	0.27	1.74	0.25	2.15	0.59	2.02	0.25	1.51	0.26
190	35.305	131	25.69	6.68	2.36	1.03	5.03	1.01	0.24	1.66	0.24	2.18	0.61	2.04	0.29	1.64	0.29
260	34.825	127	26.41	10.76	2.54	1.57	7.16	1.42	0.36	2.34	0.37	3.06	0.86	3.09	0.44	2.77	0.48
385	34.744	98	26.74	13.00	2.93	1.70	7.26	1.31	0.34	2.48	0.38	3.38	0.97	3.57	0.53	3.39	0.61
500	34.605	125	26.95	6.45	4.22	1.89	9.26	2.18	0.49	2.43	0.38	3.46	0.95	3.41	0.62	4.46	0.81

Table 2. (continued)

Depth(m)	Salinity	O ₂ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	σ_θ (kg m^{-3})	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
640	34.554	73	27.14	15.12	1.86	1.83	8.62	1.54	0.37	2.71	0.43	3.68	1.12	4.13	0.60	4.10	0.76
800	34.532	96	27.27	16.37	2.05	1.95	8.59	1.75	0.43	3.02	0.48	4.14	1.22	4.63	0.69	4.77	0.90
EUC-Fe 21 (20 September 2006; 156°00'E, 2°00'N; depth, 2587 m)																	
25	33.910	182	21.01	4.73	2.85	1.01	4.85	1.14	0.38	1.92	0.30	2.34	0.61	2.00	0.27	1.55	0.24
25	33.910	182	21.01	4.73	2.81	1.00	4.77	1.16	0.37	1.91	0.30	2.32	0.61	2.00	0.26	1.55	0.24
25	33.910	182	21.01	4.90	2.95	1.06	5.09	1.24	0.41	1.99	0.31	2.41	0.63	2.05	0.27	1.59	0.24
25	33.910	182	21.01	4.73	2.84	1.02	4.91	1.20	0.39	1.92	0.30	2.33	0.61	1.98	0.26	1.53	0.23
25	33.910	182	21.01	5.17	3.22	1.11	5.37	1.31	0.45	2.00	0.31	2.43	0.62	2.03	0.27	1.57	0.24
150	35.305	122	24.35	4.60	2.08	0.79	3.86	0.92	0.33	1.60	0.23	1.97	0.54	1.89	0.25	1.51	0.24
205	34.655	116	26.42	10.68	1.77	1.46	6.74	1.36	0.43	2.40	0.38	3.08	0.86	3.04	0.43	2.79	0.47
355	34.720	94	26.73	9.44	1.47	1.43	6.55	1.34	0.46	2.13	0.34	2.86	0.84	3.11	0.46	3.12	0.55
355	34.720	94	26.73	10.41	1.58	1.46	6.61	1.35	0.47	2.14	0.33	2.88	0.85	3.15	0.46	3.14	0.56
355	34.720	94	26.73	10.33	1.32	1.39	6.53	1.32	0.42	2.17	0.34	2.90	0.85	3.14	0.47	3.13	0.55
EUC-Fe 15 (11 September 2006; 180°00'E, 2°00'S; depth, 5389 m)																	
15	34.484	181	21.26	4.09	1.99	0.80	3.98	0.91	0.30	1.52	0.23	1.84	0.49	1.59	0.20	1.05	0.16
75	35.486	190	22.36	4.56	2.74	0.77	3.51	0.76	0.27	1.26	0.19	1.62	0.44	1.48	0.17	0.94	0.14
145	35.981	137	24.26	4.81	1.51	0.70	3.33	0.69	0.26	1.14	0.18	1.56	0.45	1.61	0.21	1.22	0.20
185	35.346	105	25.94	5.42	1.55	0.87	3.97	0.84	0.32	1.42	0.23	1.95	0.58	2.12	0.30	1.91	0.33
400	34.742	77	26.72	9.32	1.20	1.06	4.91	0.94	0.37	1.98	0.33	2.82	0.83	3.11	0.46	3.10	0.54
850	34.537	83	27.25	11.13	1.69	1.55	7.02	1.56	0.60	2.56	0.42	3.61	1.09	4.24	0.65	4.66	0.85
EUC-Fe 14 (10 September 2006; 180°00'E, 0°00'; depth, 5222 m)																	
15	34.660	178	21.35	4.43	1.92	0.85	4.00	0.87	0.26	1.44	0.22	1.76	0.49	1.59	0.19	0.96	0.15
97	35.320	181	22.02	4.97	1.77	0.92	4.46	0.85	0.24	1.51	0.24	1.99	0.55	1.76	0.21	1.25	0.19
140	35.612	130	24.35	6.84	2.55	1.12	5.20	1.06	0.27	1.79	0.28	2.24	0.61	2.11	0.27	1.61	0.29
160	35.071	129	24.95	7.19	2.58	1.13	5.20	0.95	0.27	1.80	0.28	2.29	0.67	2.09	0.30	1.74	0.30
172	35.455	123	25.36	6.10	2.22	1.21	5.81	1.23	0.34	1.90	0.29	2.41	0.66	2.33	0.31	2.02	0.35
204	34.840	130	25.94	10.14	2.70	1.48	6.95	1.34	0.33	2.25	0.34	2.83	0.81	2.76	0.39	2.32	0.40
400	34.692	55	26.81	12.88	1.49	1.57	7.28	1.43	0.35	2.38	0.38	3.38	0.96	3.59	0.52	3.36	0.62
850	34.545	78	27.27	16.03	1.78	1.87	8.71	1.44	0.37	2.90	0.45	3.91	1.19	4.38	0.69	4.55	0.85
2800	34.669	135	27.74	41.07	2.54	5.09	23.11	4.32	0.97	6.74	1.02	8.61	2.43	8.82	1.35	9.43	1.71
4000	34.693	169	27.79	46.38	2.47	6.27	28.08	4.90	1.26	7.59	1.13	9.45	2.61	9.08	1.38	9.50	1.75
5100	34.707	201	27.82	42.83	2.94	6.00	26.68	4.86	1.15	7.18	1.09	8.56	2.33	8.10	1.23	8.51	1.56
EUC-Fe 13 (9 September 2006; 180°00'E, 2°00'N; depth, 5222 m)																	
15	34.429	182	21.20	4.16	2.18	0.76	3.73	0.86	0.33	1.43	0.22	1.74	0.47	1.52	0.19	0.98	0.15
80	35.323	180	22.23	3.92	1.55	0.69	3.43	0.74	0.25	1.30	0.20	1.68	0.47	1.59	0.20	1.13	0.17
115	35.470	156	22.66	4.25	1.60	0.73	3.53	0.80	0.30	1.30	0.21	1.71	0.48	1.66	0.22	1.23	0.19
175	34.700	129	26.07	9.49	1.78	1.43	6.48	1.37	0.47	2.16	0.34	2.79	0.78	2.77	0.39	2.55	0.43
380	34.744	59	26.70	7.36	1.39	1.13	5.10	1.17	0.47	2.05	0.34	2.83	0.84	3.13	0.47	3.17	0.56
900	34.540	88	27.30	15.15	2.09	1.94	8.56	1.77	0.68	2.78	0.47	3.86	1.16	4.47	0.69	4.92	0.89
EUC-Fe 3 (27 August 2006; 140°00'W, 2°00'S; depth, 4260 m)																	
15	35.566	173	23.19	4.39	1.58	0.72	3.53	0.74	0.25	1.29	0.21	1.69	0.48	1.63	0.21	1.19	0.19
60	35.504	190	23.14	4.28	1.65	0.76	3.62	0.80	0.30	1.31	0.21	1.70	0.48	1.65	0.22	1.22	0.19
110	35.938	158	24.84	4.52	1.63	0.74	3.46	0.70	0.26	1.14	0.18	1.48	0.44	1.51	0.19	1.09	0.18
200	34.925	21	26.37	9.40	1.72	1.29	5.70	1.16	0.43	1.83	0.30	2.47	0.73	2.68	0.40	2.66	0.46
480	34.671	30	26.87	12.08	1.97	1.59	6.92	1.39	0.51	2.19	0.35	2.99	0.89	3.33	0.50	3.47	0.62
928	34.546	80	27.32	14.30	1.57	1.77	7.90	1.58	0.58	2.63	0.42	3.72	1.15	4.44	0.69	4.94	0.90
EUC-Fe 2 (25 August 2006; 140°00'W, 0°00'; depth, 4330 m)																	
15	35.334	183	23.13	4.53	1.77	0.77	3.69	0.78	0.27	1.34	0.21	1.75	0.49	1.66	0.22	1.25	0.20
50	35.362	180	23.23	4.61	1.71	0.77	3.74	0.80	0.27	1.38	0.22	1.79	0.50	1.72	0.22	1.28	0.21
90	35.451	164	23.41	4.77	1.78	0.78	3.91	0.78	0.25	1.40	0.22	1.83	0.52	1.78	0.24	1.36	0.22
110	35.559	145	23.80	5.83	2.16	1.00	4.90	1.04	0.32	1.76	0.28	2.25	0.61	2.11	0.29	1.75	0.29
130	35.014	127	24.50	6.28	2.12	0.97	4.65	0.97	0.31	1.63	0.26	2.12	0.60	2.09	0.29	1.79	0.30
250	34.924	107	26.35	8.93	1.73	1.29	5.80	1.23	0.43	1.94	0.31	2.60	0.75	2.72	0.40	2.61	0.45
400	34.721	34	26.77	10.52	1.77	1.49	6.63	1.31	0.45	2.15	0.34	2.91	0.85	3.19	0.48	3.23	0.57
850	34.548	71	27.27	14.60	1.97	1.83	8.05	1.66	0.65	2.59	0.43	3.65	1.12	4.26	0.66	4.71	0.86
EUC-Fe 1 (24 August 2006; 140°00'W, 2°00'N; depth, 4374 m)																	
15	35.081	186	22.94	4.64	1.85	0.81	3.94	0.81	0.26	1.42	0.22	1.79	0.50	1.68	0.22	1.20	0.19
50	35.108	186	23.01	4.50	1.92	0.81	3.87	0.80	0.26	1.37	0.21	1.76	0.49	1.67	0.22	1.21	0.19
130	34.830	72	25.60	8.32	3.29	1.16	5.23	1.02	0.34	1.68	0.26	2.21	0.63	2.24	0.32	1.99	0.33
250	34.876	38	26.42	10.12	1.85	1.38	6.15	1.20	0.41	1.97	0.31	2.64	0.77	2.84	0.42	2.81	0.49
510	34.647	14	26.89	13.55	2.08	1.71	7.85	1.50	0.46	2.49	0.39	3.27	0.96	3.57	0.54	3.64	0.64
850	34.546	78	27.30	15.45	1.89	1.99	8.61	1.67	0.61	2.75	0.47	3.84	1.17	4.48	0.69	4.90	0.90

for easier reading. Figures 4 to 9 present the ϵ_{Nd} values, Nd concentrations and hydrographic properties (salinity and oxygen contents) for each water mass discussed here. The mean and maximum analytical precisions (2σ) of the reported data are 0.2 and 0.9 for ϵ_{Nd} and 0.4 and 2.7 pmol

kg^{-1} for Nd concentrations, respectively (Table 1). In order not to overload the figures and the text, the analytical precisions are not given for each measurement. In the following, only the significant variations, that is, those beyond analytical precision, will be discussed. Note also that EUC-Fe 3,

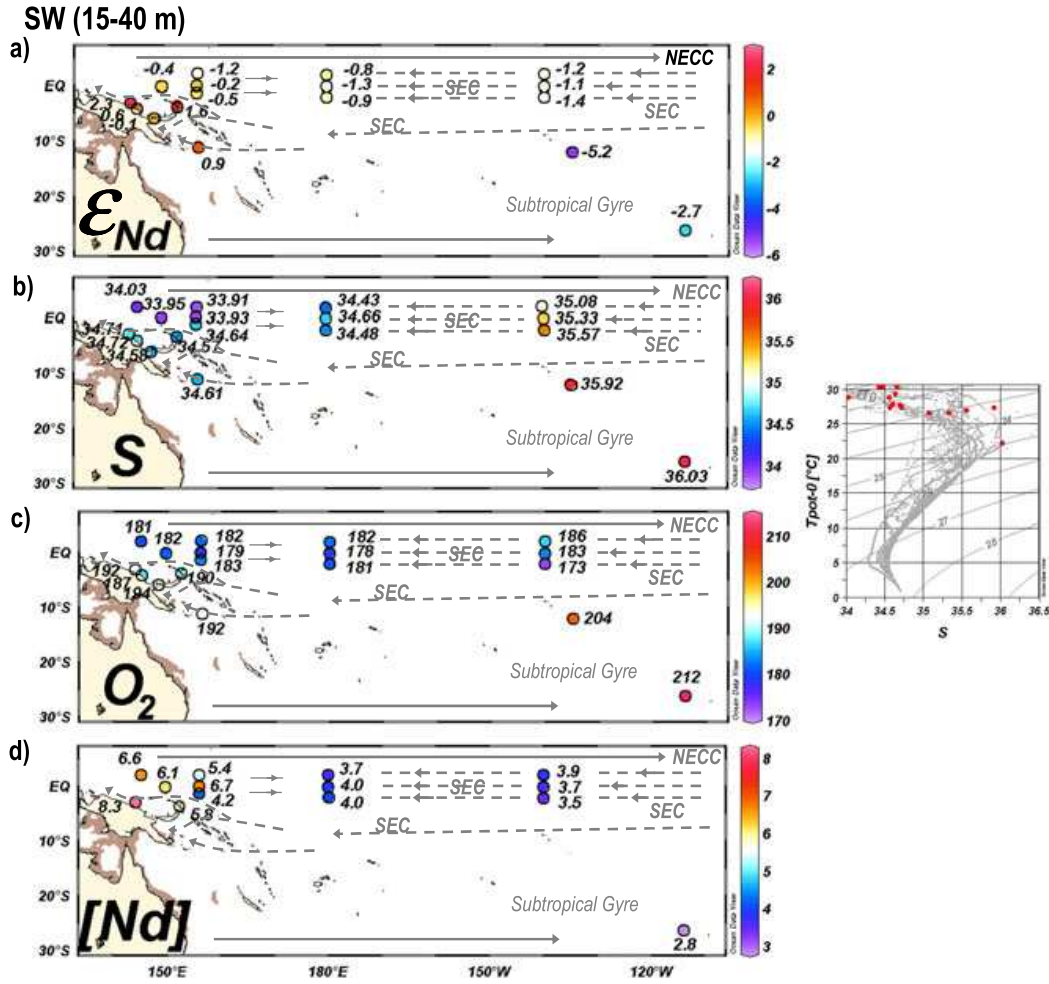


Figure 4. Neodymium data and hydrographic properties for surface waters (depth = 15–40 m), identified by red dots on the adjacent θ -S plot. (a) ϵ_{Nd} , (b) salinity, (c) dissolved oxygen ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) and (d) Nd concentration (pmol kg^{-1}) are plotted at each station where surface waters were sampled. Currents are determined from ORCA025 climatology of September, corresponding to EUC-Fe cruise period, from *Reverdin et al.* [1994] and from *Hristova and Kessler* [2012]. They are represented by grey arrows (dashed arrows = westward equatorial currents). The bathymetry shallower than 50 m appears in brown.

15 and 23 will be discussed as the “2°S stations.” Similarly, the “2°N stations” will refer to EUC-Fe 1, 13 and 21 and the “0° stations” will refer to EUC-Fe 2, 14 and 22.

4.1.1. Surface Waters

[26] Surface waters (SW) undergo continual hydrological modification due to interactions with the atmosphere. Therefore, only the main surface currents described in previous work are represented in Figure 4 [*Reverdin et al.*, 1994; *Lagerloef et al.*, 1999; *Johnson*, 2001; OSCAR, <http://www.oscar.noaa.gov/>].

[27] The ϵ_{Nd} distribution in surface waters allows two areas to be distinguished (Figure 4a):

1. Less radiogenic SW is found within the subtropical gyre, particularly at station EqPac in the HSEA (Figure 1) [*Lacan and Jeandel*, 2001]. The ϵ_{Nd} of SW at the 2°N, 2°S and 0° stations are all slightly negative, ranging from -1.4 to -0.2 . The salinity data illustrate the contrast between the fresh warm pool in the westernmost equatorial region extending to 180° and the saltier cold tongue east

of the dateline (Figure 4b). The cold tongue is associated with lower and more constant ϵ_{Nd} (Figure 4a) and Nd concentrations (Figure 4d) than the warm pool.

2. The more radiogenic SW is found along the coasts of PNG and New Ireland and within the Solomon Sea. Notably, ϵ_{Nd} of SW sampled at station EUC-Fe 28 (+2.3, downstream of the Sepik River) and at station EUC-Fe 24 (+1.6) are the highest values published so far for this region [*Lacan et al.*, 2012]. The SW samples collected along the coasts of PNG and New Ireland also exhibit high Nd concentrations (5.8 – 8.3 pmol kg^{-1} ; Figure 4d).

4.1.2. Thermocline Waters

4.1.2.1. Tropical Waters

[28] The distribution of ϵ_{Nd} values in Tropical Waters (TW) defines three distinct regions (Figure 5a).

1. From the subtropical gyre to the Coral and Solomon Seas, ϵ_{Nd} of TW increases from -4.3 to -0.3 . Salinity and oxygen concentrations are relatively high and heterogeneous ($S > 35.6$, $\text{O}_2 > 135 \mu\text{mol kg}^{-1}$; Figures 5b and 5c).

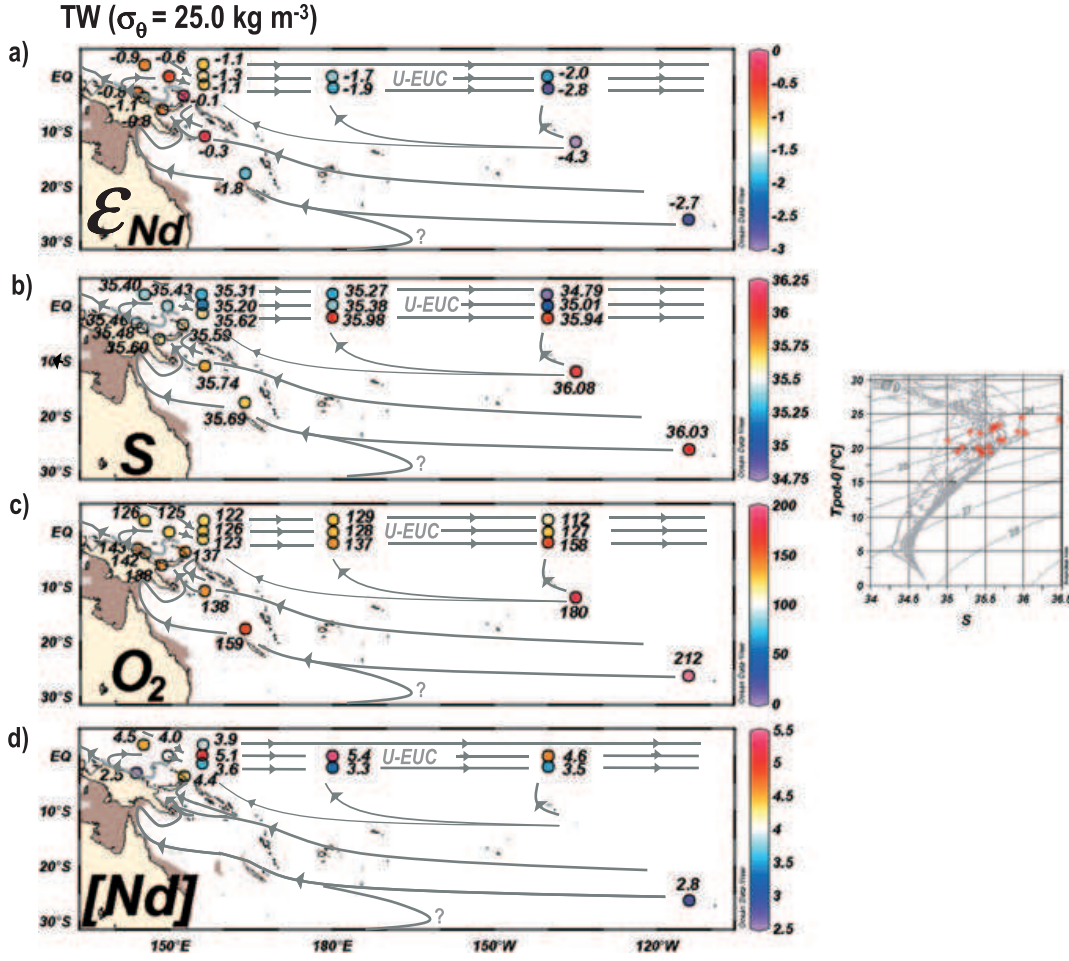


Figure 5. As Figure 4, for Tropical Waters ($\sigma_\theta = 25.0 \text{ kg m}^{-3}$), except that current pathways are built on both literature and hydrological and geochemical data measured at our stations. The bathymetry shallower than 100 m is colored in dark brown, in light brown if shallower than 250 m.

- From the Solomon Sea to the equator, ϵ_{Nd} values are rather homogeneous, on average equal to -0.7 ± 0.3 ($n=7$). This area presents the most radiogenic TW among the three regions, particularly within the Solomon Sea (station FLUSEC 22), along the coasts of New Ireland (station EUC-Fe 24) and at the equator (station EUC-Fe 25). Oxygen concentrations and salinity are also relatively homogeneous, decreasing slightly northward, and illustrating weak intrusions of TW of northern hemisphere origin via the northern LLWBCs (Figures 5b and 5c). The Nd concentrations are relatively high, except at station EUC-Fe 28 (2.5 pmol kg^{-1}), located downstream from the Sepik River (Figure 5d).
- In the equatorial band, ϵ_{Nd} decreases as the TW flows eastward in the EUC, more particularly for the 2°S stations. For these 2°S stations, oxygen content and salinity both increase as ϵ_{Nd} decreases eastward (Figures 5b and 5c). In contrast, salinity and oxygen concentrations at the 2°N stations decrease from 180° to 140°W (EUC-Fe 13 and 1). Along the equator, ϵ_{Nd} , salinity and oxygen values seem to be more constant. Nd concentrations do

not display any gradient along the southern equatorial stations, and overall these stations are characterized by relatively low values ($3.3\text{--}3.6 \text{ pmol kg}^{-1}$; Figure 5d). Equatorial stations exhibit the highest Nd concentrations of TW ($5.1\text{--}5.4 \text{ pmol kg}^{-1}$).

4.1.2.2. Central Waters

[29] The ϵ_{Nd} values of CW range from -2.7 to -1.2 (Figure 6a). The most radiogenic CW was found at station 28, downstream from the Sepik River. Surprisingly, every other ϵ_{Nd} value for CW collected west of 180° is at least 0.8 unit lower (mean: $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.4 \pm 0.1$; $n=7$). At 140°W , the average ϵ_{Nd} is -1.7 ± 0.1 ($n=3$), which is more radiogenic than that in the west. This ϵ_{Nd} distribution contrasts with those of SW and TW, whose central equatorial samples were characterized by less radiogenic values than those close to the western coasts. The saltiest CW were found at the 2°S stations (>35 west of 180° ; Figure 6b) whereas waters fresher than 35 were found in the southern subtropical gyre and at the 2°N and 0° stations. Oxygen concentrations display the most heterogeneous distribution (Figure 6c). The most oxygenated CW ($\text{O}_2 = 135\text{--}200 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$) are found

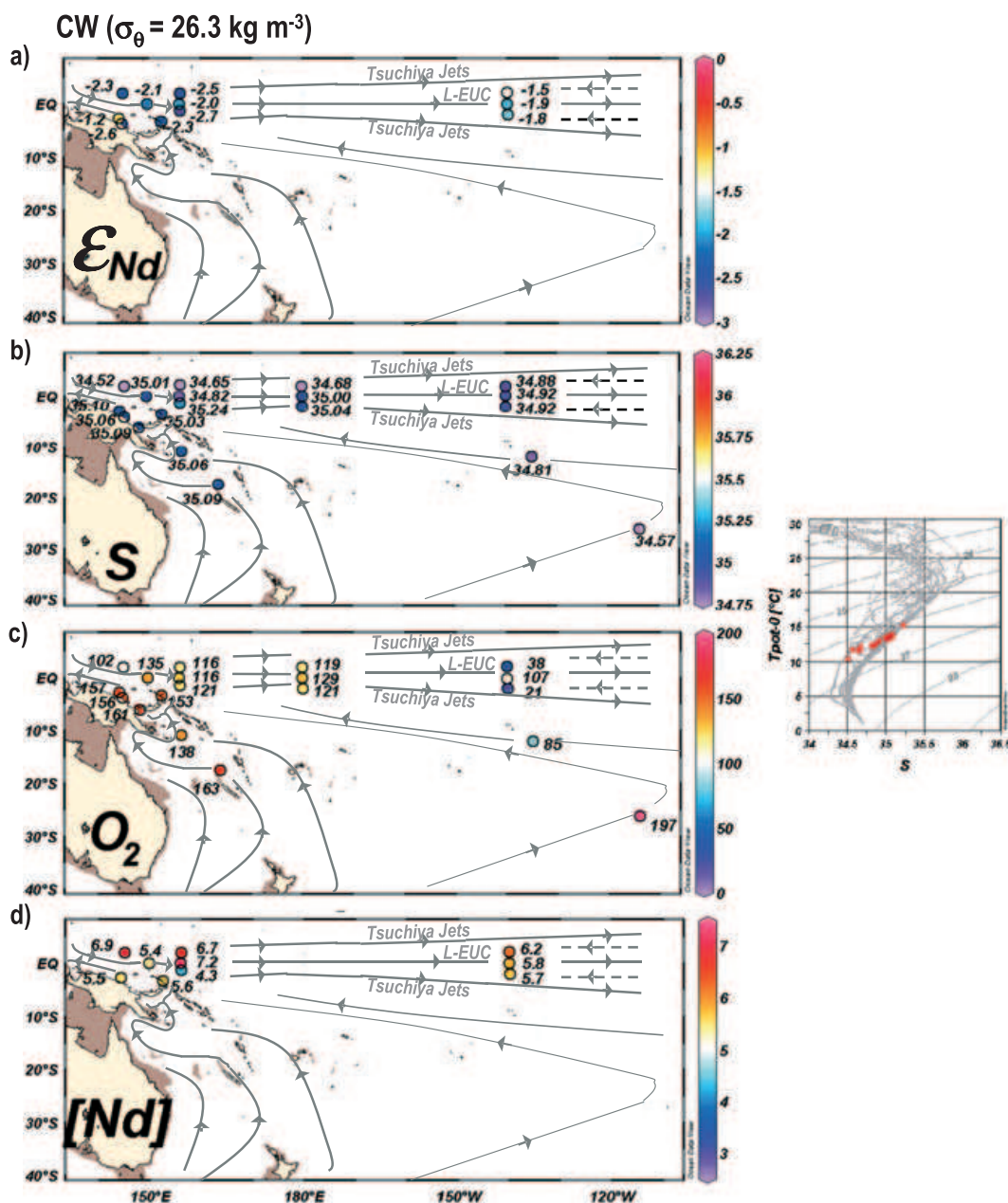


Figure 6. As Figure 5, for Central Waters ($\sigma_\theta = 26.3 \text{ kg m}^{-3}$). The bathymetry shallower than 250 m is colored in brown.

at station GYR (*C. Jeandel et al.*, [2013]) and in the south western boundary area. In the equatorial band, the O_2 content ranges from 100 to 135 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ west of 180°. In contrast, at 140°W, the 2°N and 2°S stations exhibit very low O_2 concentrations at the density of WSPCW ($< 50 \mu\text{mol kg}^{-1}$) whereas the 0° station is still well oxygenated. Nd concentrations of CW are spatially almost constant, averaging $5.9 \pm 0.3 \text{ pmol kg}^{-1}$ ($n = 10$; Figure 6d).

4.1.3. Subantarctic Mode Water

[30] Twelve samples were collected at this density level for the measurement of ϵ_{Nd} . As for CW, SAMW is less radiogenic in the western boundary area, west of 160°E ($\epsilon_{\text{Nd}} = [-3.3; -2.2]$), than in the central equatorial Pacific, at 140°W ($\epsilon_{\text{Nd}} = [-1.9; -1.4]$; Figure 7a). Salinity increases

slightly between the subtropical gyre (station GYR) and the Bismarck Sea, via the Coral and Solomon Seas (Figure 7b). These SAMWs exhibit high O_2 concentrations, decreasing slightly from 222 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ in the subtropics to 170 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ in the Bismarck Sea (Figure 7c). The saltiest and less oxygenated SAMWs are found in the equatorial band ($S = 34.7$, $10 < \text{O}_2 < 100 \mu\text{mol kg}^{-1}$), with oxygen falling to 10–35 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ at 140°W. Nd concentrations range from 4.9 pmol kg^{-1} at 180°–2°S to 8.4 pmol kg^{-1} downstream of the Sepik River, at station 28 (Figure 7d). Although very far from our study area, the recent data of *Carter et al.* [2012] showed that, at its source in the southeast Pacific, subducting SAMW is tagged by much less radiogenic value ($\epsilon_{\text{Nd}} \sim -8.6$).

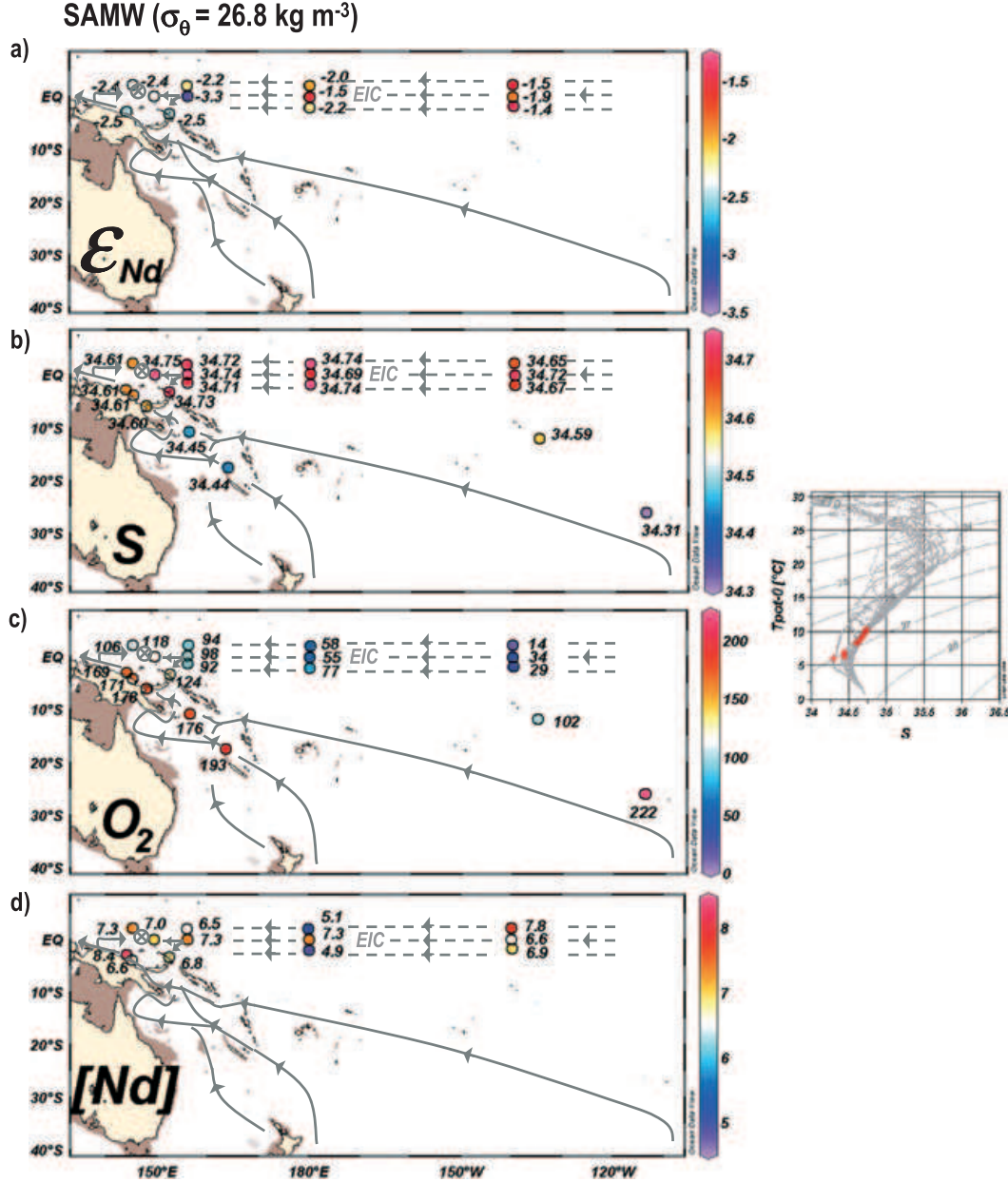


Figure 7. As Figure 5, for waters characterized by $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$. See text for the definition of the different water masses flowing at this density. The bathymetry shallower than 250 m is colored in dark brown, in light brown if shallower than 500 m.

4.1.4. Intermediate Waters

[31] The ϵ_{Nd} values of IW range from -8.0 at station EqPac to -2.1 at station 28 and at 140°W (Figure 8a). Between the subtropics and 5°S , this parameter increases from -8.0 to -4.0 . This area corresponds to the most oxygenated and freshest IW of our study, located at station GYR and within the Coral and Solomon Seas (Figures 8b and 8c). North of 5°S , IW exhibits a rather constant ϵ_{Nd} (mean: $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.4 \pm 0.2$; $n = 11$). In contrast, the oxygen content of IW drops to low values along the equator ($70 < \text{O}_2 < 110 \mu\text{mol kg}^{-1}$), whereas its salinity is quasi-homogeneous around 34.54 . These parameter values are in good agreement with those given for the EqPIW by Bostock *et al.* [2010]. Nd

concentrations are spatially almost constant, varying from $7.0 \mu\text{mol kg}^{-1}$ at 180° to $9.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ within the Coral Sea, with slightly higher concentrations from the Coral Sea to Bismarck Sea than in the equatorial band (Figure 8d).

4.1.5. Bottom and Deep Waters

[32] The ϵ_{Nd} values of UCDW range from -3.7 in the southern subtropical gyre to -0.7 downstream of the Sepik River (Figure 9a). At each station, UCDW is more radiogenic than the IW just above. This water mass is relatively well oxygenated at station GYR and in the Coral and Solomon Seas ($\sim 150 \mu\text{mol kg}^{-1}$) and is less oxygenated as it flows along the coasts of PNG and New Ireland ($120 \mu\text{mol kg}^{-1}$).

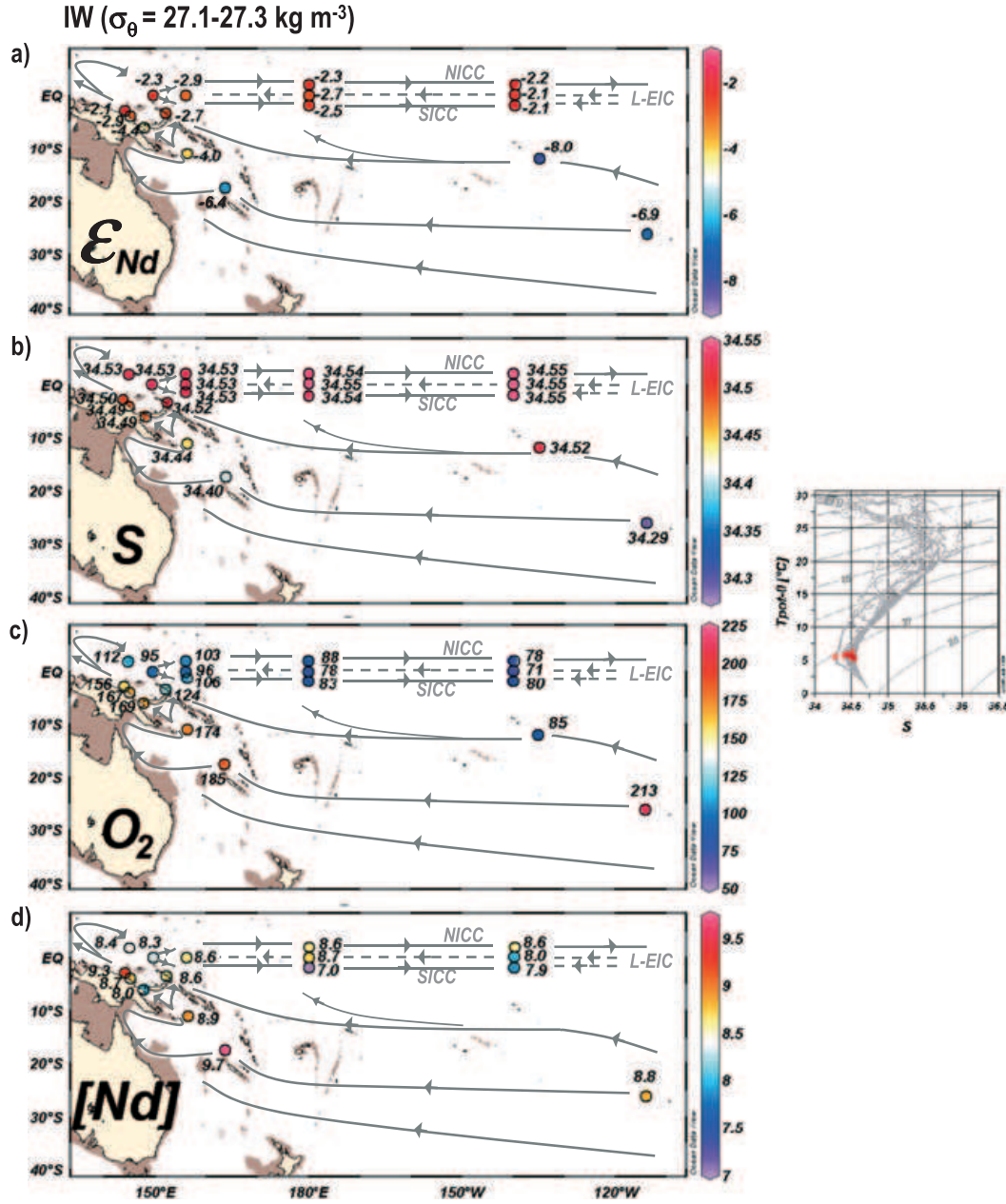


Figure 8. As Figure 5, for Intermediate Waters ($\sigma_\theta = 27.1\text{--}27.3 \text{ kg m}^{-3}$). The bathymetry shallower than 750 m is colored in dark brown, in light brown if shallower than 1000 m.

[33] Finally, oxygenated LCDW was collected at one station (EUC-Fe 14, $180^\circ\text{--}0^\circ$; Tables 1 and 2) and was characterized by $\varepsilon_{\text{Nd}} = -7.2$.

4.2. Rare Earth Element Patterns

[34] The REE concentrations are compiled in Table 2. REE fractionation relative to the continental source is identified by normalizing the REE concentrations to the average value of Post-Archean Australian Shale (PAAS) [McLennan, 1989]. As an example, the PAAS-normalized REE pattern is presented in Figure 10a for station 25. It shows the main characteristics of dissolved marine REE patterns: a negative Ce anomaly, increasing with depth, and a marked

enrichment in heavy REE (HREE) [De Baar *et al.*, 1985; Elderfield, 1988; Tachikawa *et al.*, 1999]. Interestingly, significant positive Eu and Gd anomalies characterize most of the patterns, as well as a slight negative Yb anomaly. All the stations at which samples have been measured using the desolvator displayed similar patterns, even at depth. Other stations exhibit comparable patterns, although marked by lesser Eu anomalies, which could reflect an overcorrection of the oxide interferences (see section 2).

[35] Following the approach of Sholkovitz *et al.* [1999], we chose to normalize our REE concentrations to those of the same water mass — taken as reference — at a station located in the center of the Coral Sea (station SA-7 of

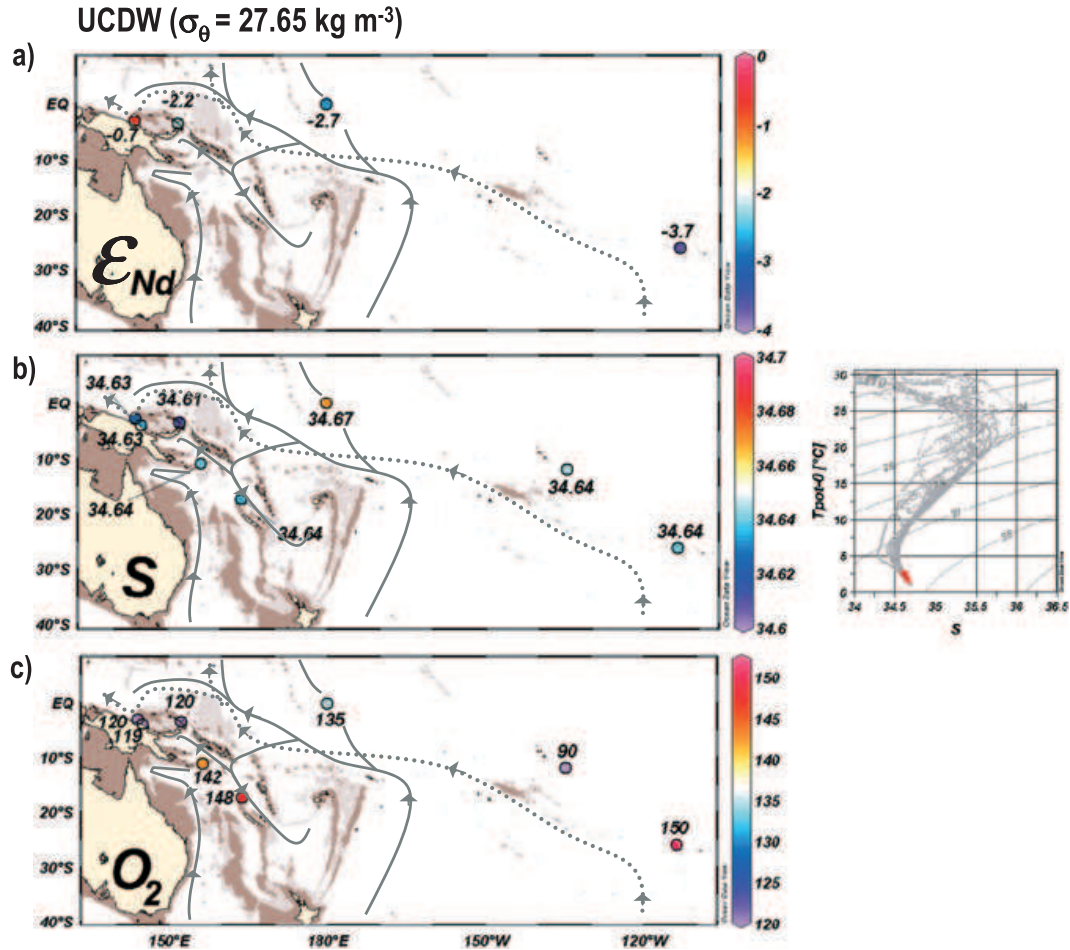


Figure 9. As Figure 5, Upper Circumpolar Deep Waters ($\sigma_\theta = 27.65 \text{ kg m}^{-3}$). The bathymetry shallower than 1500 m is colored in dark brown, in light brown if shallower than 2500 m. Filled arrows and dotted arrows represent the UCDW pathways described by Sokolov and Rintoul [2000] and by Kawabe and Fujio [2010], respectively. Nd concentrations were not measured at this depth for most of the stations and, consequently, are not figured.

Zhang and Nozaki [1996]). Indeed, Nd and Eu concentrations of SA-7 are the lowest of the studied area, except for the surface waters of station GYR (Figures 11b and 11c; C. Jeandel *et al.*, [2013]). We use this “reference” to determine qualitatively the REE pattern evolution of the water masses from the Coral Sea, that is, upstream from the Papua New Guinea area, previously suggested as a crucial area determining the geochemical character of Pacific equatorial water masses [Lacan and Jeandel, 2001; Slemons *et al.*, 2010]. This also facilitates a direct comparison with previously published results [Zhang and Nozaki, 1996; Sholkovitz *et al.*, 1999]. SA-7-normalized REE patterns of thermocline and deep waters are shown in Figure 10. SA-7-normalized Ce concentrations are not presented here because Zhang and Nozaki [1996] expressed some doubts about their Ce data. Nevertheless, the vertical distribution of our Ce results is presented in Figure 11. Because REE results of stations GYR, 28, 22, and 14 had significant interferences with BaO that particularly affected Eu peaks, we do not present the normalized-Eu for these stations in Figures 10b–10d.

[36] Normalization to SA-7 allows the identification of any qualitative changes that the REE content of the studied waters has undergone — enrichment, scavenging, precipitation — between this “Coral Sea reference” and stations analyzed in this study. A clear positive Eu anomaly characterizes each water mass, together with systematic, although less marked, anomalies in Eu’s neighbors, Sm and Gd (Figure 10). The fact that three middle REEs (MREEs) are enriched allows the elimination of an artifact hypothesis that the striking positive Eu anomaly observed in our data could be due to an underestimation of Zhang and Nozaki’s [1996] Eu concentrations. In addition we also normalized our data to the REE data of station TPS24 271-1 from Piepgras and Jacobsen [1992]. These authors’ analyses used the isotopic dilution method on each individual poly-isotopic REE and were measured on a TIMS, avoiding any interference problem. This normalization (not shown) confirmed the occurrence of a positive Eu anomaly in our samples. Furthermore, our data are consistent with the preferential release of MREE already observed during reaction between terrigenous particles and seawater, a phenomenon that could be due to the

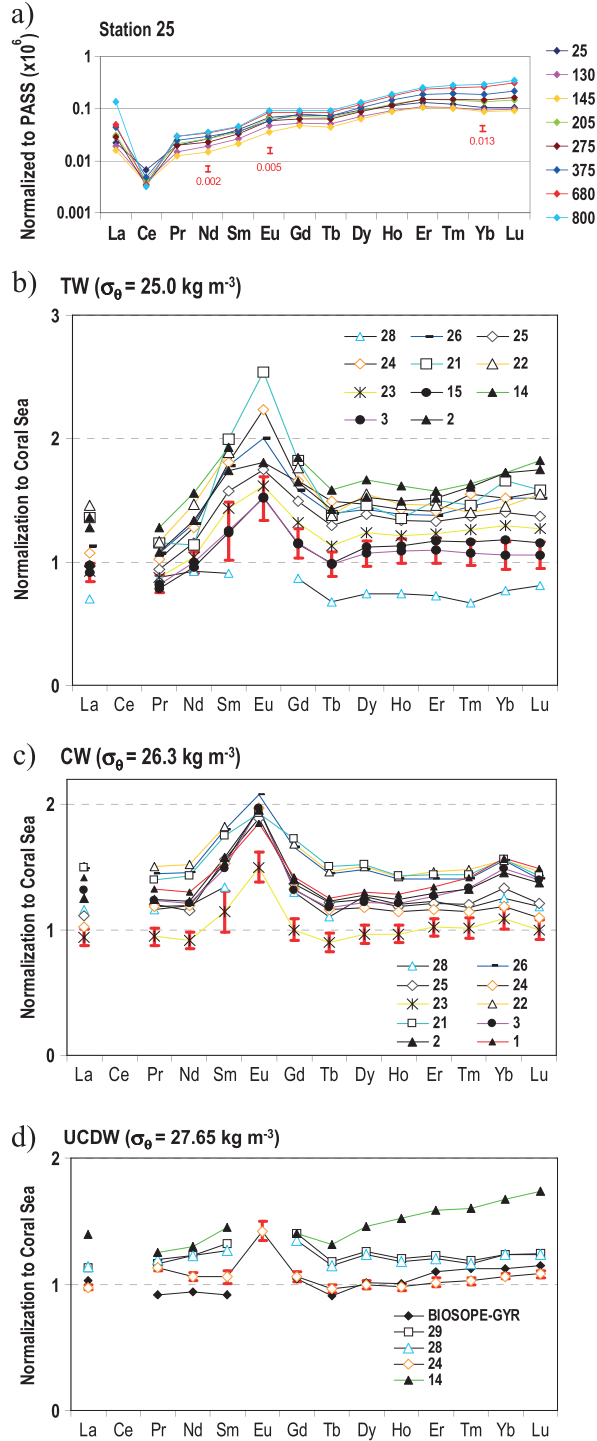


Figure 10. REE pattern for (a) station 25 normalized to PAAS (logarithmic scale) and REE patterns for (b) Tropical Waters, (c) Central Waters, and (d) deep waters of our study normalized to REE patterns of TW, CW, and deep waters obtained at SA-7 [Zhang and Nozaki, 1996]. The depths selected at SA-7 as references for TW, CW, and UCDW are 149 m, 298 m, and 1980 m, respectively. Mean error bars are shown in red.

electronic configurations of their atoms [Byrne and Sholkovitz, 1996; Sholkovitz *et al.*, 1999]. Surprisingly enough, this anomaly is well preserved along the water mass pathways, particularly for the CW, from the western coasts of the basin to the central equatorial Pacific (Figure 10b).

[37] The surface waters (SW) displaying the highest REE contents are found at station 28, just north of the Sepik River (Figures 11a–11c). In terms of ϵ_{Nd} , they are also the most radiogenic waters of our study (Figure 11d). The surface REE concentrations decrease away from the western boundary regions. Beneath the surface, we observe a concentration minimum in Nd and Eu for most of TW studied here. Contrasting with SW, the lowest REE concentrations are found at station 28 for Tropical Waters (TW; Table 2 and Figures 11a and 11b). The TW highest in REE were collected at stations 24, 26, and 14, whereas the most concentrated Central Waters (CW) were collected at stations 24, 25, 26, and 21. At densities higher than that of CW, Eu and Nd concentrations display vertical profiles that are similar from one station to another, increasing with depth. In contrast, Ce concentrations are relatively heterogeneous in these deeper layers, showing high concentrations for IW and UCDW at stations GYR, 28, and 24 (Figure 11a).

5. Discussion

[38] Tropical Pacific seawaters are characterized by a mean $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.0 \pm 0.2$ ($n = 117$), including GYR, EqPac, FLU-SEC, and EUC-Fe stations (see grey band in Figure 11d). The seawater samples measured in this study are among the most radiogenic observed in any part of the ocean so far [see Figure 5 of Lacan *et al.*, 2012], the most radiogenic of our study being SW close to the western coast (see Table 1 and Figure 4a). Despite these relatively homogeneous ϵ_{Nd} values, there are significant deviations from this average that are discussed below. Because changes in the isotopic signatures of water masses are strongly related to those of the nearby coasts, we propose first to review the isotopic and REE characteristics of the potential sources of elements in this area.

5.1. Characterization of the Sources

[39] Figure 12 presents ϵ_{Nd} and REE data for rocks and sediments extracted from the largest geochemical data set, EarthChem (<http://www.earthchem.org>). Most of the continental and oceanic samples of our area are very radiogenic, characterized by ϵ_{Nd} greater than +5 (Figure 12a). On the oceanic side, the most radiogenic fields are the mid-Pacific ridge, the Bismarck Sea and the Solomon Sea. On the continental one, the most radiogenic fields are Vanuatu, Galapagos, and Costa Rica (Figure 12a). On the contrary, the islands surrounding the Banda Sea (area no. 1) and the coasts of Peru (no. 14) and of Mexico (no. 9) exhibit the least radiogenic continental values ($\bar{\epsilon}_{\text{Nd}} = -7.3 \pm 8.8$, $\bar{\epsilon}_{\text{Nd}} = -5.5 \pm 5.8$, and $\bar{\epsilon}_{\text{Nd}} = +2.8 \pm 9.7$, respectively).

[40] Figure 12b displays the average REE patterns of outcropping samples for areas numbered from 1 to 14, normalized to PAAS (left panel) and to surface waters of the Coral Sea (0 m depth sample of SA-7; right panel). Except for areas 1, 9, and 14, the REE patterns normalized to PAAS show that light REE (LREE) are significantly depleted compared to HREE and display a Eu maximum. For areas 1, 9,

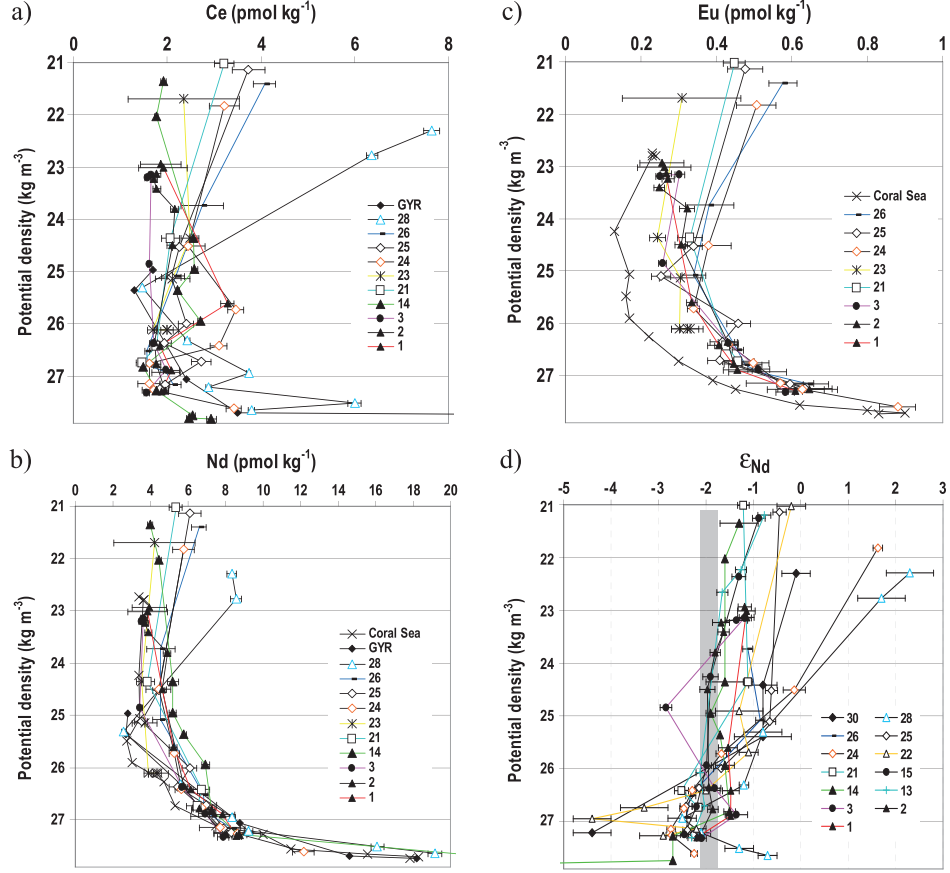


Figure 11. (a) Ce, (b) Nd, and (c) Eu concentrations (pmol kg^{-1}) as a function of potential density (kg m^{-3}). The Coral Sea vertical profiles correspond to *Zhang and Nozaki's* [1996] data. (d) Vertical profiles of ϵ_{Nd} , with associated error bars. The grey band represents the mean ϵ_{Nd} value of the seawater samples studied here.

and 14 — and also samples with the less radiogenic Nd as presented just above — the Eu maximum is still marked but the LREE depletion is much weaker. The average REE patterns for Peru even show the opposite pattern, with depleted HREE compared to LREE. As the average composition of the Earth's crust is mostly granitic, the flat REE patterns with PAAS-normalized values near or below unity that characterize areas 1, 9 and 14 reflect a crustal composition dominated by granites whereas the inclined REE pattern of other areas reflect a crustal composition mostly made up of basalts [Sun and McDonough, 1989].

[41] When normalized to surface waters of station SA-7, the REE data of these rock samples display significant positive Sm and Eu anomalies (Figure 12b). Again, areas 1, 9 and 14 show different patterns, with no positive Sm-Eu anomaly and LREE enrichment characterized by a decreasing slope from Pr to Er.

5.2. Modification of Seawater ϵ_{Nd} by Interaction With Ocean Margins and Bottom

[42] From results extracted from Figures 4 to 12, we have identified different sources that could impact the ϵ_{Nd} of water masses along their pathways. Most are identified in Figure 1.

5.2.1. Fiji, Tonga and Vanuatu

[43] The TW of southern hemisphere origin is formed in the HSEA, in the longitude and latitude ranges of 105°W – 145°W

and 10° – 24°S , respectively (hatched area of Figure 1) [Tsuchiya et al., 1989]. TW subducting in the vicinity of station GYR is conveyed by the anticyclonic subtropical gyre westward toward Australia [Figure 8.6 of Tomczak and Godfrey, 2003]. Then, these TW bifurcate northward toward the Coral Sea [Qu and Lindstrom, 2002]. Consequently, station GYR can reasonably be considered as a source of TW of the Coral and Solomon Seas stations (FLUSEC 43 and FLUSEC 22; Figure 5). A Lagrangian simulation is currently underway, of which the first results confirm this hypothesis. Interestingly, the ϵ_{Nd} values are significantly different at these three stations: TW at station GYR are the least radiogenic ($\epsilon_{\text{Nd}} = -2.7$), TW flowing at station FLUSEC 43 are more radiogenic ($\epsilon_{\text{Nd}} = -1.8$) and the most radiogenic TW is found at FLUSEC 22 ($\epsilon_{\text{Nd}} = -0.3$). These results suggest that TW has encountered radiogenic sources between GYR and the Coral Sea. Rock samples collected on Samoa are characterized by $\overline{\epsilon_{\text{Nd}}} = +2.0 \pm 2.0$ ($n=200$; EarthChem database). Similarly, $\overline{\epsilon_{\text{Nd}}} = +7.5 \pm 1.5$ ($n=39$) at Fiji, $\overline{\epsilon_{\text{Nd}}} = +8.4 \pm 1.1$ ($n=17$) at Tonga, and $\overline{\epsilon_{\text{Nd}}} = +7.2 \pm 3.5$ ($n=86$) at Vanuatu. All these radiogenic lithogenic margins represent potential sources for TW flowing in the vicinity of their coasts. Three hypotheses could explain slightly less radiogenic TW observed at FLUSEC 43 compared to FLUSEC 22: (i) TW flowing at FLUSEC 43 are transported at higher latitude than those collected at

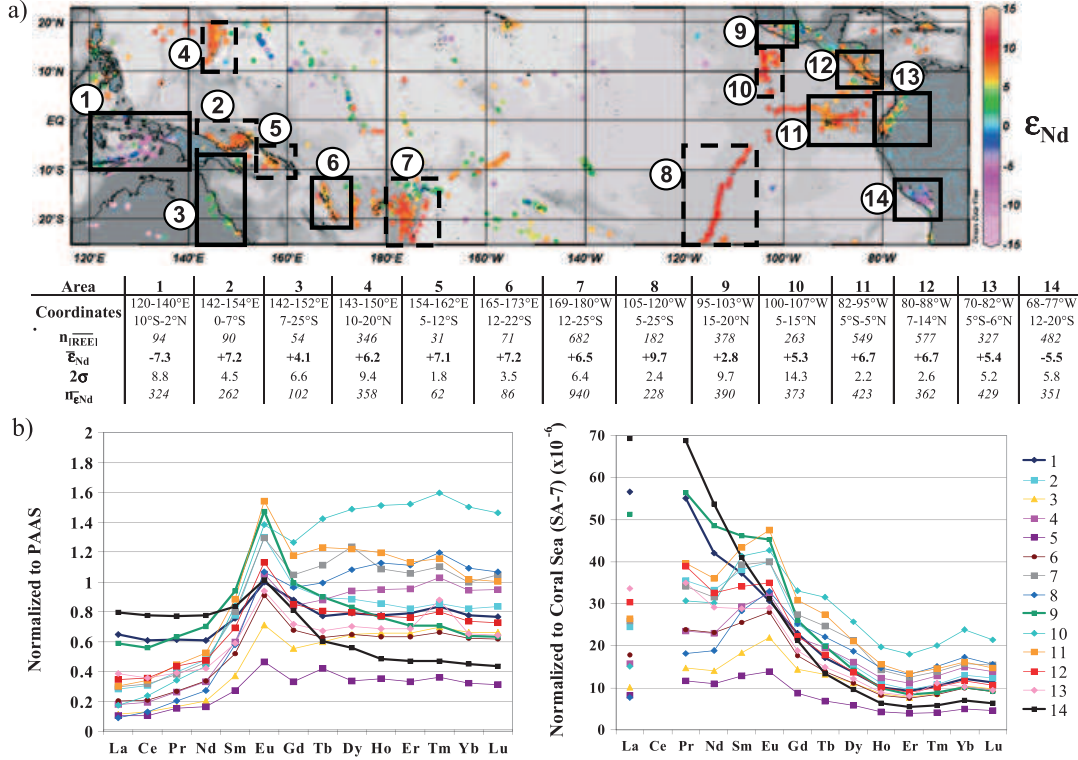


Figure 12. (a) ϵ_{Nd} of samples of rocks and sediments extracted from the geochemical data set EarthChem. The table, for each area numbered from 1 to 14, gives the associated ϵ_{Nd} and its 2σ , $n_{\bar{\epsilon}_{Nd}}$, the number of samples from which the average ϵ_{Nd} is obtained, and $n_{[REE]}$, the number of samples on which the average REE patterns shown in Figure 12b are based. Dashed (continuous) black rectangle delimiting an area means that most of the samples for which data are compiled in that area are sediments (rocks). (b) PAAS-normalized (left) and SA-7-normalized (right) REE patterns of rock and sediment samples, also extracted from EarthChem.

FLUSEC 22 and may encounter fewer islands on their pathway than the latter; (ii) FLUSEC 22 is located in an area of recirculating eddies [Gasparin *et al.*, 2012] and the more radiogenic isotopic composition of TW could be due to their long residence time in the Solomon Sea flowing past radiogenic New Ireland and Solomon Island margins; and (iii) TW flowing at FLUSEC 43 may not only originate from the HSEA but also come from a less radiogenic southwestern origin, maybe close to Tasman Sea. This last hypothesis is consistent with Wyrski's [1962] scheme, specifically with the salinity data and oxygen properties. However, this issue is beyond the scope of this study and will be discussed in a further paper.

[44] The ϵ_{Nd} values and Nd concentration variations affecting IW suggest that their chemical enrichment is less important than that of TW during their transit from the gyre toward the Coral Sea. One explanation could be that IW reach the Coral Sea via a more southeast-northwest direction compared to TW and may flow past fewer, if any, islands before flowing past New Caledonia.

5.2.2. Papua New Guinea (PNG), Solomon Islands, and New Ireland Areas

[45] An important increase of ϵ_{Nd} value is observed for TW and IW between the southeastern entrance of the Coral Sea, south of Vanuatu (station FLUSEC 43), and north of the Solomon Sea (stations 30 and 24). Geological samples collected on the northeast coast of Australia, on the

southeast coast of PNG, and on the western side of Solomon Sea are characterized by an average value $\bar{\epsilon}_{Nd} = +4.1 \pm 6.6$ ($n=102$; Figure 12a). The ϵ_{Nd} increase of IW is coupled to a [Nd] decrease. This feature implies that during its transit in Coral and Solomon Seas, the IW is more depleted of its dissolved Nd — likely by scavenging onto particles — than it is enriched by release from the solid phases into the dissolved pool. However, the sparseness of our data does not allow us to identify the locations and causes of this scavenging.

[46] Changes toward more radiogenic ϵ_{Nd} values are observed for SW, TW, IW, and UCDW as they flow along the margins of PNG and New Ireland (NI; Figures 5a, 6a, 8a, and 9a). It is also in this area that these water masses exhibit the most radiogenic values, particularly at stations 28 and 24. Our ϵ_{Nd} results are in good agreement with SW values measured at station EQ-1, very close to stations 25 and 22 ($\epsilon_{Nd} = +0.2$) [Tazoe *et al.*, 2011]. Sediment samples measured in these areas are characterized by mean ϵ_{Nd} values higher than +7 (Figure 12a). The remarkable increase of ϵ_{Nd} value for SW between stations 29 and 28 could first be attributed to the Sepik River discharge (Figure 4a). However, Nd isotopic measurements of unfiltered Sepik river water revealed less radiogenic values ($\epsilon_{Nd} = -3.1$; Sholkovitz, personal communication, 2000) than the sediment margins, values close to that of sediments collected at

80 m depth just north of the Sepik estuary ($\epsilon_{\text{Nd}} = -2.3$). These results preclude the hypothesis of a direct imprint of the Sepik River. On the contrary, a very radiogenic value was measured for the Rabaul Volcano ashes ($\epsilon_{\text{Nd}} = +7.9$), located close to St. George's Channel, in New Britain (Figure 1). Considering the activity of numerous regional volcanoes at the time of the cruise (http://www.volcano.si.edu/world/find_eruptions.cfm), particularly the Manam Volcano located southeast of station 28, and that the winds mostly blow from the southeast during the cruise season [Ueki *et al.*, 2003], the increase of SW ϵ_{Nd} value between stations 29 and 28 could rather be explained by supply of volcanic dust at the sea surface, either by direct ash deposition and dissolution or by streaming along the volcano's slope. Similarly, the radiogenic value found for SW along the New Ireland coast ($\epsilon_{\text{Nd}} = +1.6$) may be the imprint of supply from active volcanoes such as Bagana (Bougainville Islands), Rabaul or Ulawun (New Britain) [Slemons *et al.*, 2010].

[47] Reasons for the surprisingly low Nd concentration found within TW at station 28 are unclear. The hypothesis of strong removal of dissolved Nd due to the significant concentration of particles from river discharge was explored, but is not consistent with relatively high Nd concentrations in overlying SW and underlying CW. Local scavenging due to an Intermediate Nepheloid Layer is the most reasonable process that could be invoked, consistent with the down-canyon transport observed by Kineke *et al.* [2000] near the Sepik River mouth.

[48] The observed ϵ_{Nd} signature changes in water masses flowing at levels as deep as 2000 m preclude an impact of atmospheric and river discharge only and strongly suggest release of Nd from the radiogenic margin material as the water masses flow past it. The basaltic margins of the region have already been suggested to be major sources of lithogenic material for the water masses feeding the equatorial central Pacific [Lacan and Jeandel, 2001; Slemons *et al.*, 2010; Tazoe *et al.*, 2011]. Our study confirms this hypothesis and goes further, showing that every water mass from surface to bottom is influenced by this release of radiogenic Nd from local sediments. Notably, the IWs flowing from station EqPac to station 24 — a pathway that is in agreement with respective parameters S and O_2 (Figures 8b and 7c) — undergo a very significant increase in ϵ_{Nd} , from $\epsilon_{\text{Nd}} = -8.0$ to $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.7$, possibly due to margin dissolution along the Solomon Islands and New Ireland.

5.2.3. Kiribati

[49] Data characterizing SW conveyed westward along 0° by the SEC reveal a significant increase in ϵ_{Nd} values and Nd concentrations between 180° and 156°E (Figures 4a and 4d, respectively). Messié *et al.* [2006] observed a huge bloom of phytoplankton just west of the Gilbert Islands, the main part of Kiribati Islands (Figure 1; coordinates: 2.5°S – 3.5°N ; 172°E – 176°E). The authors suggested that the bloom was due to EUC shoaling enhanced by the island obstacle, reaching the euphotic zone and implying a sudden input of iron, available for photosynthesis. However, the comparison of TW and SW characteristics at 156°E – 0° precludes any influence of upwelled TW at these sites: TW is less radiogenic ($\epsilon_{\text{Nd}} = -1.3$), saltier ($S = 35.20$), and less oxygenated ($\text{O}_2 = 126 \mu\text{mol kg}^{-1}$) than SW (Figure 5). We rather suggest two other explanations. On the one hand, in the western Pacific, surface currents are weak and occasionally eastward

[Reverdin *et al.*, 1994]. In such case, the ϵ_{Nd} differences between 156°E and 180° could be explained by eastward advection of radiogenic SW from the coastal areas of PNG and New Ireland. On the other hand, if the convergence zone of surface currents was west of 156°E , the ϵ_{Nd} differences between 156°E and 180° could be explained by a release of radiogenic ϵ_{Nd} from Gilbert Islands margin material within SW during the westward advection of the SEC, which would also lead to increased supplies of trace metals such as iron that could stimulate the phytoplankton bloom. Zhang *et al.* [2008] suggested a similar mechanism to explain the natural fertilization of the Kerguelen Plateau. This hypothesis is consistent with the observation that the ϵ_{Nd} signature of intraplate volcanoes measured in this archipelago is radiogenic (Figure 12a) [Konter *et al.*, 2008]. Just before the cruise period, westerly winds were blowing and could have implied weak eastward currents (not shown). However, ADCP data showed eastward surface currents only west of 156°E (stations 24–26); at 156°E and further east, surface currents were westward, unless for station 13. Therefore, the more likely explanation for this ϵ_{Nd} discrepancy is the Kiribati margin contribution.

5.2.4. Eastern Equatorial Pacific Margins and Galapagos

[50] Surprisingly, the seawater collected at $\sigma_\theta = 26.3 \text{ kg m}^{-3}$ (average depth: 275 m) is more radiogenic at 2°N – 140°W ($\epsilon_{\text{Nd}} = -1.5$) and 2°S – 140°W ($\epsilon_{\text{Nd}} = -1.8$) than at 156°E although the stations are located in the central equatorial Pacific, far from potential lithogenic enrichment (Figures 6a and 12a). Furthermore, both samples have a very low dissolved oxygen concentration compared with the equatorial station 2 or those at 156°E (Figure 6c). Similarly, the seawater collected at $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$ is more radiogenic at the six stations of the central equatorial Pacific than those located close to the PNG and New Ireland coasts (Figure 7a). Again, differences in dissolved oxygen contents are observed, the “central” water being poorly oxygenated compared to the “western” waters ($\text{O}_2 = 0$ – $75 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and $\text{O}_2 = 90$ – $200 \mu\text{mol kg}^{-1}$, respectively; Figure 7c). From these results, we suggest that radiogenic and poorly oxygenated waters in the central equatorial Pacific at these two densities were collected within westward currents: that is, they might originate from the eastern equatorial Pacific. ADCP data agree with this circulation for every sample except for the SAMW collected at station 3, where they show a weak eastward current (not shown). Actually, Rowe *et al.* [2000] showed that the cores of the Tsuchiya Jets, which carry the 26.3 kg m^{-3} waters, diverge and shoal between 2°N/S at 170°E and 6°N/S at 125°W . Thus, at 140°W – 2°N/S and $\sigma_\theta = 26.3 \text{ kg m}^{-3}$, the seawater samples were likely collected within westward currents (SEC or EIC). These waters might result from a mixing of oxygenated waters advected eastward by Intermediate Countercurrents (ICCs) with poorly oxygenated waters advected westward from the oxygen minimum zone (OMZ) by the EIC. This mixing likely occurs along the equator, as indicated by interleaving layers identified by oxygen fingering at 156°E and at 180° (Figure 3) [Stramma *et al.*, 2010]. Grasse *et al.* [2012], at $3^\circ 35'\text{S}$ – $85^\circ 50'\text{W}$, measured an almost anoxic water mass at $\sigma_\theta = 26.87 \text{ kg m}^{-3}$ that is associated with $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.8 \pm 0.1$. They also measured several water samples in the σ_θ range 26.17 – 26.33 kg m^{-3} with a mean $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.5 \pm 0.3$ ($n = 5$). These waters are likely advected

westward by the EIC from the eastern equatorial Pacific OMZ and their contact with radiogenic islands such as Galapagos results in an increase of ϵ_{Nd} along their route to 140°W (Figure 12a). Similarly, IW collected at 140°W could partly come from the eastern Pacific, advected westward by the lower EIC. Our ϵ_{Nd} values are consistent with a possible mixing of west Pacific IW, oxygenated and less radiogenic, and east Pacific IW, poorly oxygenated and more radiogenic. Grasse *et al.* [2012] found IW of $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.6 \pm 0.4$ at 1°40'N-85°50'W.

5.2.5. Bottom Sediments

[51] Piepgras and Wasserburg [1982] observed an LCDW less radiogenic ($\epsilon_{\text{Nd}} = -8.1 \pm 0.6$) at 20°00'S-159°59'W than the one we collected at station 14 ($\epsilon_{\text{Nd}} = -7.2 \pm 0.3$). Once again, this change could reflect enrichment along its route from the tropics to the equator. As LCDW flows just above the ocean floor, this may reflect an impact of Nd release from resuspended sediments. The ϵ_{Nd} values that Aplin *et al.* [1986/1987] measured in the central tropical south Pacific, $\epsilon_{\text{Nd}} = -6.9$ in Fe-Mn encrustations at 4700 m and $\epsilon_{\text{Nd}} = -6.5$ in nodules at 5170 m also argue for this hypothesis. Close sediment ϵ_{Nd} values were also observed by Horikawa *et al.* [2011] in core-top fossil fish teeth/debris at 175.2°E-0° ($\epsilon_{\text{Nd}} = -4.89$, 4881 m) and at 170°E-4.9°S ($\epsilon_{\text{Nd}} = -5.42$, 5386 m). In areas where the bottom depth does not exceed 3000 m, preventing the occurrence of LCDW, it is also observed that UCDW is more radiogenic than overlying IW. ϵ_{Nd} values observed at stations 24 ($\epsilon_{\text{Nd}} = -2.2$ vs $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.7$) and 28 ($\epsilon_{\text{Nd}} = -0.7$ vs $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.1$) illustrate this feature. Once again, our hypothesis is that Nd is released from the sediments deposited on the bottom, followed by diffusion into the water mass.

5.3. The Europium Anomaly

[52] Processes that control the distribution and determine the pattern of dissolved REE in seawater have been studied for years [Elderfield and Greaves, 1982; Byrne and Kim, 1990, 1993; Bertram and Elderfield, 1993; Alibo and Nozaki, 1999; Tachikawa *et al.*, 1999; Sholkovitz and Szymczak, 2000; Hannigan and Sholkovitz, 2001; Akagi *et al.*, 2011]. Most of these studies argue that dissolved REE distribution is mainly governed by internal processes occurring within the water column. In this view, redox processes and carbonate complexation, together with differential scavenging on carrier phases such as phosphate and organic oxyhydroxides, are the main processes invoked to explain the general shape of seawater REE patterns: a progressive HREE enrichment and the deepening of the Ce anomaly with depth [De Baar *et al.*, 1985; Byrne and Kim, 1990, 1993; Lee and Byrne, 1993]. Phosphate and carbonate mineral phases were also identified as major carriers for REE within equatorial Pacific pelagic sediments [Takebe, 2005]. However, these hypotheses were recently challenged by Akagi *et al.* [2011], who propose that uptake of the REEs in surface water and release at depth may, in the end, be mostly driven by diatoms and the oceanic opal cycle. Moreover, several authors have brought to light the potential importance of riverine supply and sediment remineralization as sources of REE to the open ocean that could significantly impact the shape of the REE pattern [Sholkovitz *et al.*, 1994; Amakawa *et al.*, 2000; Nozaki and Alibo, 2003a, 2003b; Wang and Yamada, 2007].

[53] In this study, normalized REE concentrations, either to PAAS or SA-7, exhibit a positive Eu anomaly. This striking feature is observed whatever the water mass density and distance to the coast (Figure 10). It is apparently not affected by the low oxygen contents advected westward from the OMZ in the central Pacific. To this extent, Eu behavior contrasts with Ce, which is preferentially released in anoxic waters [De Baar *et al.*, 1985]. This Eu anomaly modifies the shape of the oceanic REE pattern, which becomes marked by an MREE peak. This shape is particularly preserved into the CW (Figure 10c). As for ϵ_{Nd} value variations, we attribute this new feature characterizing the water masses of the western and central Pacific to the imprint of a lithogenic input. The shape of PAAS- and SA-7-normalized REE patterns of the geological samples plotted in Figure 12b strengthens this hypothesis: almost every area potentially in contact with the studied water masses exhibits similar REE patterns, characterized by a positive Sm-Eu anomaly. Rabaul volcanic ashes also exhibit such positive Sm-Eu anomalies, although they are slightly greater for Sm than for Eu (not shown). Earlier studies which discussed a likely impact of sources to the seawater REE patterns were restricted either to local river discharge or to deep hydrothermal vents. Sholkovitz and his coworkers observed that REE patterns of the Papua New Guinea river water discharges were characterized by an MREE anomaly, in the Sepik as well as the Fly Rivers [Sholkovitz *et al.*, 1999; Sholkovitz and Szymczak, 2000; Hannigan and Sholkovitz, 2001]. These latter authors associated this shape with a preferential dissolution of phosphatic minerals during weathering of continental PNG crust. Other works suggested that hydrothermal fluids of the East Pacific Rise [Michard *et al.*, 1983] and in the Manus Basin [Craddock *et al.*, 2010] also contribute to such REE patterns, although Michard *et al.* [1983], Olivarez and Owen [1989] and German *et al.* [1990] demonstrated that hydrothermal fluids act as a sink for REE, through scavenging onto Fe-Mn precipitates that form when hydrothermal fluids come into contact with seawater.

[54] In the present study, the Eu anomaly is also observed in subsurface, intermediate and deep water masses far from any hydrothermal source, strongly suggesting that these waters experience REE inputs due to submarine weathering of basaltic sediments deposited on the margins. The abundance of potential sources (seamounts and islands) between the subtropics and the equatorial Pacific [Tomczak and Godfrey, 2003] can explain the preservation of the positive Eu anomaly in seawater samples collected far from the western boundaries. It may also be due to dissolved/particulate exchange occurring during transit of the water masses. However, we could not clarify this point because we have not yet measured the REE in the solid fraction of our samples. Furthermore, the Eu residence time, estimated to 320–820 years by Alibo and Nozaki [1999], is much longer than the residence time of thermocline waters flowing between the subtropics and the equator [Fukumori *et al.*, 2004] and is consistent with the preservation of the Eu anomaly. The processes causing REE release to seawater during dissolution of different basalts have been investigated by lab experiment [Jeandel *et al.*, 2011; C. R. Pearce *et al.*, The effect of particulate dissolution on the Neodymium (Nd) and rare earth element (REE) composition of seawater, submitted to *Earth and Planetary Science Letters*, 2012]. The results show that the kinetics of dissolution is

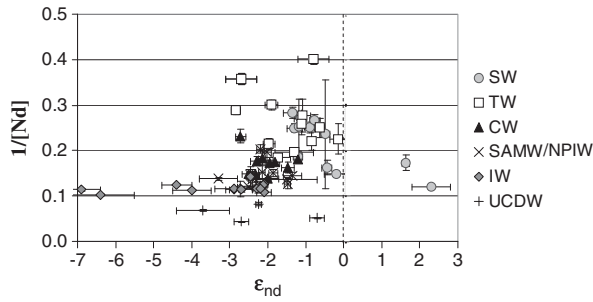


Figure 13. Plot of $1/[Nd]$ as a function of ϵ_{Nd} , for the different water masses of the study. A rather constant concentration is observed for waters flowing below the TW (CW, SAMW/NPIW, IW, UCDW).

rapid (ϵ_{Nd} equilibrium between seawater and the basaltic source achieved in 1 month), although the controlling processes remain unclear. Therefore, we conclude that the subsurface, intermediate and deep water masses studied here have been imprinted by submarine weathering of sediments deposited on the margins. This process does not preclude the suggestion that surface waters could also be imprinted by exchange with material weathered by rain and wind and carried by rivers. Although on a more local scale, *Zhang et al.* [2008] also concluded that waters of the Kerguelen plateau were imprinted by submarine weathering of the neighboring basaltic islands.

[55] As a whole, seawater REE patterns are not only governed by internal processes, as also suggested recently by *Akagi et al.* [2011]. We show here that weathering of rocks (subaerial as well as submarine) also significantly contributes to the oceanic REE distribution and therefore their patterns. Better constraints on the dissolution kinetics, as well as the other elements that are involved in this weathering, are fundamental issues for future studies to better constrain the fluxes at the land/ocean interface. In the open ocean, far from any sources, the preservation of the positive Eu anomaly is mainly linked to the long residence time of dissolved Eu and highlights the importance of better constraining the fluxes of dissolved/particulate exchange.

[56] Only three studies have so far observed the Eu anomalies in sea water seen here [*Nozaki et al.*, 1999; *Amakawa et al.*, 2000; *Zhang et al.*, 2008]. This could result from two cumulative effects: (1) Eu concentrations are very low and therefore hardly detectable and (2) seawater-dissolved Ba is 1000 times more abundant than Eu, difficult to remove completely during the chemical procedure, and could generate important BaO interferences during the ICP-MS measurement, leading to the risk of an overcorrection of the Eu signal. Thanks to the use of a desolvator (ARIDUS), the observed BaO interferences in our analyses ranged between 0% and 1%. In addition, the blanks were lower than 1% for REE (III) and the mass fractionation is well monitored. All these conditions mean that we are particularly confident in our data.

[57] The ϵ_{Nd} evolution and the REE patterns suggest inputs due to subaerial and submarine weathering of lithogenic material. However, the Nd concentration variations concomitant with these changes do not argue for dissolution alone, since we do not observe any increase along the water

mass pathways (Figures 4d, 5d, 6d, 7d, and 8d). Particularly, Nd concentrations of CW, SAMW, NPIW, IW, and UCDW are relatively constant, consistent with the Nd paradox (Figure 13). The more plausible hypothesis suggested by our results is that scavenging of REE occurred relatively rapidly in the margin area and that, below the TW, the water masses mostly underwent boundary exchange during their ϵ_{Nd} change [*Tachikawa et al.*, 2003; *Lacan and Jeandel*, 2005].

5.4. Evolution Along the Circulation

[58] The preceding section discussed the changes in REE and ϵ_{Nd} due to exchange with lithogenic material. However, far from any potential source, ϵ_{Nd} distribution is also constrained by the mixing that water masses undergo along their pathways. As examples, we consider below mixing that likely occurred, and explain ϵ_{Nd} , S and O_2 parameter variations observed in Figures 4 to 8.

[59] The northern origin of the South Pacific Tropical Water (SPTW) is the HSEA (section 3 and Figure 1). Station EqPac is located in the northwestern part of the core of this HSEA, whereas station GYR is located slightly southeast of this core. Tropical Waters (TW) of these two stations differ in potential temperature, salinity, oxygen and ϵ_{Nd} (Tables 1 and 2 and Figure 5) and should be considered as different sources of TW. The unradiogenic, salty and oxygenated TW at station EUC-Fe 3 ($140^\circ W$ - $2^\circ S$) strongly differs from the remaining stations located at its west along the same latitude ($2^\circ S$). Its ϵ_{Nd} , S and O_2 values suggest a significant supply from EqPac TW and highlight the interior pathways of TW [see also *Grenier et al.*, 2011]. In addition, using the conservative parameters S and θ , we estimated that the water collected at EUC-Fe 3 results from a mixing of 53% of TW from EUC-Fe 15 and 37% of TW from EqPac. The last 11% is CW from EUC-Fe 23 that lightens during its transit within the EUC [*Grenier et al.*, 2011]. Using the conservative behavior of Nd isotopes (away from external sources), we assumed that the three considered sources did not undergo any lithogenic enrichment during their transit, and we compared the $\epsilon_{Nd} = -2.9 \pm 0.5$ associated with these suggested mixing proportions to the one measured at EUC-Fe 3 ($\epsilon_{Nd} = -2.8 \pm 0.1$). The concordance highlights the quality of the ϵ_{Nd} tool as tracer of water mass pathways and mixing in remote areas.

[60] The zonal negative (positive) gradient in ϵ_{Nd} (salt and oxygen contents) observed for stations distributed along $2^\circ S$ from $156^\circ E$ to $140^\circ W$ (EUC-Fe 23, 15 and 3) suggests an increasing proportion of open ocean supply from the EqPac area as the TW flows eastward within the EUC (see arrows indicating these interior pathways in Figure 5). In a similar way, the zonal negative gradient in salinity and oxygen concentrations observed between 180° and $140^\circ W$ at the $2^\circ N$ stations (EUC-Fe 13 and 1) suggests supplies of fresher northern hemisphere-origin TW (see θ -S plot of TW of EUC-Fe 13, 15, 3 and 1 in Figure 2 and also Figures 5b and 5c), although the lack of ϵ_{Nd} data in the north does not allow a quantitative estimate. These open ocean lateral supplies of water are consistent with the numerical results obtained by *Grenier et al.* [2011], who discussed the different sources of EUC waters, summarized in their Figure 7. Stations located along the equator (EUC-Fe 14 and 2) seem to be less affected by interior convergent supply, as

suggested by less variable ε_{Nd} , oxygen content and salinity. Interleavings driven by salt fingering observed on the θ -S plots of EUC-Fe 21, 14 and 2 in Figure 2 may rather be formed in the western equatorial Pacific, where LLWBCs converge and imply a mixing of fresh northern TW and salty southern TW [Fine *et al.*, 1994; Kashino *et al.*, 2007; Grenier *et al.*, 2011].

[61] According to Stramma *et al.* [2010], CW and SAMW mix at the equator with water masses originating from the eastern equatorial Pacific OMZ and flowing westward. O_2 and ε_{Nd} data in this study are consistent with this mixing, showing less oxygenated and more radiogenic waters at 140°W than at 156°E , which strongly suggests that the 140°W waters originate from different sources than those at 156°E , as discussed in section 5.2. This hypothesis is also supported by the results of Grenier *et al.*, [2011], who showed important recirculation of waters flowing at the interface between the lower EUC and denser westward equatorial currents. In their study, Stramma *et al.* [2010] refer to “westward poorly oxygenated waters”. More generally, to our knowledge, these Pacific equatorial 26.8 kg m^{-3} water masses have not been clearly defined yet. We suggest here that these westward-flowing poorly oxygenated waters are modified NPIW. Could NPIW be conveyed partly along the eastern boundaries of the Northern Pacific to the equator and be modified along this pathway, becoming more radiogenic, saltier, and less oxygenated? Our hypothesis is that modified NPIW would be conveyed by the EIC on $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$, as “Eastern Equatorial Pacific Intermediate Water”, overlying the EqIW of Bostock *et al.* [2010] because the former is less dense. Confirmation of this hypothesis requires further investigation, both on the NPIW pathway and possible modification and on the tracer characteristics of these waters.

[62] Regarding the IW pathways, new results concerning the deep inter-subtropical circulation reveal the complexity of AAIW flow path from the southern subtropics to the equator. Indeed, Cravatte *et al.* [2012] observed the occurrence of alternated eastward and westward deep zonal jets between 12°S and 12°N , which could even extend further poleward. Our ε_{Nd} and Nd data are too scarce to record the existence of these jets.

[63] As a whole, the complex circulation and potential modification of intermediate and deep waters of the inter-tropical band of the Pacific underline the importance of a better documentation of both its hydrology and geochemistry. The forthcoming GEOTRACES sections GP12 (Pandora Cruise, N/O Atalante, July 2012) and further GP11, GP15, GP19 and GP20 (<http://www.geotraces.org>) will provide this opportunity.

[64] In the surface waters (SW), Tazoe *et al.* [2011] measured relatively unradiogenic waters ($\varepsilon_{\text{Nd}} = -2.7$) at 162°W , 0° compared to the SW of this study (Figure 4a). Interestingly, both Southern Oscillation Index (SOI) and Oceanic Niño Index (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml) indicated La Niña conditions at the time of these author’s sampling (ONI = -0.2). In contrast, EUC-Fe cruise occurred during El Niño conditions (ONI = $+0.5$). These climatic differences support a preferential surfacing of TW (marked by less radiogenic waters) in the central equatorial Pacific during Tazoe and coworkers’ sampling, likely explaining the relative unradiogenic values for

the SW at that time. This conclusion highlights a particular use of ε_{Nd} as a potentially powerful tracer of vertical processes such as upwelling and downwelling [Arsouze *et al.*, 2009].

6. Conclusions

[65] This study investigated the ε_{Nd} and REE concentration evolution of water masses transiting between the subtropics and the equator in the Pacific Ocean.

[66] All the water masses are more radiogenic close to and along the equatorial Pacific than in the subtropics. The release of radiogenic ε_{Nd} by dissolution of continental margin material as water masses flow past is suggested as the main explanation of ε_{Nd} changes observed along the water mass pathways. This hypothesis is supported by the basaltic composition of numerous islands, highly radiogenic for Nd isotopes, located in the inter-tropical Pacific (Figure 12a). The release from dissolution of margin sediments could explain why ε_{Nd} changes occur not only for surface waters but also below the surface and through the entire water column, even for UCDW ($\sigma_\theta = 27.65 \text{ kg m}^{-3}$; Figure 9a). Many new candidates are added to those previously suggested, the coasts of PNG and New Ireland, as sources of lithogenic ε_{Nd} supply [Lacan and Jeandel, 2001], notably (i) coasts of Vanuatu, Fiji, Tonga, and Samoa; (ii) coasts of Gulf of Papua and Solomon Islands; and (iii) Kiribati, Galapagos Islands, and the eastern equatorial coasts of South America (Costa Rica and Ecuador). The Fiji/Tonga ridge and the Pacific mid-oceanic ridge may also contribute to increasing the ε_{Nd} of intermediate and deep water masses. These results underline crucial areas where the ε_{Nd} of water masses is unknown and have to be characterized by further studies (e.g., in the framework of the ongoing GEOTRACES program): between the Tasman Sea and the Coral Sea, upstream and downstream of the Fiji/Tonga ridge, upstream and downstream of Vanuatu, in the Gulf of Papua, and just north of the equator, along the American coasts. Another process that likely impacts the water mass ε_{Nd} is the dissolution of volcanic ashes as they mix with seawater, particularly suggested by the high ε_{Nd} observed for surface waters at stations located northwest of active volcanoes and downwind (stations EUC-Fe 28, 29 and 24).

[67] The relative homogeneity of the averaged isotopic compositions of the sediments and rocks of the inter-tropical Pacific (Figure 12a) highlights the particular necessity to couple the geochemical data with a robust fine-scale description of water mass circulation, in order to avoid misinterpretations of the isotopic variations.

[68] The concentrations of dissolved Nd do not show as clear an evolution as ε_{Nd} , particularly for the water masses flowing below the TW, and are rather marked by relatively constant values (Figure 13). This distribution of Nd concentrations, coupled to ε_{Nd} changes, suggests that boundary exchange, that is, relatively rapid scavenging of material associated with the dissolution of margin sediments [Lacan and Jeandel, 2005] is the driving mechanism of the ε_{Nd} evolution in the Pacific Ocean. These results support the hypothesis of Lacan and Jeandel [2005] concerning the Nd paradox. However, boundary exchange processes still need to be understood, in order to be correctly parameterized in models.

[69] For each water mass, a positive Eu anomaly characterizes the normalized pattern of dissolved REE. This positive Eu anomaly is also observed for most REE patterns of rocks and sediments collected in the inter-tropical Pacific Ocean (Figure 12b). Thus, consistent with the ε_{Nd} results, the distribution of dissolved REE concentrations and the resulting pattern suggest REE release by dissolution of margin material. The REE patterns and ε_{Nd} evolution together highlight the major role of rock weathering in explaining the distribution of both ε_{Nd} and REE concentrations in the inter-tropical Pacific. In our seawater samples, the Eu anomaly is maintained far from continents that border the Pacific basin, probably because of the abundance of islands and seamounts between the subtropical Pacific and the equator, together with a relatively long Eu residence time (Figure 12a) [Tomczak and Godfrey, 2003]. However, the complexity of dissolved/particulate exchange processes is still poorly understood in the geochemical community, and their nature has sparked many debates at recent GEOTRACES meetings. The REE measurement of the particulate fraction will eventually help us, in work to be pursued in the future, to better understand what causes these exchanges, at least in the studied area. Iron (Fe) isotope data may also bring unique insights in that respect, notably about the occurrence (or not) of redox processes associated to those dissolved/particle interactions. Recent iron isotopic data from both dissolved and particulate phases, from samples taken during the EUC-Fe cruise, suggest the occurrence of non-reductive release of dissolved Fe from sediments resuspended from the PNG shelf and slope [Radic et al., 2011].

[70] This study also highlights the precision of ε_{Nd} as a tracer of horizontal and vertical mixing occurring between distinct water masses, due to its conservative behavior in the open ocean, far from coasts. Coupled to other parameters such as temperature and salinity, ε_{Nd} contributes to improving our knowledge of the water mass pathways and their variability. However, the scarcity of the data can also lead to misinterpretations and our first estimation of mixing is relatively coarse and cannot take into account numerous different sources. It will be very interesting to verify our suggested conclusions, coupling our Nd results to modeled water mass pathways. These verifications will be investigated in a future study, and water mass transport will be estimated in order to quantify precisely the boundary exchange flux needed to explain the evolution of ε_{Nd} and Nd concentrations.

[71] **Acknowledgments.** The chief scientist of the EUC-Fe cruise, James W. Murray, as well as the captain and the crew of the R/V Kilo Moana are greatly acknowledged. C. Pradoux, J. Rickli, P. Brunet, J. Chmieleff, F. Candaudap, and A. Lanzanova are thanked for their technical support. All the authors whose work contributed to the geological database EarthChem are acknowledged, as well as the EarthChem project office for the availability of the data (<http://www.earthchem.org>). The authors wish to thank the geochemical team of the SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux, CNRS-CRPG, Nancy, France) for the ε_{Nd} and REE concentration measurements of samples of volcano ashes and Bismarck Sea sediments. Conversations with M. Benoit greatly aided the geological interpretation. The authors would like to thank Angélique Melet and Gérard Eldin for the Nd sampling during the FLUSEC cruise, as well as Christophe Maes, chief scientist, for having accepted this additional sampling during the cruise. The authors also want to thank James W. Murray and Luc Beaufort for the gift of sediment samples collected close to PNG coast, in the Bismarck Sea and in the Gulf of Papua, respectively. This work is co-funded by the National Science Foundation (grant NSF-OCE-0425721), by the Agence Nationale de la Recherche (project ANR-09-BLAN-0233-01),

and by INSU/LEFE/CYBER project ISOFERIX; it is a contribution to the GEOTRACES and SPICE International programs (<http://www.geotraces.org>; <http://www.solomonseaoceanography.org>). Part of this work was supported by COST Action ES0801 "The ocean chemistry of bioactive trace elements and paleoclimate proxies". Finally, we would like to thank Brian Haley and the two anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions, which improved the quality of this paper.

References

- Alibo, D. S., and Y. Nozaki (1999), Rare earth elements in seawater: Particle association, shale-normalization, and Ce oxidation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63** (3–4), 363–372. doi:10.1016/S0016-7037(98)00279-8.
- Amakawa, H., D. S. Alibo, and Y. Nozaki (2000), Nd isotopic and REE pattern in the surface waters of the eastern Indian Ocean and its adjacent seas, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1715–1727.
- Aplin A., A. Michard, and F. Albarede (1986/1987), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in Pacific ferromanganese encrustations and nodules, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**, 7–14.
- Akagi, T., F. Fu, Y. Hongo, and K. Takahashi (2011), Composition of rare earth elements in settling particles collected in the highly productive North Pacific Ocean and Bering Sea: Implications for siliceous-matter dissolution kinetics and formation of two REE-enriched phases, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **75**, 4857–4876.
- Arsouze, T., J.-C. Dutay, F. Lacan, C. Jeandel (2009), Reconstructing the Nd oceanic cycle using a coupled dynamical–biogeochemical model, *Biogeosciences*, **6**(12), 2829–2846. doi:10.5194/bg-6-2829-2009.
- Bertram, C. J., and H. Elderfield (1993), The geochemical balance of the rare earth elements and Nd isotopes in the oceans, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 1957–1986.
- Bingham, F. M., and R. Lukas (1994), The southward intrusion of North Pacific Intermediate Water along the Mindanao coast, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 141–154.
- Bostock, H. C., B. N. Opdyke, and M. J. M. Williams (2010), Characterising the intermediate depth waters of the Pacific Ocean using $\delta^{13}\text{C}$ and other geochemical tracers, *Deep Sea Res.*, **57**, 847–859. doi:10.1016/j.dsr.2010.04.005.
- Byrne, R. H., and K.-H. Kim (1990), Rare earth element scavenging in seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2645–2656.
- Byrne, R. H., and K.-H. Kim (1993), Rare earth precipitation and coprecipitation behavior: The limiting role of PO_4^{3-} on dissolved rare earth concentrations in seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 519–526.
- Byrne, R. H., and E. R. Sholkovitz (1996), Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides, in *Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths*, Elsevier Sci., New York, pp. 527–537.
- Callahan, J. E. (1972), The structure and circulation of deep water in the Antarctic, *Deep Sea Res.*, **19**, 563–575.
- Carignan J., P. Hild, G. Mevelle, J. Morel, and D. Yeghicheyan (2001), Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, AN-G and GH, *Geostand. NewsL.*, **25**, 187–198.
- Carter, P., D. Vance, C. D. Hillenbrand, J. A. Smith, and D. R. Shoosmith (2012), The neodymium isotopic composition of waters masses in the eastern Pacific sector of the Southern Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **79**, 41–59.
- Chung, C.-H., I. Brenner, C.-F. You (2009), Comparison of microconcentric and membrane-desolvation sample introduction systems for determination of low rare earth element concentrations in surface and subsurface waters using sector field inductively coupled plasma mass spectrometry, *Spectrochim. Acta B*, **64**, 849–856.
- Coale, K. H., S. E. Fitzwater, R. M. Gordon, K. S. Johnson, and R. T. Barber (1996), Control of community growth and export production by upwelled iron in the equatorial Pacific Ocean, *Nature*, **379**, 621–624.
- Craddock P. R., W. Bach, J. S. Seewald, O. J. Rouxel, E. Reeves, and M. K. Tivey (2010), Rare earth element abundances in hydrothermal fluids from the Manus Basin, Papua New Guinea: Indicators of sub-seafloor hydrothermal processes in back-arc basins, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **74**, 5494–5513.
- Cravatte, S., A. Ganachaud, Q.-P. Duong, W. S. Kessler, G. Eldin, and P. Dutrieux (2011), Observed circulation in the Solomon Sea from SADC data, *Prog. Oceanogr.*, **88**, 116–130. doi:10.1016/j.pocan.2010.12.015.
- Cravatte, S., W. S. Kessler, and F. Marin (2012), Intermediate zonal jets in the Tropical Pacific Ocean observed by Argo floats, *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 1475–1485. doi:10.1175/JPO-D-11-0206.1.
- De Baar, H. J. W., M. P. Bacon, P. G. Brewer, K. W. Bruland (1985), Rare-earth elements in the Pacific and in the Atlantic Oceans, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1953–1959.
- Elderfield, H., and M. J. Greaves (1982), The rare earth elements in seawater, *Nature*, **296**, 214–219.

- Elderfield, H. (1988), The oceanic chemistry of the rare earth elements, *Philos. Trans. R. Soc. Ser. A*, 325, 105–126.
- Fine, R. A., R. Lukas, F. Bingham, M. J. Warnar, and R. H. Gammon (1994), The western equatorial Pacific: A water mass crossroads, *J. Geophys. Res.*, 99, 25 063–25 080.
- Firing, E., S. E. Wijffels, and P. Hacker (1998), Equatorial subthermocline currents across the Pacific, *J. Geophys. Res.*, 103, 21413–21423.
- Fukumori, I., T. Lee, B. Cheng, and D. Menemenlis (2004), The origin, pathway, and destination of Niño-3 water estimated by a simulated passive tracer and its adjoint, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 582–604.
- Gasparin, F., A. Ganachaud, and C. Maes (2011), A western boundary current east of New Caledonia: Observed characteristics, *Deep Sea Res.*, 58, 956–969.
- 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.
- German, C. R., G. P. Klinkhammer, J. M. Edmond, A. Mitra, and H. Elderfield (1990), Hydrothermal scavenging of rare earth elements in the ocean, *Nature*, 345, 516–518.
- Goldstein, S., and S. R. Hemming (2003), Long Lived Isotopic Tracers in Oceanography, Paleooceanography and Ice-sheet Dynamics. Treatise on Geochemistry, ch 6.17, vol. 6. Elsevier, New York, pp. 453–489.
- Grasse, P., T. Stichel, R. Stumpf, L. Stramma, and M. Frank (2012), The distribution of neodymium isotopes and concentrations in the eastern equatorial Pacific: Water mass advection versus particle exchange, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 353–354, 198–207, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.07.044.
- 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.
- Hannigan, R., and E. Sholkovitz (2001), The development of middle rare earth element enrichments in freshwaters: weathering of phosphate minerals, *Chem. Geol.*, 175 (3–4), 495–508.
- 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
- Horikawa, K., E. E. Martin, Y. Asahara, and T. Sagawa (2011), Limits on conservative behavior of Nd isotopes in seawater assessed from analysis of fish teeth from Pacific core tops, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 310, 119–130.
- Jeandel, C., J. K. Bishop, and A. Zindler (1995), Exchange of Nd and its isotopes between seawater small and large particles in the Sargasso Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 535–547.
- Jeandel C., T. Arsouze, F. Lacan, P. Techine, and J.-C. Dutay (2007), Isotopic Nd compositions and concentrations of the lithogenic inputs into the ocean: A compilation, with an emphasis on the margins, *Chem. Geol.*, 239, 156–164. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.11.013.
- Jeandel, C., B. Peucker-Ehrenbrink, M. T. Jones, C. R. Pearce, E. H. Oelkers, Y. Godderis, F. Lacan, O. Aumont, and T. Arsouze (2011), Ocean margins: The missing term for oceanic element budgets? *Eos Trans. AGU*, 92 (26), 217–219.
- Jeandel, C., H. Delattre, M. Grenier, C. Pradoux, and F. Lacan (2013), Rare earth element concentrations and Nd isotopes in the South East Pacific Ocean, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, doi:10.1029/2012GC004309, in press.
- Johnson, G. C., and M. J. McPhaden (1999), Interior pycnocline flow from the subtropical to the equatorial Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 3073–3089.
- Johnson, G. C. (2001), The Pacific Ocean subtropical cell surface limb, *Geophys. Res. Lett.*, 28(9), 1771–1774, doi:10.1029/2000GL012723.
- Kashino, Y., I. Ueki, Y. Kuroda, and A. Purwandani (2007), Ocean variability north of New Guinea derived from TRITON buoy data, *J. Oceanogr.*, 63 (4), 545–559.
- Kawabe, M., and S. Fujio (2010), Pacific Ocean circulation based on observation, *J. Oceanogr.*, 66, 389–403.
- Kineke, G. C., K. J. Wolfe, S. A. Huehl, J. D. Milliman, T. M. Dellapenna, and R. G. Purdon (2000), Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: Evidence for a divergent sediment plume, *Cont. Shelf Res.*, 20, 2239–2266.
- Konter, J. G., B. B. Hanan, J. Blichert-Toft, A. A. P. Koppers, T. Plank, and H. Staudigel (2008), One hundred million years of mantle geochemical history suggest the retreating of mantle plumes is premature, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 275, 285–295, doi:10.1016/j.epsl.2008.08.023.
- Lacan, F., and C. Jeandel (2001), Tracing Papua New Guinea imprint on the central equatorial Pacific Ocean using neodymium isotopic compositions and rare earth element patterns, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, 497–512, doi:10.1016/S0012-821X(01)00263-1.
- Lacan, F., and C. Jeandel (2005), Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange fluxes at the continent–ocean interface, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 232 (3–4), 245–257. doi:10.1016/j.epsl.2005.01.004.
- Lacan, F., K. Tachikawa, and C. Jeandel (2012), Neodymium isotopic composition of the oceans: A compilation of seawater data, *Chem. Geol.*, 300–301, 177–184. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.01.019.
- Lagerloef, G. S. E., G. T. Mitchum, R. B. Lukas, and P. P. Niiler (1999), Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data, *J. Geophys. Res.*, 104, 23,313–23,326.
- Lee, J. H., and R. H. Byrne (1993), Complexation of trivalent rare earth elements (Ce, Eu, Gd, Tb, Yb) by carbonate ions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 295–302.
- Mackey, D. J., J. E. O’Sullivan, and R. J. Watson (2002), Iron in the western Pacific: A riverine or hydrothermal source for iron in the Equatorial Undercurrent, *Deep Sea Res.*, Part I, 49, 877–893.
- Maes, C., G. Eldin, A. Melet, J. Lefèvre, J. Sudre, D. Varillon, A. Ganachaud, and L. Gourdeau (2009), Rapport de la mission océanographique FLUSEC-01 à bord du N. O. Alis du 12 au 30 Août 2007 en mer de Corail, Océan Pacifique Sud-Ouest, Rapports de missions, Sciences de la Mer, Océanographie Physique, Centre IRD de Nouméa, Nouvelle Calédonie, No. 24, 98 pp.
- Marin, F., E. Kestenare, T. Delcroix, F. Durand, S. Cravatte, G. Eldin, and R. Bourdallé-Badie (2010), Annual reversal of the EIC in the Pacific: Observations and model diagnostics, *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 915–933, doi:10.1175/2009JPO4318.1.
- McCortney, M. S. (1977), Subantarctic mode water, *Deep Sea Res.*, 24, 103–119.
- McLennan, S. M. (1989), Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes in *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements* edited by B. R. Lipin and G. H. Mckay, Reviews in Mineralogy, vol. 21, 169–200, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Messié, M., M.-H. Radenac, J. Lefèvre, P. Marchesiello (2006), Chlorophyll bloom in the western Pacific at the end of the 1997–1998 El-Niño: The role of the Kiribati Islands, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L14601, doi:10.1029/2006GL026033.
- Michard, A., F. Albarède, G. Michard, J. F. Minster, and J. L. Charlou (1983), Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N), *Nature*, 303, 795–797.
- Nozaki, Y., and D. S. Alibo (2003a), Importance of vertical geochemical processes in controlling the oceanic profiles of dissolved rare earth elements in the northeastern Indian Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205, 155–172.
- Nozaki, Y., and D. S. Alibo (2003b), Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean, southwest of Australia: Unique patterns compared to the South Atlantic data, *Geochem. J.*, 37, 47–62.
- Nozaki, Y., D. S. Alibo, H. Amakawa, T. Gamo, and H. Hasumoto (1999), Dissolved rare earth elements and hydrography in the Sulu Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 2171–2181.
- Olivarez, A. M., and R. M. Owen (1989), REE/Fe variation in hydrothermal sediments: Implication for the REE content of seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 757–762.
- Orsi, A. H., T. Whitworth III, and W. D. Nowlin Jr. (1995), On the meridional extent and fronts of the Antarctic circumpolar current, *Deep Sea Res.*, 42, 641–673.
- Orsi, A. H., G. C. Johnson, and J. L. Bullister (1999), Circulation, mixing and production of Antarctic Bottom Water, *Prog. Oceanogr.*, 43, 55–109.
- Pahnke, K., T. van de Fliedrt, K. M. Jones, M. Lambelet, S. R. Hemming, and S. L. Goldstein (2012), GEOTRACES intercalibration of neodymium isotopes and rare earth element concentrations in seawater and suspended particles—Part 2: Systematic test and baseline profiles, *Limnol. Oceanogr.*, 10, 252–269, doi: 10.4319/lom.2012.10.252.
- Piepgas, D. J., and G. J. Wasserburg (1982), Isotopic composition of neodymium in waters from the Drake Passage, *Science*, 217, 207–217.
- Piepgas, D. J., and S. B. Jacobsen (1992), The behavior of rare earth elements in seawater: Precise determination of variation in the North Pacific water column, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 1851–1862, doi:10.1016/0016-7037(92)90315-A.
- Pin, C., and J. F. S. Zalduegui (1997), Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks, *Anal. Chim. Acta*, 339, 79–89.
- 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.
- Qu, T., and E. J. Lindstrom (2004), Northward intrusion of Antarctic Intermediate Water in the western Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 2104–2118.
- Qu, T., S. Gao, I. Fukumori, R. Fine, and E. J. Lindstrom (2009), Origin and pathway of equatorial 13°C water in the Pacific identified by a simulated passive tracer and its adjoint, *J. Phys. Oceanogr.*, 39, 1836–1853.

- Radic, A., F. Lacan, and J. W. Murray (2011), Isotopic composition of dissolved iron in the equatorial Pacific Ocean: New constraints for the oceanic iron cycle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **306**, 1–10. doi:10.1016/j.epsl.2011.03.015.
- Reid, J. L. (1997), On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean: Flow patterns, tracers, and transports, *Prog. Oceanogr.*, **39**, 263–352.
- Reverdin, G., C. Frankignoul, E. Kestenare, and M. McPhaden (1994), Seasonal variability on the surface currents of the equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **99**, 20,323–20,344.
- Rickli, J. D., M. Frank, A. R. Backer, S. Aciego, G. de Souza, R. B. Georg, and A. N. Halliday (2010), Hafnium and neodymium isotopes in surface waters of the eastern Atlantic Ocean: Implications for sources and inputs of trace metals to the ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **74**, 540–557, doi:10.1016/j.gca.2009.10.006.
- Rowe, G. D., E. Firing, and G. C. Johnson (2000), Pacific equatorial subsurface countercurrent velocity, transport, and potential vorticity, *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1172–1187.
- Ryan, J. P., I. Ueki, Y. Chao, H. Hang, P. S. Polito, and F. P. Chavez (2006), Western Pacific modulation of large phytoplankton blooms in the central and eastern equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **111**, G02013, doi:10.1029/2005JG000084.
- Shabani, M. B., T. Akagi, and A. Masuda (1992), Preconcentration of trace rare-earth elements in seawater by complexation with bis(2-ethylhexyl) hydrogen phosphate and 2-ethylhexyl dihydrogen phosphate adsorbed on a C₁₈ cartridge and determination by inductively coupled plasma mass spectrometry, *Anal. Chem.*, **64**, 737–743.
- Sholkovitz, E. R., W. M. Landing, and B. L. Lewis (1994), Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 1567–1579.
- Sholkovitz, E. R., H. Elderfield, R. Szymczak, and K. Casey (1999), Island weathering: River sources of rare earth elements to the Western Pacific Ocean, *Mar. Chem.*, **68**, 39–57.
- Sholkovitz, E., and R. Szymczak (2000), The estuarine chemistry of rare earth elements: Comparison of the Amazon, Fly, Sepik and the Gulf of Papua system, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**, 299–309.
- Slemons, L. O., J. W. Murray, T. Gorgues, O. Aumont, and C. Menkes (2009), Biogeochemical impact of a model western iron source in the Pacific Equatorial Undercurrent, *Deep Sea Res.*, Part I, doi:10.1016/j.dsr.2009.08.005.
- Slemons, L. O., J. W. Murray, B. Paul, and P. Dutrieux (2010), Western Pacific coastal sources of iron, manganese and aluminium to the Equatorial Undercurrent, *Global Biogeochem. Cy.*, **24**, GB3024, doi:10.1029/2009GB003693.
- Sokolov, S., and S. Rintoul (2000), Circulation and water masses of the south west Pacific: WOCE section P11, Papua New Guinea to Tasmania, *J. Mar. Res.*, **58**, 223–268.
- Stramma, L., G. C. Johnson, E. Firing, and S. Schmidtke (2010), Eastern Pacific oxygen minimum zones: Supply paths and multidecadal changes, *J. Geophys. Res.*, **115**, C09011, doi:10.1029/2009JC005976.
- Sun, S.-S., and W. F. McDonough (1989), Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Ocean Basins*, A. D. Saunders, and M. J. Norry, Geological Society of London, London, **42**, 313–345.
- Tachikawa, K., C. Jeandel, and M. Roy-Barman (1999), A new approach to Nd residence time in the ocean: The role of atmospheric inputs, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **170**, 433–446.
- Tachikawa, K., V. Athias, and C. Jeandel (2003), Neodymium budget in the ocean and paleoceanographic implications, *J. Geophys. Res.*, **108**, 3254, doi:10.1029/1999JC000285.
- Takebe, M. (2005), Carriers of rare earth elements in Pacific deep-sea sediments, *J. Geol.*, **113**, 201–215.
- Talley, L. D. (1993), Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 517–537.
- Tazoe, H., H. Obata, and T. Gamo (2011), Coupled isotopic systematics of surface cerium and neodymium in the Pacific Ocean, *Geochim. Geophys. Geosy.*, **12**, Q04004, doi:10.1029/2010GC003342.
- Tomczak, M., and D. Hao (1989), Water masses in the thermocline of the Coral Sea, *Deep Sea Res.*, **36**(10), 1503–1514.
- Tomczak, M., and J. S., Godfrey (2003), Hydrology of the Pacific Ocean, Regional Oceanography: An Introduction, 2nd Improved Edition. Daya Publishing House, Delhi, pp. 137–156.
- Tsimplis, M., S. Bacon, and H. L. Bryden (1998), The circulation of the subtropical south Pacific derived from hydrographic data, *J. Geophys. Res.*, **103**, 21443–21468.
- 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 Sea Res.*, **38**(Suppl. 1), S273–S279.
- Tsuchiya, M., and L. D. Talley (1996), Water property distributions along an eastern Pacific hydrographic section at 135°W, *J. Mar. Res.*, **54**, 541–564.
- Tsuchiya, M., and L. D. Talley (1998), A Pacific hydrographic section at 88°W: Water property distribution, *J. Geophys. Res.*, **103**, 12899–12918.
- Tsuchiya, M., R. Lukas, R. Fine, E. Firing, and E. Lindstrom (1989), Source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent, *Prog. Oceanogr.*, **23**, 101–147.
- Ueki, I., Y. Kashino, and Y. Kuroda (2003), Observation of current variations off the New Guinea coast including the 1997–1998 El Niño period and their relationship with Sverdrup transport, *J. Geophys. Res.*, **108**(C7).
- van de Flierdt, T., K. Pahnke, and GEOTRACES intercalibration participants (2012), GEOTRACES intercalibration of neodymium isotopes and rare earth element concentrations in seawater and suspended particulates—Part 1: International intercomparison, *Limnol. and Oceanogr.*, **10**, 234–251, doi:10.4319/lom.2012.10.234.
- Vance, D., and M. F. Thirlwall (2002), An assessment of mass discrimination in MC-ICPMS using Nd isotopes, *Chem. Geol.*, **185**, 227–240.
- Wang, Z.-L., and M. Yamada (2007), Geochemistry of dissolved rare earth elements in the Equatorial Pacific Ocean, *Environ. Geol.*, **52**, 779–787.
- Wasserburg, G. J., S. B. Jacobsen, D. L. De Paolo, M. T. McCulloch, and T. Wen (1981), Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 2311–2323.
- Wyrki, K. (1962), The subsurface water masses in the western South Pacific Ocean, *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, **13**, 18–47.
- You, Y. (2003), The pathway and circulation of North Pacific Intermediate Water, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24), 2291, doi:10.1029/2003GL018561.
- You, Y., N. Sugimoto, M. Fukasawa, H. Yoritaka, K. Mizuno, Y. Kashino, and D. Hartoyo (2003), Transport of North Pacific Intermediate Water across Japanese WOCE sections, *J. Geophys. Res.*, **108**(C6), 3196, doi:10.1029/2002JC001662.
- Zenk, W., G. Siedler, A. Ishida, J. Holfort, Y. Kashino, Y. Kuroda, T. Miyama, and T. J. Müller (2005), Pathways and variability of the Antarctic Intermediate Water in the western equatorial Pacific Ocean, *Prog. Oceanogr.*, **67**, 245–281.
- Zhang, J., and Y. Nozaki (1996), Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea and South Fiji basins of the western south Pacific Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 4631–4644.
- Zhang, Y., F. Lacan, and C. Jeandel (2008), Dissolved rare earth elements tracing lithogenic inputs over the Kerguelen plateau (Southern Ocean), *Deep Sea Res. II*, **55**(5–7), 638–652, doi:10.1016/j.dsr2.2007.12.029.

4.3 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons étudié l'évolution d' ϵ_{Nd} et des concentrations de REE des masses d'eau transitant entre les subtropiques et l'équateur dans l'Océan Pacifique. Quelque soit la profondeur considérée, toutes les masses d'eau sont caractérisées par des valeurs plus radiogéniques lorsqu'elles avoisinent ou s'écoulent dans le Pacifique équatorial que dans les subtropiques. Le processus principal le plus probable permettant d'expliquer ces changements d' ϵ_{Nd} observés le long du chemin des masses d'eau est la libération d' ϵ_{Nd} radiogénique par dissolution de matériel sédimentaire des marges continentales. Les nombreuses îles de composition basaltique caractérisées par des valeurs d' ϵ_{Nd} fortement radiogéniques, situées dans le Pacifique inter-tropical, supportent cette hypothèse (fig. 12 de [Grenier et al., 2013]). Cette libération par dissolution des sédiments des marges pourrait expliquer pourquoi les variations d' ϵ_{Nd} impactent non seulement les eaux de surface mais aussi celles situées sous la surface, tout le long de la colonne d'eau. Les UCDW en sont l'exemple ($\sigma_\theta = 27.65 \text{ kg m}^{-3}$; fig. 9 de [Grenier et al., 2013]). De nombreux nouveaux candidats viennent s'ajouter à ceux précédemment suggérés, notamment : i) les côtes de Vanuatu, des Fiji, Tonga et Samoa, ii) les côtes du Golfe de Papouasie et des Iles Salomon et iii) les Kiribati, les îles Galapagos et les côtes équatoriales est de l'Amérique Latine (notamment le Costa Rica et l'Équateur). La ride Fiji/Tonga et la ride médio-océanique du Pacifique pourraient aussi contribuer à l'augmentation de la valeur d' ϵ_{Nd} des masses d'eau intermédiaires et profondes. Ces résultats mettent en lumière des régions au sein desquelles s'écoulent les masses d'eau étudiées étant pour l'instant non ou peu documentées en ϵ_{Nd} et qu'il serait important de caractériser dans les études à venir (e.g. dans le contexte du programme en cours GEOTRACES) : depuis la Mer de Tasmanie et la Mer de Corail, en amont et aval de la ride Fiji/Tonga et du Vanuatu, dans le Golfe de Papouasie et juste au nord de l'équateur, le long des côtes américaines. Un autre processus qui influence probablement les valeurs d' ϵ_{Nd} des masses d'eau, en particulier celles de surface, est la dissolution de cendres volcaniques par mélange dans l'eau de mer, lors de ruissellement jusqu'à la côte ou d'apports atmosphériques. En effet, on observe des ϵ_{Nd} particulièrement élevés dans les eaux de surface situées au nord-ouest de volcans actifs et sous le vent (stations EUC-Fe 28, 29 et 24).

L'homogénéité relative de la moyenne des compositions isotopiques des sédiments et roches du Pacifique inter-tropical (fig. 12a de [Grenier et al., 2013]) souligne la nécessité de coupler les données géochimiques à une description fine échelle robuste de la circulation des masses d'eau, dans le but d'éviter des interprétations erronées des variations isotopiques.

Les concentrations de Nd dissous ne montrent pas d'évolution aussi claire que l' ϵ_{Nd} , en particulier pour les masses d'eau s'écoulant sous les TW, lesquelles sont plutôt marquées

par des valeurs relativement constantes (fig. 13 de [Grenier *et al.*, 2013]). Cette distribution de concentrations de Nd, couplée aux variations d' ϵ_{Nd} , suggère que le mécanisme qui contrôle l'évolution d' ϵ_{Nd} dans l'Océan Pacifique est le boundary exchange : un scavenging relativement rapide de matériel dissous est probablement associé à la dissolution de sédiments des marges [Lacan and Jeandel, 2005b]. Ces résultats renforcent l'hypothèse de Lacan and Jeandel [2005b] concernant le paradoxe du Nd. Cependant, les processus de boundary exchange nécessitent d'être mieux compris pour être correctement paramétrés dans les modèles. De récentes expériences menées en laboratoires ont pour objectif de préciser et de quantifier ces processus [Jones *et al.*, 2012a,b; Pearce *et al.*, 2013].

Pour chaque masse d'eau, une anomalie positive d'euporium (Eu) caractérise les spectres de REE, qu'ils soient normalisés au PAAS ou aux échantillons de la station SA-7 de Zhang and Nozaki [1996] que nous avons choisi comme référence marine. Cette anomalie positive d'Eu est aussi observée pour la plupart des spectres de REE des roches et sédiments collectés dans l'Océan Pacifique inter-tropical (fig. 12b de [Grenier *et al.*, 2013]). Ainsi, en accord avec les résultats d' ϵ_{Nd} , la distribution des concentrations de REE dissous et le spectre résultant suggèrent une libération de REE par dissolution d'une fraction du matériel des marges. Les spectres de REE et l'évolution d' ϵ_{Nd} mettent tous deux en lumière le rôle majeur de l'érosion des roches en apportant une explication de la distribution de chacun de ces paramètres dans le Pacifique inter-tropical. Nous avons été étonné par le maintien de l'anomalie d'Eu dans nos échantillons d'eau de mer dans des régions éloignées des continents qui bordent l'Océan Pacifique. Comme possible explication, nous proposons que l'abondance des îles et de dorsales marines entre le Pacifique subtropical et l'équateur participe au maintien de cette anomalie [Tomczak and Godfrey, 2003]. En outre, le temps de résidence relativement long de l'euporium [320-820 ans, Alibo and Nozaki, 1999] comparé aux temps de transit des eaux étudiées dans cette région du Pacifique (quelques mois pour les eaux de surface et quelques centaines d'années pour les eaux les plus profondes) permet aussi d'expliquer le maintien de cette anomalie dans des régions isolées. Cependant, la complexité des processus d'échange dissous/particule est jusqu'à aujourd'hui faiblement comprise par la communauté géochimique et a fait l'objet de nombreux débats lors des dernières conférences GEOTRACES. La mesure des concentrations particulières de REE de ces échantillons nous aidera éventuellement, dans une étude future, à améliorer la compréhension de ces processus, du moins dans cette région du globe. Les mesures isotopiques du fer ouvrira probablement de nouveaux horizons en regard de cela, notamment concernant l'existence (ou non) de processus d'oxydation/réduction associés aux interactions du dissous et du particulaire. De récentes données de fer isotopique mesurées dans des phases dissoutes et particulières d'échantillons collectés durant la campagne en mer EUC-Fe ont en outre suggéré l'existence de libération non rédu-

trice de fer dissous issue des sédiments remobilisés du plateau et de la marge de PNG [Radic *et al.*, 2011].

Cette étude met aussi en lumière l'intérêt d' ϵ_{Nd} comme traceur de mélange horizontal et vertical ayant lieu entre des masses d'eau de composition isotopique différente, dû à son comportement conservatif lorsque la masse d'eau est isolée de potentielles sources, dans l'océan ouvert. Couplé à d'autres paramètres comme la température ou la salinité, ϵ_{Nd} contribue à améliorer notre connaissance vis-à-vis des chemins des masses d'eau et de leur variabilité. Cependant, la faible distribution spatiale des données peut mener à des interprétations erronées et nos premières estimations de mélange sont relativement grossières et ne peuvent prendre en compte qu'un nombre limité de sources. Il serait intéressant de vérifier nos conclusions en couplant nos mesures de Nd à une étude quantitative du chemin des masses d'eau. Ces vérifications vont être menées pour les eaux de la thermocline de la Mer des Salomon et de Bismarck dans le chapitre suivant, où nous allons quantifier le transport des masses d'eau pour affiner le calcul des flux nécessaire pour expliquer les variations d' ϵ_{Nd} et de concentrations de Nd observées, associés au boundary exchange.

Chapitre 5

Quantification des flux d'échange marge-océan par couplage d'analyses lagrangiennes aux données de néodyme

Sommaire

5.1	Introduction	124
5.2	Article soumis : <i>From the subtropics to the equator in the Southwest Pacific : Continental material fluxes quantified using neodymium parameters along modeled thermocline water pathways</i>	125
5.3	Conclusions	151

5.1 Introduction

Les mesures d' ϵ_{Nd} et de concentrations de REE des eaux du Pacifique Tropical Sud-Ouest discutées dans le chapitre précédent ont mis en évidence un enrichissement progressif des eaux de la thermocline depuis l'amont de la Mer de Corail jusqu'à la Mer de Bismarck. L'augmentation de l' ϵ_{Nd} des eaux, alliée à l'anomalie d'euprotium (Eu) positive qui les caractérise, suggère la dissolution de matériel sédimentaire des îles du Pacifique Tropical Sud comme principal processus invoqué pour expliquer nos mesures, ces sédiments étant en moyenne fortement radiogéniques et caractérisés par une anomalie positive d'Eu. Dans le chapitre 3, nous avons montré l'importance des eaux de la thermocline du Pacifique Tropical Sud-Ouest dans l'alimentation de l'EUC et, par conséquent, de la zone HNLC du Pacifique Équatorial Est. C'est pourquoi il est d'intérêt majeur de préciser et de quantifier ces enrichissements géochimiques. Cependant, dans les travaux présentés dans le chapitre précédent, ainsi que dans les travaux de *Lacan and Jeandel* [2005b] où des flux d'échanges aux marges – ou boundary exchange (BE) – ont aussi été suggérés, les quantifications des flux de libération de Nd des marges se sont basées sur des estimations de transports des masses d'eau très grossières, qui n'ont pas permis une quantification précise du BE. Pourtant, de récentes études ont observé la libération de plusieurs éléments chimiques lors de l'altération des sédiments par l'eau de mer. Parmi ces éléments, ils ont montré une dissolution de la silice (Si) [*Jeandel et al.*, 2011; *Jones et al.*, 2012a]. La valeur nutritive de cet élément lui confère un rôle majeur vis-à-vis du développement de la production primaire dans les océans. Comme constituant des organismes phytoplanctoniques (diatomées), la Si est un acteur important de la pompe biologique de carbone dans l'océan, qui est un puits du carbone atmosphérique. Pour cette raison, il est nécessaire de mieux contraindre les estimations des transports des masses d'eau afin de préciser la valeur réelle des flux d'érosion sous-marine et ainsi de mieux contraindre le cycle du carbone dans les modèles de climat.

Dans ce chapitre, nous allons coupler notre traceur virtuel – la modélisation océanique couplée à l'outil lagrangien – à notre traceur réel – les données géochimiques – pour étudier l'évolution géochimique des eaux de la thermocline dans le Pacifique Tropical Sud-Ouest, depuis leur zone de subduction. Notre objectif est, d'une part, de préciser la localisation des zones d'enrichissement et les flux d'échanges marge/océan des eaux qui, *in fine*, alimentent l'EUC et la zone HNLC du Pacifique Équatorial Est et, d'autre part, de quantifier ces flux de façon plus fine. Pour atteindre cet objectif, nous allons réaliser des analyses lagrangiennes de ces masses d'eau simulées par le modèle ORCA025-G70 afin de caractériser leurs sources, chemins et transports entre les subtropiques et la région de la PNG.

5.2 Article soumis : *From the subtropics to the equator in the Southwest Pacific : Continental material fluxes quantified using neodymium parameters along modeled thermocline water pathways*

Cet article a été soumis à la revue scientifique Earth and Planetary Science Letters.

M. Grenier⁽¹⁾, C. Jeandel⁽¹⁾, and S. Cravatte^(1, 2)

⁽¹⁾ LEGOS, Université de Toulouse (OMP-PCA)/CNRS/IRD/CNES, 14 Avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France

⁽²⁾ IRD (Institut de Recherche pour le Développement), LEGOS, Nouméa, New Caledonia

Abstract

This paper proposes an original method allowing a refined quantification of land-ocean boundary exchanges between the waters and the sediment deposited on the margins. In the southwest tropical Pacific, neodymium (Nd) isotopic composition data are interpreted with the help of modeled Lagrangian trajectories of an Ocean General Circulation Model (OGCM $\frac{1}{4}$ and $1/12^\circ$ resolution). The Lagrangian analysis allows a fine description of the pathways and a quantification of the upper and lower thermocline waters transports, yielding quantification of Nd fluxes responsible for their geochemical evolution. The upper thermocline waters entering the southern Solomon Sea mainly originate from the central subtropical gyre ($\sim 90^\circ\text{W}$ - 130°W ; 20°S), enter the Coral Sea in the North Vanuatu Jet and likely received radiogenic Nd constituting the basaltic island margins encountered along their route. The lower thermocline waters entering the southern Solomon Sea mainly originate from northeast of New-Zealand and enter the Coral Sea in the North Caledonian Jet. Depletion of their Nd content likely occurs when flowing along the coasts of Australia and PNG. Downstream the Solomon Sea, the New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU) waters are depleted from their Nd content in the upper thermocline and enriched in the lower thermocline when flowing along the PNG margins near the Sepik river mouth. These contrasted distributions are consistent with those of particulate and total dissolved iron formerly measured along the equator. Nd parameter distributions coupled to the modeled lagrangian trajectories are proposed as strong support to interpret the origin and fate of the equatorial Pacific natural fertilization.

Keywords : Western Pacific thermocline ; Water transports ; Dissolved neodymium parameters ; Lagrangian analysis ; Boundary exchange quantification ; Physical/geochemical coupling.

1. Introduction

The equatorial Pacific thermocline is connected to the global ocean circulation through the meridional cell linking the subtropical gyres to the Equatorial Undercurrent (EUC) via the low latitude western boundary currents (LLWBCs). The physical and geochemical properties of the water masses constituting this thermocline are of prime importance because they directly influence those of the equatorial cold tongue [Rodgers *et al.*, 2003], mostly its fertilization capacities [Johnson *et al.*, 1999; Mackey *et al.*, 2002; Ryan *et al.*, 2006]. The major contribution to the EUC comes from the southern LLWBCs, beginning in the Coral and Solomon Seas and exiting through the three narrow straits of the northern Solomon Sea [Blanke and Raynaud, 1997; Fine *et al.*, 1994; Grenier *et al.*, 2011]. In these regions, the waters undergo significant geochemical enrichment.

Using neodymium (Nd) isotopes, tracers of continental sources (see section 2.2. for definition and details on Nd parameters), Lacan and Jeandel [2001] identified the Papua New Guinea margins as the major source of chemical enrichment of the equatorial thermocline waters, confirming the previous hypothesis of Johnson *et al.* [1999]. Nd parameter data measured in the southwestern tropical Pacific also suggested that the EUC thermocline waters underwent a progressive enrichment upstream, from the Coral Sea to the Bismarck Sea, before joining the EUC ([Grenier *et al.*, 2013]. Exchange processes between margin and water masses – « boundary exchange » – are suggested to be the enrichment mechanism [Grenier *et al.*, 2013; Lacan and Jeandel, 2005b]. Boundary exchange supposes that submarine weathering of sediment deposited on the margins is releasing chemical elements to seawater, but also that scavenging (i.e. removal from the dissolved phase by adsorption on the particles) of a fraction of these dissolved elements occurs relatively shortly after the release. Submarine weathering does not only involve Nd release but also micro- and macro-nutrient release, such as iron or silica, which impacts the biological production [Jeandel *et al.*, 2011; Jones *et al.*, 2012a; Pearce *et al.*, 2013]. Silicate weathering process (aerial as submarine) is consuming CO₂ and therefore acting as a major CO₂ sink. Furthermore in the ocean, dissolved Si is an important limiting factor of the biological pump, another actor of the CO₂ control, although on shorter timescales. Consequently, better quantifying submarine weathering is crucial to better constrain the climate models [Jeandel *et al.*, 2011].

Submarine weathering is usually quantified with in situ geochemical data and coastal water transports deduced from the literature. Boundary exchange (BE) estimation thus depends on precise quantification of these transports. The coarse estimation of the water mass transports in the previously published studies precluded a precise quantification of the BE fluxes. The important novelty of this study is to compute precise transports from high-resolution models, which have been shown to correctly simulate the currents in the Southwestern tropical Pacific [Grenier *et al.*, 2011; Melet *et al.*, 2010a], to better estimate the BE fluxes.

Two density layers compose the EUC. The upper EUC ($\sigma_\theta = [24.3-25.3]$ kg m⁻³) mainly conveys the salty (~ 35.6) and relatively oxygenated (~ 140 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) South Pacific Tropical Waters that subducted in the central subtropical gyre and exit the Solomon Sea through Vitiaz Strait and Solomon Strait [SPTW ; Grenier *et al.*, 2013, 2011; Tomczak and Godfrey, 2003; Tsuchiya *et al.*, 1989, see Figure 5.1 for the location of the seas, straits and islands mentioned in the text]. The lower EUC ($\sigma_\theta = [25.8-26.5]$ kg m⁻³) mainly conveys the fresher (~ 35.0) and more oxygenated (~ 160 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) Western South Pacific Central Waters that are thought to subduct between Tasmania and New-Zealand [WSPCW ; Qu *et al.*, 2009; Sokolov and Rintoul, 2000; Tomczak and Godfrey, 2003; Tsuchiya *et al.*, 1989] and exit the Solomon Sea mainly through Vitiaz Strait [Grenier *et al.*, 2011; Melet *et al.*, 2010a]. These water masses are characterized by different Nd isotopic compositions, reflecting their different origins and pathways [Grenier *et al.*, 2013].

This paper aims at characterizing the evolution of the geochemical content of the thermocline waters in the Southwestern tropical Pacific from their subduction zones to the Bismarck Sea, and at quantifying BE fluxes occurring along their transits. To achieve this goal, we characterize the subduction zones of the two density layers that constitute these thermocline waters, their pathways and transports between the subtropics and the PNG area. We use a Lagrangian tool quantifying water transports simulated by an OGCM – the virtual tracer – to better interpret the measured Nd isotopic compositions (ICs) and concentrations – the real tracer. Although the lack of in situ data prevented a full application of the proposed approach, we demonstrate that coupling refined circulation models to geochemical data is a key to provide reliable flux quantification in the ocean, one of the goals of the GEOTRACES program (<http://www.geotraces.org>). In addition, Lagrangian analysis applied to OGCM provides a good tool to adjust tracer's sampling strategy.

2. Tools and experiment definitions

2.1. The OGCMs and the ARIANE Lagrangian tool

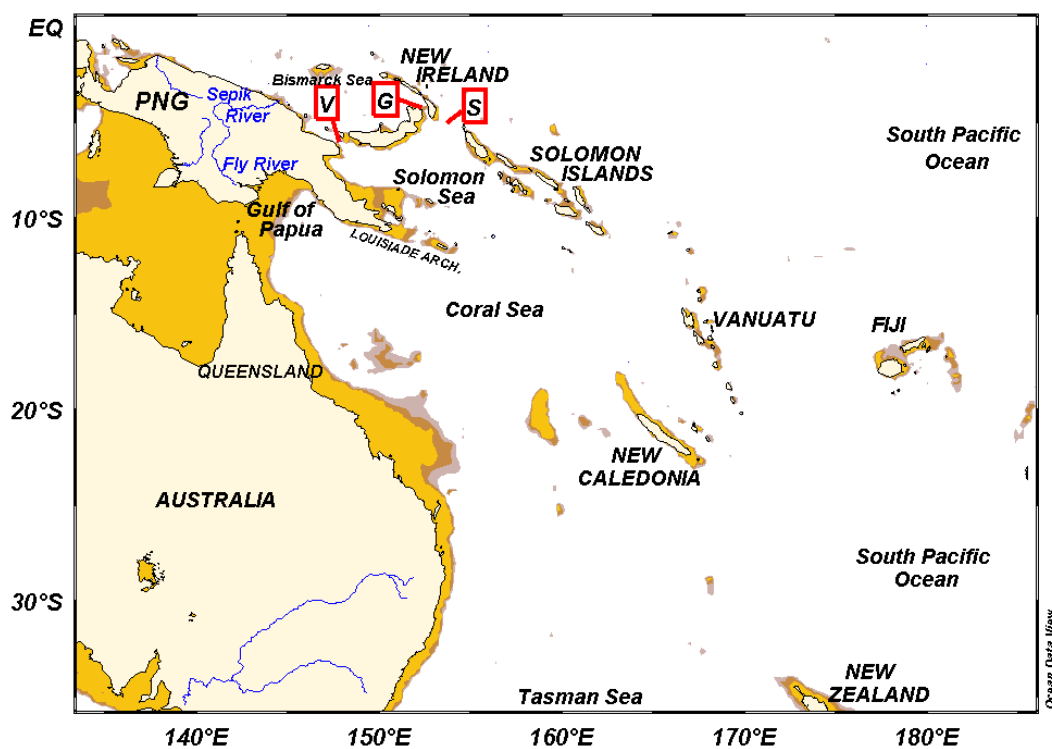


FIGURE 5.1 – Reference map of the different countries, seas, straits and rivers mentionned in the text. PNG : Papua New Guinea. Red framed « V », « G » and « S » respectively indicate Vitiiaz Strait, St. George's Channel and Solomon Strait. The bathymetry shallower than 100 m is colored in yellow, in brown if shallower than 250 m and in light brown if shallower than 500 m.

Two different OGCMs were used to perform the Lagrangian experiments. The characteristics of the eddy-permitting $\frac{1}{4}^\circ$ global OGCM ORCA025-G70 [Barnier *et al.*, 2006] and of the eddy-resolving $\frac{1}{12}^\circ$ regional fine-grid model were detailed in Grenier *et al.* [2011] and Melet *et al.* [2010a], respectively. Both configurations are based on the ocean component of the Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO) system, the Ocean Parallélisé [OPA, Barnier *et al.*, 2006; Madec, 2008]. The vertical is composed of 46 geopotential levels, spacing of 6 m near the surface, progressively increasing to 250 m at 5750 m, with partial steps at the bottom. This vertical resolution allows a good resolution of the thermocline. Tracer diffusivity and momentum dissipation were performed isopycnally and along geopotential surfaces, respectively. Both were assigned a coefficient at the equator, decreasing poleward. Vertical mixing was computed using the turbulent kinetic energy (TKE) scheme of Blanke and Delecluse [1993].

Both models were initialized with the Levitus and Coauthors [1998] temperature and salinity climatologies. The $\frac{1}{4}^\circ$ global OGCM is forced over the 1958-2004 period with the interannual varying forcing, whereas the $\frac{1}{12}^\circ$ regional OGCM was integrated over the 1984-2004 period, with initial period of 2 years used for the adjustment of the model. Surface wind stresses, precipitation and radiation were provided by the Common Ocean-ice Reference Experiments dataset [CORE, Yeager and Large, 2004]. Because CORE used the ERA-40 dataset over years 1958-2001 and ECMWF from 2002 to 2004, our Lagrangian analyses were performed over the 1971-2001 period for the $\frac{1}{4}^\circ$ global OGCM and over the 1986-2001 period for the $\frac{1}{12}^\circ$ regional OGCM to prevent adjustment of the model during the temporal integration.

The models were validated in the Solomon Sea and at the equator [Melet *et al.*, 2010a; Grenier *et al.*, 2011]. Here we evaluate the $\frac{1}{4}^\circ$ OGCM performance for the southwestern Pacific against the CARS climatology [Ridgway *et al.*, 2002, Figure 5.2]. We plotted the mean salinity on two isopycnals corresponding to each thermocline water cores (24.5 kg m^{-3} and 26.2 kg m^{-3} , respectively) with mean streamlines of geostrophic currents on each isopycnal surface overlaid [Montgomery, 1937]. For both isopycnal surfaces, the main circulation pathways are well represented in the model. Along 24.5 kg m^{-3} , the simulated salinity pattern is consistent with CARS climatology. The salty SPTW outcrops in the HSEA region and enters the Coral Sea north of 16°S

The Lagrangian analysis [ARIANE algorithm, <http://stockage.univ-brest.fr/grima/Ariane/>; Blanke and Raynaud, 1997; Blanke *et al.*, 1999] is a powerful tool to diagnose the origin and fate of water masses [Grenier *et al.*, 2011; Melet *et al.*, 2011; Rodgers *et al.*, 2003]. Briefly, this off-line diagnostic tool temporally integrates the 5 day

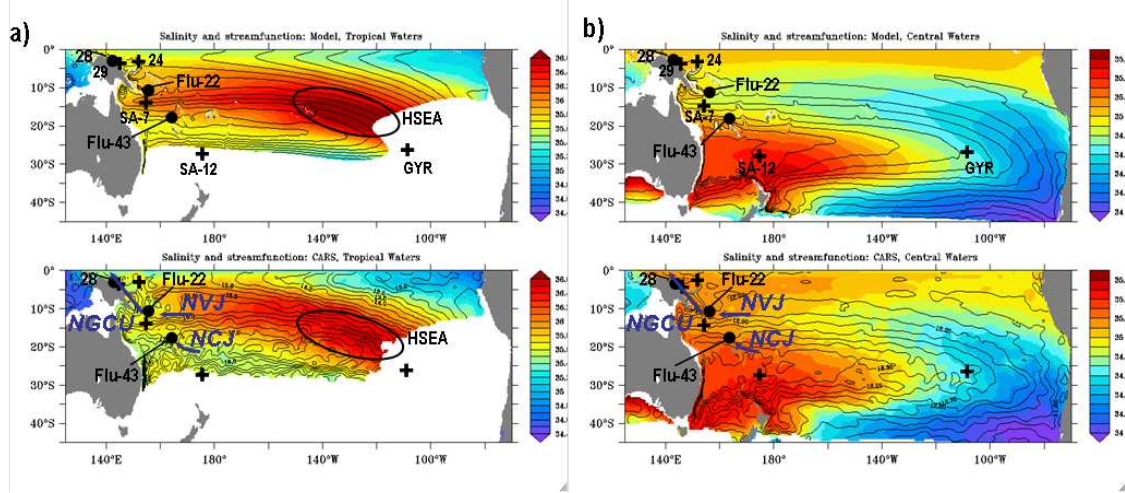


FIGURE 5.2 – Mean salinity (colors) and geostrophic streamlines (contours) from the model (top) and from the CARS climatology (bottom) on the surfaces a) 24.5 kg m^{-3} and b) 26.2 kg m^{-3} . In both panels overlaid contours show the geostrophic streamlines on the isopycnal relative to 2000 m. The North Caledonian Jet (NCJ), North Vanuatu Jet (NVJ) and New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU) are represented by blue arrows. The contoured area on the 24.5 kg m^{-3} isopycnal represents the High Surface Evaporation Area where the SPTW is outcropping [HSEA ; Grenier et al., 2013]. The black points and crosses represent stations where Nd data exist. The black points refer to the launching areas of the Lagrangian analyses : Flu-43, 163.68°E - 17.53°S ; Flu-22, 156.23°E - 10.97°S ; 28, 143.87°E - 3.35°S . The Nd data obtained at black crosses are used in our study for the calculation of the exchange fluxes (see « Results » section) : SA-7 and SA-12 [Zhang and Nozaki, 1996], GYR [Jeandel et al., 2013], 24, 29 and 30 [Grenier et al., 2013].

(daily) average velocity fields modeled by the $\frac{1}{4}^\circ$ global OGCM ($\frac{1}{12}^\circ$ regional OGCM) to compute the 3D streamfunctions of water masses. It only uses advection to trace the streamlines of the injected fluid particles, the diffusion being implicitly resolved by the along-trajectory changes in T-S properties [Blanke et al., 1999]. The temporal integration was led backward to analyze the water mass sources and their subduction areas.

2.2. Nd isotopic and concentration parameters

In the ocean, Nd is mainly of terrestrial origin. The Nd isotopic compositions (IC) of continental rocks vary as a function of their chemical composition and age. This chemical element is brought to the ocean through rivers, atmospheric dusts, boundary exchange or hydrothermal vents, tagging the seawater with the Nd IC associated to the nearby continental material supply [Lacan and Jeandel, 2005b; Piepgras and Wasserburg, 1987; Singh et al., 2012]. The Nd IC of any water mass varies whether it mixes with a water mass characterized by a different Nd IC or whether a supply of continental material of different Nd IC occurs. The Nd IC is expressed as :

$$\epsilon_{Nd} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{sample}}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}} - 1 \right) \times 10^4$$

where CHUR stands for Chondritic Uniform Reservoir and is a reference value representing the average earth isotopic composition, presently 0.512638 [Wasserburg *et al.*, 1981]. Along its pathway, the Nd concentration of any water mass increases or decreases whether fluxes of supply or scavenging of Nd dominate, respectively. In case of equivalent supply and scavenging fluxes, the Nd concentration of the water mass remains constant, concealing signs of exchange processes. Contrastingly, the water mass is tagged by the different signatures of ϵ_{Nd} involved in the mixing or supply processes, recording signs of exchanges. Thus, coupling the Nd parameters of a water mass allows quantifying supply fluxes (imprinted in ϵ_{Nd} changes) and scavenging fluxes (imprinted in Nd concentration changes) occurring along the water mass pathway. Realistic pathways and water mass transport quantifications are necessary to get a realistic flux calculation. Here, we wish to determine the origins of waters flowing through the three locations identified by black points in Figure 5.2 (in the North Caledonian Jet, at the entrance of the Solomon Sea, and downstream the Sepik River). Black points and crosses identify stations with available Nd data [Grenier *et al.*, 2013]. These data will support exchange flux calculations (see « Results » section). The station GYR was collected during the BIOSOPE cruise [December 2004 ; Jeandel *et al.*, 2013]. Nd ICs and concentrations used in this study to characterize the thermocline waters of this station are those proposed by Jeandel *et al.* [2013]. Stations sampled in Coral and Solomon Seas were collected during the FLUSEC-01 cruise [stations Flu-22 and Flu-43 ; August 2007 ; Gasparin *et al.*, 2012]. At these two stations, no water was sampled in the density range [25.8-26.5] kg m⁻³ that we defined for the CW (see Table 1 of [Grenier *et al.*, 2013]). Therefore, here we considered the Nd IC of slightly shallower water samples ($\sigma_\theta = 25.5$ kg m⁻³ at Flu-43 and $\sigma_\theta = 25.6$ kg m⁻³ at Flu-22) for the geochemical flux calculations of the CW layer. Furthermore, Nd concentrations of the thermocline waters are not available at Flu-43 and Flu-22, which led us to estimate the Nd concentrations of Flu-22 and Flu-43 waters from the concentrations of the TW and CW proposed by Zhang and Nozaki [1996], collected at stations SA-12 and SA-7 respectively. North of the Solomon Sea, seawater samples were collected during the EUC-Fe cruise

2.3. Definition of the Lagrangian experiments

The Lagrangian experiments were defined in order to quantify the upper and lower thermocline transports between the geochemical stations referred as black points and crosses in Figures 5.3 and 5.4. Here we focus on the transport distribution upstream and downstream the Solomon Sea, which complements previous studies [Rodgers *et al.*, 2003;

Melet *et al.*, 2010a; Grenier *et al.*, 2011]. Four backward experiments were led with the $\frac{1}{4}^\circ$ global OGCM, between the Solomon Sea and the subtropics, and two with the $\frac{1}{12}^\circ$ regional OGCM, in the Bismarck Sea. Two experiments investigated the sources of the TW and CW entering the Coral Sea south of Vanuatu, conveyed by the North Caledonian Jet (NCJ) and are associated with the geochemical station Flu-43 (Figures 5.2, 5.3a and 5.4a). Two others identified the sources of the TW and CW entering the Solomon Sea, where the Gulf of Papua Current (GPC, SPICE community, 2012) and the North Vanutu Jet (NVJ) mix to form the New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU) [Kessler and Cravatte, submitted to JGR] and are associated to the geochemical station Flu-22 (Figures 5.2, 5.3b and 5.4b). The last two illustrated the pathways of the TW and CW flowing in the NGCU downstream Vitiaz Strait, along the PNG coasts and are associated to the geochemical station 28 (Figures 5.2, 5.3c and 5.4c). For each experiment, particles were initially injected at one station within a specific density range specified in Figure 5.5 as « injection criterion ». These particles were integrated backward in time until they reached the base of the mixed layer (to deduce their subduction zone) or one of the « section » defined in 5.5. The integration was performed during a sufficiently long period of time, varying from 5 years for the Bismarck Sea experiments to 30 years for the longest ones (see Figure 5.5), in order to be sure that a maximum of particles were intercepted by a section or by the mixed layer before the end of the integration time. The « interception criterion », which refers to the temporal and/or mixed layer interception, is given in Figure 5.5.

3. Results

3.1. Water mass pathways and transports

As shown by previous observations, the thermocline waters enter the Coral Sea via two strong westward currents located north and south of the Vanuatu : the North Vanuatu Jet and the North Caledonian Jet [Gasparin *et al.*, 2011; Gourdeau *et al.*, 2008; Qu and Lindstrom, 2002]. The NCJ and a part of the NVJ convey thermocline waters toward the Australian coasts and bifurcate equatorward and poleward. The northern branch flows past Queensland and Papua New Guinea coasts to form the GPC (locations are referenced in Figure 5.1). Before entering the Solomon Sea, southeast of the Louisiade Archipelago the GPC mixes with the second branch of NVJ that retroflects northward south of the Solomon Sea entrance without reaching the Gulf of Papua to form the NGCU [Kessler and Cravatte, 2013]. Here, we propose to i) characterize the subduction areas of these waters and their pathways to the Coral Sea and ii) quantify the transport of each source contributing to the formation of the thermocline waters in the Coral, Solomon and Bismarck Seas.

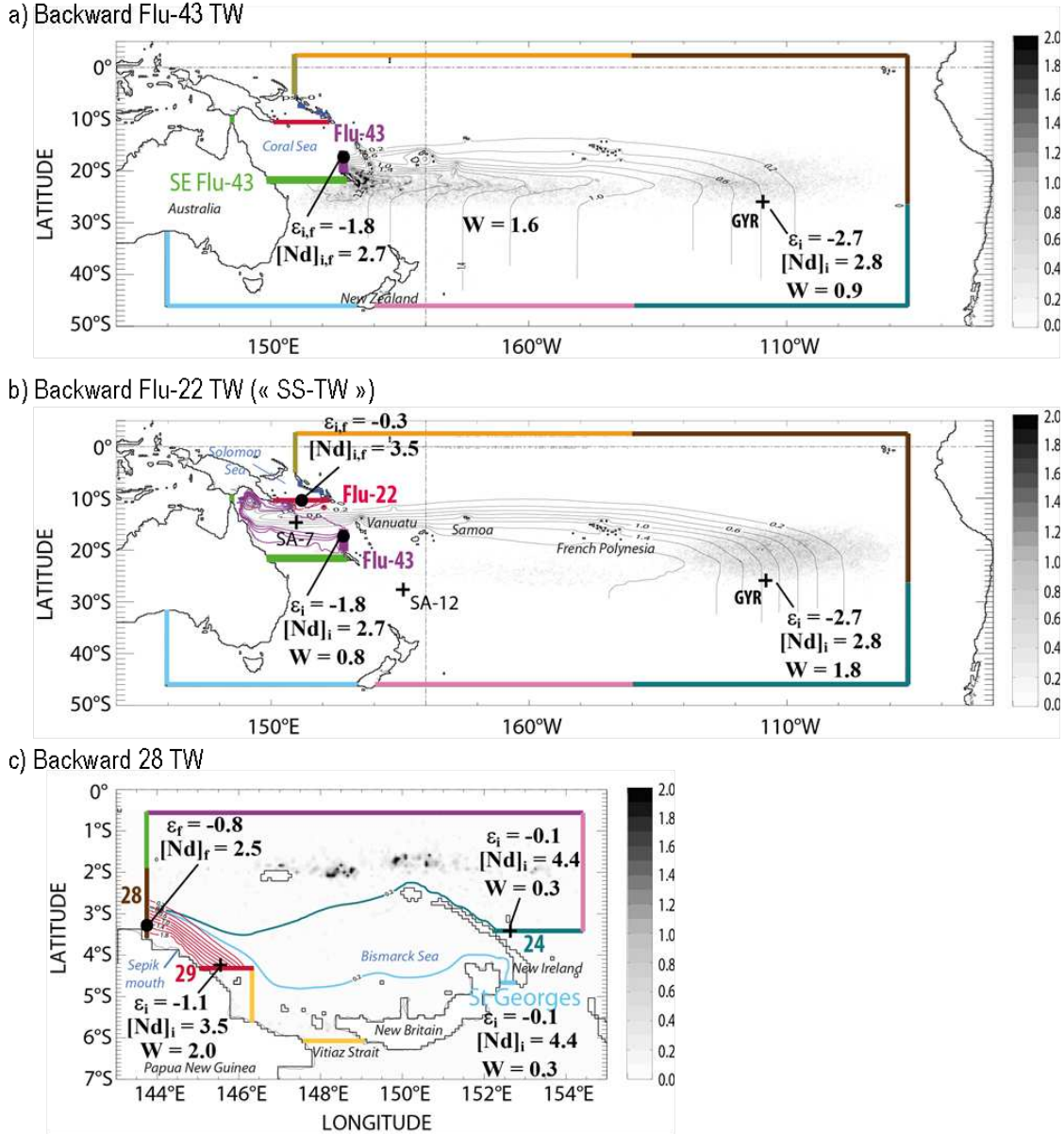


FIGURE 5.3 – Mean streamfunctions of the TW, contoured every 0.2 Sv, given by the backward experiments for a) Flu-43, b) Flu-22, and c) EUC-Fe 28. The colored sections delimit the box within which the particles are traced. The color of the streamline refers to the interception section. The grey patches represent the mixed layer interception, whose intensity is given by the associated grey scale bar (in 10^{-4} Sv). The black points refer to the geochemical stations identified in 5.2. The geochemical data (ϵ , dimensionless and $[Nd]$, in pmol kg^{-1}) and transports (W , in Sv) used for the calculation of the boundary exchange flux are reported for each major contributor. Nd concentrations of stations Flu-22 and Flu-43 were estimated from the data of SA-7 and SA-12 stations, respectively [Zhang and Nozaki, 1996].

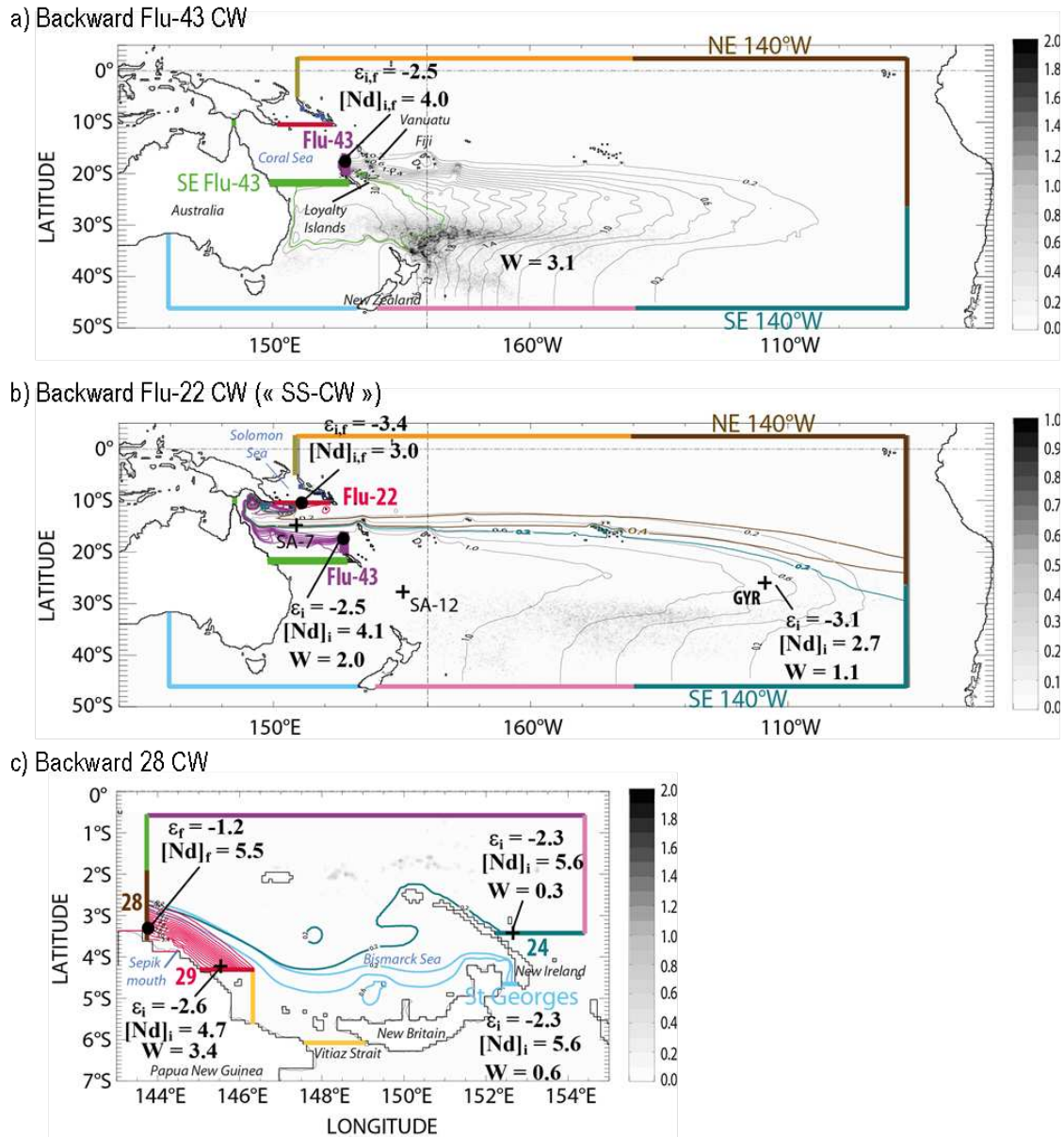


FIGURE 5.4 – As Figure 5.3, for the CW.

		1° BACKWARD FLU-43 TW		2° BACKWARD FLU-43 CW	
Injection criterion		24.3 ≤ ρ ≤ 25.3		25.8 ≤ ρ ≤ 26.5	
Interception criterion		mixed layer OR t > 30 years: 100%; 0%		mixed layer OR t > 30 years: 65%; 35%	
SECTIONS	Interception criterion	2.5	87%	3.1	79%
	meanders	0.2	7%	0.4	9%
	SE Flu-43	0.2	6%	0.3	7%
	NE 140°W	-	-	0.1	3%
	SE 140°W	-	-	0.1	2%
	TOTAL	2.9		3.9	
		3° BACKWARD FLU-22 TW		4° BACKWARD FLU-22 CW	
Injection criterion		24.3 ≤ ρ ≤ 25.3		25.8 ≤ ρ ≤ 26.5	
Interception criterion		mixed layer OR t > 30 years: 100%; 0%		mixed layer OR t > 30 years: 89%; 11%	
SECTIONS	Interception criterion	1.8	52%	1.1	23%
	Flu-43	0.8	24%	2.0	42%
	meanders	0.7	22%	0.8	17%
	NE 140°W	-	-	0.5	11%
	SE 140°W	-	-	0.2	5%
	TOTAL	3.4		4.7	
		5° BACKWARD 28 TW		6° BACKWARD 28 CW	
Injection criterion		24.3 ≤ ρ ≤ 25.3		25.8 ≤ ρ ≤ 26.5	
Interception criterion		mixed layer OR t > 5 years: 100%; 0%		mixed layer OR t > 5 years: 73%; 27%	
SECTIONS	30	2.0	75%	3.4	77%
	St Georges	0.3	11%	0.6	13%
	24	0.3	10%	0.3	6%
	TOTAL	2.6		4.4	

FIGURE 5.5 – Absolute (Sv) and relative (%) transports obtained for the 6 Lagrangian experiments. Only sources whose contribution is greater than 2% are reported, in bold if greater than 10%. The sources are defined as the different colored sections delimiting the boxes in Figures 5.3 and 5.4. The « injection criterion » specifies the density range within which particles were injected. A particle is stopped by one of the sections or when it encounters the mixed layer (defined as $\sigma_\theta - \sigma_0 \leq 0.01 \text{ kg m}^{-3}$ and counted in the « Interception criterion »). If the particle did not reach a section within the time limit allowed, it is also counted in the « Interception criterion ». The percentages detailed in the « Interception criterion » line correspond to the mixed layer interception (that is 100%, for instance, for experiment 1°) relative to the temporal interception (that is 0%, for instance, for experiment 1°).

The water mass pathways obtained from the Lagrangian experiments are illustrated by the mean streamfunctions in Figures 5.3 and 5.4 ; the main transports are summed up in Figure 5.5. The modeled pathways in the Coral Sea agree well with the circulation described above, strengthening our confidence in the pathways, transports and outcropping areas simulated by the Lagrangian analyses.

The modeled TW entering the Coral Sea by the NCJ (« NCJ-TW ») did subduct between 20°S and 25°S, slightly further north than *Qu and Lindstrom* [2002]'s suggestions, in two different regions (grey patches and thin black streamfunctions in Figure 5.3a) : ~40% (0.9 Sv) are subducting east of 140°W in the vicinity of station GYR, in the area of high surface evaporation (HSEA, 5.2) ; surprisingly, ~60% (1.6 Sv) are subducting west of 140°W mainly south and southeast of New Caledonia. Both TW turn westward around 23°S toward the Coral Sea. The backward experiment from station Flu-22 located at the entrance of the Solomon Sea reveals that part of these NCJ-TW bifurcates northward and mixes with TW conveyed by the NVJ (« NVJ-TW » ; Figure 5.3b) in the proportions of ~25% (0.8 Sv) and ~50% (1.8 Sv), respectively, before entering the Solomon Sea (Figure 5.5). The remaining fraction of TW entering the Solomon Sea (25%) is mainly associated with recirculation in the eastern part of the Solomon Sea [*Gasparin et al.*, 2012]. In the following this mixture of TW will be called the Solomon Sea TW (« SS-TW »). TW entering the Solomon Sea that flowed upstream in the NVJ did subduct in the HSEA, slightly northeast of station GYR, agreeing with *Tsuchiya et al.* [1989]'s suggestions. Downstream of the Solomon Sea, the modeled TW flowing along the PNG coasts up to 3°S (station 28) mainly exit the Solomon Sea via the NGCU through the Vitiaz Strait (not shown), as suggested by *Grenier et al.* [2011], *Melet et al.* [2010a] and *Tsuchiya et al.* [1989], flowing then past the coasts at the station 29 location (2.0 Sv - 75%). Only 10% originate from the Solomon Strait (station 24) and the St. George's Channel (Table 5.5 and Figure 5.3c).

Pathways of the underlying denser central waters (CW) are somewhat different. Those entering the Coral Sea by the NCJ (« NCJ-CW ») are mostly traced backward along an anticyclonic loop to their outcropping area northeast of New-Zealand (3.1 Sv ; 79% ; grey patches and thin black streamfunctions in Figure 5.4a), in agreement with suggestions of *Qu et al.* [2009], *Roemmich and Cornuelle* [1992] and *Tsuchiya* [1981]. The remaining flow is recirculating around New-Caledonia (green streamfunction). The backward experiment from station FLU-22 located at the entrance of the Solomon Sea shows that part of this NCJ-CW bifurcates northward to the Solomon Sea and mixes at its southern entrance with CW conveyed by the NVJ (« NVJ-CW » ; Figure 5.4b), in the following proportions : 42% (2.0 Sv) are NCJ-CW (station Flu-43), 23% (1.1 Sv) are NVJ-CW and 17% (0.8 Sv) are recirculating in the eastern part of the Solomon Sea (Figures 5.5 and 5.4b). The NVJ-CW are traced backward along a

wide anticyclonic loop to their subduction area southwest of station GYR, in the vicinity of 140°W-33°S. During their transit in the gyre, they flow close to the station GYR location. In the following this mixture of CW will be called the Solomon Sea CW (« SS-CW »). Finally, the modeled CW flowing along the PNG coasts up to 3°S mainly flow upstream at station 29 (3.4Sv ; 77%), after having exited the Solomon Sea via the NGCU through the Vitiaz Strait. Among the remaining 20%, 2/3 may exit the Solomon Sea by the St. George's Channel and 1/3 by the Solomon Strait (station 24 ; Figure 5.4c).

3.2. Neodymium exchange fluxes between the continental margins and the water masses

Exchange fluxes between water masses and margins were estimated using a simple box model describing the input and output fluxes of the Nd parameters [Figure 5.6 ; *Lacan and Jeandel, 2005b*]. However, because water transports are deduced from realistic and high resolution OGCM simulations, the parameters of the box model are better constrained than in this former study. This model calculates the fluxes required to balance Nd concentrations and ICs between the incoming and outgoing water masses, assuming isopycnal mixing only. These fluxes are the flux of dissolved Nd imported from the margins to the water mass ($F_{ex,tot}$) and the flux of dissolved Nd exported from the water mass toward the sediments due to adsorption of dissolved Nd on the particles, process called « scavenging » ($F_{sc,tot}$). When two different sources are feeding the water exiting the box, the required parameters to perform the model calculation are : the source transports W and W' , the initial and final Nd concentrations and ϵ_{Nd} of the water masses ($[Nd]_i$, $[Nd]'_i$ and $[Nd]_f$ and ϵ_i , ϵ'_i and ϵ_f , respectively), the isotopic compositions of external fluxes, that are the margins encountered along the two pathways of the sources (ϵ_{ex} and ϵ'_{ex}), and the isotopic compositions of scavenging fluxes (ϵ_{sc} and ϵ'_{sc}), that are included in the variation range of the water mass isotopic composition $[\epsilon_i, \epsilon_f]$. Assuming steady state and mass conservation, we obtain the following equations :

$$(W + W') \times [Nd]_f = W \times [Nd]_i + W' \times [Nd]'_i + F_{net,tot} \quad (5.1)$$

$$(W + W') \times \epsilon_f \times [Nd]_f = W \times \epsilon_i \times [Nd]_i + W' \times \epsilon'_i \times [Nd]'_i + F_{ex} \times \epsilon_{ex} + F'_{ex} \times \epsilon'_{ex} - F_{sc} \times \epsilon_{sc} - F'_{sc} \times \epsilon'_{sc} \quad (5.2)$$

where $F_{net,tot} = F_{ex,tot} - F_{sc,tot}$, $F_{ex,tot} = F_{ex} + F'_{ex}$ and $F_{sc,tot} = F_{sc} + F'_{sc}$

We use this box model to estimate the geochemical fluxes received by the waters entering the Solomon Sea, along their pathways from the southeastern Pacific – GYR station – and from north of New Caledonia – Flu-43 station – (backward experiments from Flu-22 station : Figures 2b and 3b). We were also able to quantify the geochemical fluxes received by the thermocline waters in the Bismark Sea along the PNG coast (backward experiments from station 28 : Figures 5.3c and 5.4c). However, the lack of published Nd data in the subduction areas of NCJ-TW and NCJ-CW (Figures 5.3a and 5.4a) prevented us from estimating the geochemical fluxes underwent upstream by the waters flowing in the North Caledonian Jet.

3.2.1. Total net fluxes

Equation 5.1 allowed us to determine the total net flux $F_{net,tot}$ for each experiment. These net fluxes $F_{net,tot}$ are reported in Figure 5.6b ; their sign indicates which flux (input or scavenging) is dominant along the pathways of the different thermocline waters. The error bars were calculated by the statistic formula of error propagation.

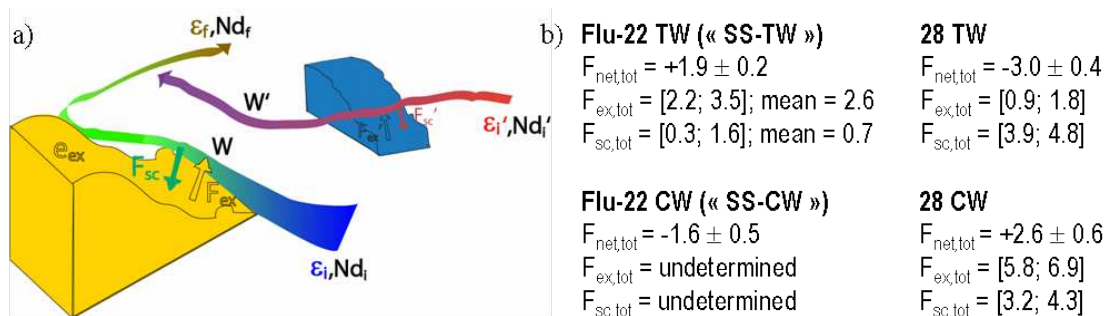


FIGURE 5.6 – a) : schematic description of the boundary exchange principle. It illustrates the Nd evolution of a water mass along its transit, initially characterized by an isotopic composition (IC) ϵ_i and a concentration Nd_i . Each arrow represents a water mass and the color code refers to the IC of each element (margin or water mass). In the box model, two processes can change these initial Nd parameters ϵ_i (blue) and Nd_i : i) boundary exchange with a continental margin characterized by a different IC ϵ_{ex} (yellow), ii) mixing with a water mass characterized by different Nd parameters, ϵ'_i (red) and Nd'_i . The boundary exchange is defined by two fluxes : the Nd flux supplied by the margin F_{ex} , that modifies the IC of the water mass (green), and the Nd flux removed from the water mass toward the sediment F_{sc} that balances the concentration budget. The net flux is defined as $F_{net} = F_{ex} - F_{sc}$. W and W' are the transport of the water masses determined by the Lagrangian analysis. The output values of the box model refer to the resulting water mass Nd parameters, ϵ_f (brown) and Nd_f . b) Total net fluxes $F_{net,tot}$ calculated from Equation 5.1 and ranges and mean values of $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$ calculated according to the different hypotheses (detailed in Section 3.2.2 for station 28 and in the appendix for station Flu-22), for each studied water mass (in tons of Nd per year). The estimations of the exchange fluxes occurring along the Flu-22 CW are not reported because they were too variable, precluding us from suggesting a likeable estimation.

External Nd inputs clearly dominate Nd scavenging along the transit of the SS-TW before entering the Solomon Sea ($F_{net,tot} = +1.9 \pm 0.4$ t(Nd) yr⁻¹; Figure 5.3b). Contrastingly scavenging of dissolved Nd prevails over PNG margin inputs along the pathways followed by the TW along the PNG coasts in the Bismarck Sea ($F_{net,tot} = 3.0 \pm 0.4$ t(Nd) yr⁻¹; Figure

5.3c). At these densities, waters are thus enriched in Nd along their transit in the Southwestern Pacific before their entrance in the Solomon Sea, and depleted from their Nd content along the PNG coast.

Surprisingly, only ~100 meters below, within the Central Waters, tendencies are reversed (Figures 5.4). Central waters are depleted from their Nd content along their transit in the Southwestern Pacific before their entrance in the Solomon Sea, and enriched in Nd along the PNG coast. The negative F_{net} calculated for the SS-CW suggests a dominant scavenging of dissolved Nd ($F_{net,tot} = 1.6 \pm 0.5 \text{ t(Nd) yr}^{-1}$; Figure 5.4b). The Nd concentration drops between the entrance of the Coral Sea (Flu-43) and the entrance of the Solomon Sea (Flu-22) implicitly suggest that scavenging is particularly active during the NCJ-CW transit along the Australian and Papua coasts (purple streamfunctions in Figure 5.4b). Contrastingly, external inputs of Nd dominate its removal by scavenging as the CW flow along the coasts of PNG and New Ireland ($F_{net,tot} = +2.6 \pm 0.6 \text{ t(Nd) yr}^{-1}$; Figure 5.4c). Note that for both thermocline levels, the net fluxes are larger for the water masses flowing downstream the Solomon Sea, along the PNG coasts.

3.2.2. Total supply and scavenging fluxes quantified for water masses flowing along the PNG coasts (28 TW and 28 CW experiments)

To go further, we now want to estimate the values of scavenging and input fluxes along the pathways of the waters flowing along the PNG coast at station 28. Equation 5.2 presents 4 unknowns (F_{ex} , F'_{ex} , F_{sc} and F'_{sc}) that cannot be determined through the two-equation system without making assumptions. For the 28 TW and 28 CW experiments, we first consider only the pathway that comes from station 29. Indeed the Lagrangian experiments show that the major part of the transport constituting the upper and lower thermocline waters of station 28 follows this pathway (Figure 5.5 and red streamfunctions of Figures 5.3c and 5.4c). From this assumption, we quantified F_{ex} and F_{sc} and, those values fixed, we were then able to quantify the likely F'_{ex} and F'_{sc} associated to the minor pathways (blue and green streamfunctions of Figures 5.3c and 5.4c).

The isotopic signature of the PNG margin – ϵ_{ex} – was determined from measurements on sediment samples collected in the Bismarck Sea, between stations 28 and 29 ($\epsilon_{ex} = +2.8$) in the framework of this study. We chose to calculate the fluxes $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$ in two ways : i) assigning ϵ_{sc} to ϵ_i ; ii) assigning ϵ_{sc} to ϵ_f . This choice is justified in the footnote of the appendix. We obtained two values for each flux, one when considering $\epsilon_{sc} = \epsilon_i$ and another when considering $\epsilon_{sc} = \epsilon_f$, and we finally expressed the fluxes $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$ as ranges of values included between these two values. They are reported in Figure 5.6b.

For the TW flowing along the PNG coasts in the Bismarck Sea, scavenging of dissolved Nd prevails over PNG margin inputs (Section 3.2.1). F_{ex} varies between 0.4 t(Nd) yr⁻¹ – for $\epsilon_{sc} = \epsilon_i$ – and 0.6 t(Nd) yr⁻¹ – for $\epsilon_{sc} = \epsilon_f$ – and, similarly, F_{sc} varies between 2.3 and 2.5 t(Nd) yr⁻¹. The weak F_{ex} is due to close ϵ_{Nd} values at stations 29 and 28 that can be regarded as similar considering the error bar of each ϵ_{Nd} value (see Figure 5.5 of Grenier *et al.* [2013]); therefore, one should consider very cautiously this flux estimation. Comparing the F_{net} along this pathway (-1.9 t(Nd) yr⁻¹) to the net and total value determined by the equation 5.1 (-3.0 t(Nd) yr⁻¹), reveals that the minor sources reaching station 28 (blue and green stream functions of Figure 5.3c) would also experience dominant scavenging along their transit. Using equation 5.2, we quantified total $F_{ex,tot} = [0.9; 1.8]$ t(Nd) yr⁻¹ and $F_{sc,tot} = [3.9; 4.8]$ t(Nd) yr⁻¹, the smallest value referring to $\epsilon_{sc} = \epsilon_i$ and the largest one to $\epsilon_{sc} = \epsilon_f$ (Figure 5.6b).

Contrastingly, dominant Nd supply fluxes are found for the CW, mainly associated to the water masses following the major pathway (red streamfunctions in Figure 5.4c; $F_{ex} = [4.8; 5.6]$ t(Nd) yr⁻¹ and $F_{sc} = [2.1-2.8]$ t(Nd) yr⁻¹, the smallest values being again associated to $\epsilon_{sc} = \epsilon_i$). Balanced and smallest fluxes are quantified along the minor pathways, leading to total net fluxes equal to $F_{ex,tot} = [5.8; 6.9]$ t(Nd) yr⁻¹ and $F_{sc,tot} = [3.2; 4.3]$ t(Nd) yr⁻¹ (Figure 5.4b). Although supplies of Nd dominate along this water trajectory, both calculated fluxes of Nd supply and removal are significant.

3.2.3. Supply and scavenging fluxes qualified for water masses constituting the Solomon Sea thermocline (Flu-22 TW and Flu-22 CW experiments)

Regarding the Flu-22 TW and Flu-22 CW experiments, none pathway dominated sufficiently the other to allow us to make a similar assumption. The under-determined system of two equations and four unknowns (F_{ex} , F'_{ex} , F_{sc} , F'_{sc}) led us to proceed to different hypotheses that decreased the robustness of the flux quantifications. The tested hypotheses are summarized in the appendix (see text and Figure 5.8), as well as the flux quantifications resulting from these different hypotheses (Figure 5.9). Without going into details, hypotheses are about the location of the scavenging, and the assumption that all the geochemical enrichments are occurring along one of the two pathways. Then we tested the sensitivity of our results to these hypotheses. For each hypothesis, we obtained ranges of values for $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$ and we considered the most extreme values among them to define the final range within which $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$ are expressed in Figure 5.6b. To be cautious and not over-interpret these estimations, we will only present, for each layer, which flux seems to significantly influence the $F_{net,tot}$.

Along the transit of the SS-TW, it is interesting to note that whatever the assumption made, the $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$ fluxes estimates are very similar, giving us confidence in our re-

sults (Figure 5.6b, Figure 5.9). The positive $F_{net,tot}$ is mainly explained by a significant $F_{ex,tot}$ close to 2.6 t(Nd) yr⁻¹ meaning that the waters seem to be mostly affected by Nd supplies along their pathways. The scavenging along these pathways is much smaller, around 0.7 t(Nd) yr⁻¹.

On the contrary, the fluxes estimated along the transit of the SS-CW are very variable according to the different hypotheses, mostly reflecting the lack of Nd data to constrain correctly the water masses and sources. This precluded any clear conclusion about the intensity of the fluxes yielding the negative $F_{net,tot}$ (see Figure 5.9 in the appendix) : we are not able to say whether the negative $F_{net,tot}$ results from both significant Nd supply and removal fluxes, or only from Nd removal along their pathways.

3.2.4. Strategy suggested for future works based on this coupled approach of virtual/real tracer

The different limitations encountered in this study, mainly due to its pioneer nature, yielded us to propose a strategy to improve the exchange flux calculations, and more generally to conduct geochemical data acquisition.

The Lagrangian analyses coupled to OGCM outputs should be performed as a preliminary step during the sampling cruise preparation, because it is of considerable help to define sampling strategy. For a considered water mass, its source locations and properties should be characterized with a model, as well as their pathways and the potential horizontal and vertical mixings that they could undergo. These characterizations will help to sample the targeted water mass.

Then, the sampling strategy should explore key locations – sources ; upstream and downstream from mixings ; along the margins – as illustrated in Figure 5.7 and detailed in its caption.

The robustness of the exchange flux calculations also sits in the spatial scale of the study area, to limit the complexity of the water mass circulation and of its geochemical content evolution : the more regional is the scale, the more constrained is the calculation, the more precise are the flux quantifications. The improvement of the characterization of exchange processes, in terms of fluxes, kinetics and nature, seems to rest on relatively regional or local scale studies.

4. Discussion and conclusions

This original coupled approach, using simulations from a realistic OGCM and in situ Nd data, allowed us to characterize the subduction areas, pathways and transports of the South-

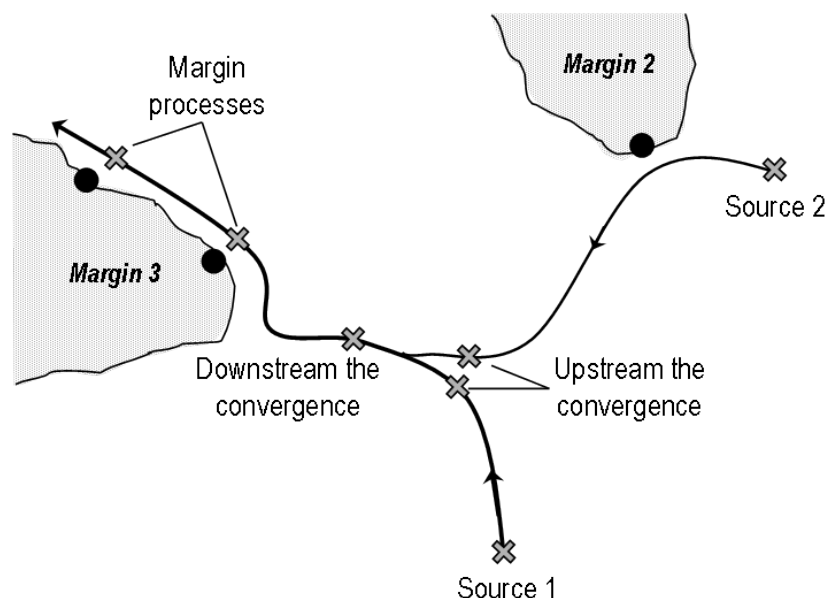


FIGURE 5.7 – Schematic description of the key samples (grey crosses) needed to better constrain and estimate the Nd exchange fluxes occurring along water mass pathways (black lines), suggested on the basis of the limitations encountered in this study. The water masses should be sampled at their source and upstream from any convergence, to avoid under-determined system and, thus, allow a calculation that only includes one water mass, for each source. To verify the robustness of the relative contributions of water mass sources calculated through the Lagrangian experiments, a sample should be collected downstream from any convergence, to compare its parameters with those of the « upstream convergence » samples. Finally, at least two samples should be collected as a water mass begins and finishes to flow past a margin, to better constrain the exchange processes, their quantifications and their kinetics. The boundary exchange quantification implies also to constrain as precisely as possible the potential sedimentary sources of Nd. For that purpose, sediment samples should be collected to characterize the margins along which the water masses flow (black circles).

western tropical thermocline waters and therefore to refine – at different degrees according to the water masses – the neodymium (Nd) fluxes underwent by these waters along their routes.

An important result of this study is that the upper thermocline (TW) and lower thermocline (CW) waters have different subduction zones, pathways and different geochemical enrichments as they flow from the southern subtropics to the equator, into the Coral Sea and out of the Solomon Sea.

At the southern entrance of the Solomon Sea, the SS-TW are predominantly originating from the NVJ (52%), and formerly subducted between 130°W and 90°W, just north of station GYR. On the contrary, the SS-CW are predominantly originating from the NCJ (42%) and formerly subducted northeast of New-Zealand, confirming the suggestions of *Tsuchiya* [1981], *Tsuchiya et al.* [1989], and *Qu et al.* [2009] (Figures 5.3b, 5.4b and Figure 5.5). These results are in agreement with the shallow (deep) extensions of the NVJ (NCJ) revealed by *Gourdeau et al.* [2008] and the fact that the bifurcation at the Australian coast is vertically tilted [*Qu and Lindstrom*, 2002] : NVJ-TW, NVJ-CW and NCJ-CW mainly bifurcate northward, whereas NCJ-TW mostly bifurcate southward. This difference of predominant origin between the SS-TW and SS-CW implies different predominant pathways on each density layer and, potentially, different geochemical content evolutions. Notably, a larger transport of SS-CW (compared to the SS-TW one) flows past the PNG coasts, due to the NCJ predominant contribution.

The upstream Nd exchanges also differ between the upper and lower thermocline waters entering the Solomon Sea. The net Nd enrichment of the upper thermocline (SS-TW) likely results from external inputs supplied along their transit (Figure 5.6b). The ϵ_{Nd} values of rocks and sediments constituting the south Tropical Pacific compiled in Figure 12a of *Grenier et al.* [2013] indicate that waters entering the southern Solomon Sea via the NVJ (NVJ-TW), that is more than 50% of the SS-TW, flow past more radiogenic areas than those entering via the NCJ (NCJ-TW). This suggests that French Polynesia, Samoa and Vanuatu could be the major contributors to this Nd input (Figure 5.3b). Contrasting with the SS-TW, the SS-CW seems to undergo strong net scavenging before entering the Solomon Sea ($F_{net,tot} = -1.6 \pm 0.5$ t(Nd) yr⁻¹, Figure 5.7b), specifically along the Australian coast, although we could not determine the strength of each exchange flux (see section 3.2.3). Better documentation of the South western Pacific waters and sources that will be allowed by the recent PANDORA cruise results (GEOTRACES section GP12, July 2012) is therefore strongly expected. Similarly, the lack of Nd data in the vicinity and north of New-Zealand, in the subduction zone of CW waters, prevented us to compute geochemical fluxes for the CW waters upstream their entrance into the Coral Sea.

Within the Bismarck Sea, the TW are rather depleted of their Nd content (28 TW ; Figures 5.3c and 5.6b). The Nd scavenging may occur during the NGCU convey of the TW near the narrow and steep canyon characterizing the PNG Sepik River mouth surroundings. Indeed, this uneven bathymetry can form high particle concentration layers – called Intermediate Nepheloid Layers – that could readily adsorb Nd [Kineke *et al.*, 2000]. The strong trapping potential of sediment resuspension deposited in the delta of some passive margins for particle reactive elements such as Nd could also be hypothesized as an explanation for this high Nd scavenging [Kuehl *et al.*, 2004]. Contrasting with the upper layer, the CW of the Bismarck Sea (28 CW) exhibit the strongest dissolved Nd enrichment among the thermocline waters studied here (Figure 5.6b). This result confirms previous suggestions about the crucial role of the PNG margins in the geochemical enrichment of equatorial cold tongue [Grenier *et al.*, 2013; Lacan and Jeandel, 2001; Radic *et al.*, 2011; Slemons *et al.*, 2010]. The CW flowing along PNG coast near station 28 are the only waters where both $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$ are clearly significant, besides relatively high, suggesting that the PNG coasts of the Bismarck Sea is an important area for BE, at least at this density level (Figure 5.6b). One weakness of these flux quantifications is the lack of Nd concentrations at station 29, which forced us to estimate them from station SA-7 of Zhang and Nozaki [1996]. The PANDORA cruise results will document the Nd parameter of the thermocline waters flowing through Vitiaz Strait and St. George's Channel and will allow us to verify whether our concentration estimations at station 29 are consistent or not.

Another way to assess the hypothesis that BE process is enhanced along the PNG coasts in the Bismarck Sea, in the vicinity of the Sepik River mouth, is to compare the flux of sedimentary Nd discharged by the Sepik River on the shelf/slope and transported offshore, to the flux of dissolved Nd transported within the thermocline waters. Kuehl *et al.* [2004] estimated that, among the total sediment discharged by the Sepik [$\sim 80 \text{ Mt yr}^{-1}$; Chappell, 1993], only $\sim 10\%$ accumulates on the adjacent shelf and slope. The remaining fraction presumably escapes offshore via gravity flows – called hyperpycnals – through a submarine canyon ($\sim 72 \text{ Mt yr}^{-1}$ of sediments). The mean concentration of Nd measured in the sediment and rocks of the Bismarck Sea area is 16 ppm [extracted from the EarthChem database, region n° 2 of Figure 12a, Grenier *et al.*, 2013]. Therefore, the flux of sedimentary Nd associated to the Sepik River discharge is estimated to $130 \text{ t(Nd) yr}^{-1}$ accumulated on the shelf and slope and $1150 \text{ t(Nd) yr}^{-1}$ transported offshore by the hyperpycnals. The dissolved Nd flux transported by the thermocline waters in this area is deduced from the simulated transports for the TW and the CW along the PNG coasts and their mean dissolved Nd concentrations (3.0 pmol kg^{-1} for the TW, 5.0 pmol kg^{-1} for the CW). The resulting fluxes of dissolved Nd are estimated to 30 t(Nd) yr^{-1} for the TW and to 80 t(Nd) yr^{-1} for the CW, that is a total of $110 \text{ t(Nd) yr}^{-1}$.

Comparison of both solid and dissolved Nd fluxes yields to elevated particulate/dissolved ratios : roughly 1/1 for the waters flowing along the shelf and slope and up to 10/1 for the waters potentially crossing the hyperpycnal. These are upper limits because we only consider the flux of dissolved Nd of the thermocline waters and not of the entire water column, a huge part of the water column transport being associated to the thermocline waters in this area [Cravatte *et al.*, 2011; Grenier *et al.*, 2011]. These particulate Nd fractions are very high in comparison to those measured in the open ocean [5%, Bertram and Elderfield, 1993; Jeandel *et al.*, 1995]. Such high ratio could support strong exchange between the sedimentary Nd of the PNG margins and the dissolved Nd. These important exchange fluxes occur in less than a month, which is the mean residence time simulated for the CW between stations 29 and 28, underlining that sediment/water interactions are characterized by rapid kinetics. This timescale is consistent with recent lab-experiment results which evidenced that Nd is released from riverine or shelf basaltic sediments on weekly scale [Pearce *et al.*, 2013]. This study also showed that a fraction of this released Nd is subsequently removed from the solution because of secondary phase precipitation. Thus, experimental results strongly confirmed that particle/solution exchange is occurring on timescales consistent with our field observations.

The opposite F_{net} found between the upper and lower thermocline waters flowing along the PNG coasts (Figure 5.6b) is consistent with the fact that dissolved iron (Fe) maximum is found in the lower thermocline only [Radic *et al.*, 2011; Slemons *et al.*, 2010] whereas the particulate Fe maximum is found in the upper thermocline, along the equator [Figure 5 of Slemons *et al.*, 2012]. These results suggest that a larger export of sedimentary particles may occur within the TW than within the CW. These opposite F_{net} underline the complexity of the relationship between the water transport and its geochemical enrichment. In our area at least, the bathymetry, the particulate activity and the river discharge might strongly impact the geochemical content of the water masses.

The coupling between physical modeling and geochemical tracers proposed here is a novel approach. The water transport quantification from model outputs allows refined flux estimation, crucial for calculating the most realistic dissolution rate yielding the calculated Nd release. Clearly, the limiting factor here is the small number of Nd concentration measurements, which often lead us to make approximations and assign to some stations concentration values measured at other stations. Also, one should not forget that an important difference between the virtual and the real tracer approaches is the time scale difference : each geochemical measurement represents a synoptic data and, in our study, the measurements used for the calculations come from samples collected during different

cruises ; by contrast, the water mass transports are simulated from OGCM outputs that are integrated over years and, consequently, smooth the temporal variability of the transports. To reduce this time scale difference, it should be ideal to replicate the geochemical stations at different seasons and years to assess the geochemical variability and try to define mean values. GEOTRACES will hopefully reduce the gap between physical and geochemical samples amount. This will help improving our knowledge of the land-to-ocean fluxes, an urgent task.

Acknowledgments.

William S. Kessler and Florent Gasparin are thanked for their fruitful scientific advices concerning the water mass pathways. The authors also want to thank William S. Kessler and Nicholas Hall for their English advices. Captains and crews of the R/V Kilo Moana and Alis, as well as the chief scientists of the EUC-Fe cruise, James W. Murray, and the FLUSEC cruise, Christophe Maes, are also greatly acknowledged. The authors want to thank James W. Murray and Luc Beaufort for sharing sediment samples collected close to PNG coast, in the Bismarck Sea and in the Gulf of Papua, respectively. This work is co-funded by the National Science Foundation (Grant no. NSF-OCE-0425721), by the Agence Nationale de la Recherche (project ANR-09-BLAN-0233-01) and by INSU/LEFE/CYBER projects IDAO and ISOFERIX; it is a contribution to the GEOTRACES and CLIVAR/SPICE International programs (<http://www.geotraces.org>; <http://www.clivar.org>; <http://www.solomonseaoceanography.org>).

Appendix

Assumptions made to estimate export and scavenging fluxes of Flu-22 TW (SS-TW) and Flu-22 CW (SS-CW)

For experiments Flu-22 TW and Flu-22 CW, in order to have an estimation of each total supply ($F_{ex,tot}$) and scavenging flux ($F_{sc,tot}$) from which results $F_{net,tot}$, we carried out different assumptions, fixing different parameters of equation 5.2, which allowed us to estimate the different unknowns. Then, we assessed their sensitivity by varying different parameters. The approach followed for the different assumptions is summarized in Figure 5.8 and detailed below.

1. Hypothesis A : we made the assumption of independent contributions, meaning that each trajectory constituting the final thermocline water contributes alone to the ϵ_{Nd} and Nd concentration changes. Under this assumption, the two-equation system becomes :

$$\begin{cases} W \times [Nd]_f = W \times [Nd]_i + F_{ex} - F_{sc} \end{cases} \quad (5.3)$$

$$\begin{cases} W \times \epsilon_f \times [Nd]_f = W \times \epsilon_i \times [Nd]_i + F_{ex} \times \epsilon_{ex} - F_{sc} \times \epsilon_{sc} \end{cases} \quad (5.4)$$

$$\begin{cases} W' \times [Nd]_f = W' \times [Nd]'_i + F'_{ex} - F'_{sc} \end{cases} \quad (5.5)$$

$$\begin{cases} W' \times \epsilon_f \times [Nd]_f = W' \times \epsilon'_i \times [Nd]'_i + F'_{ex} \times \epsilon'_{ex} - F'_{sc} \times \epsilon'_{sc} \end{cases} \quad (5.6)$$

1.1 Hypotheses A_i and A_f : in this first case of independent contribution assumption, we calculate the 4 fluxes F_{ex} , F'_{ex} , F_{sc} and F'_{sc} for the extreme values that can be assigned to ϵ_{sc} and ϵ'_{sc} ¹ :

- Hypothesis A_i : the scavenging fluxes occur at the beginning of the trajectories and each scavenging flux is assigned to the initial isotopic compositions, i.e. $\epsilon_{sc} = \epsilon_i$ and $\epsilon'_{sc} = \epsilon'_i$,

- Hypothesis A_f : the scavenging fluxes occur at the end of the trajectories and each scavenging flux is assigned to the final isotopic composition, i.e. $\epsilon_{sc} = \epsilon'_{sc} = \epsilon_f$. We are aware of how strong is the hypothesis of independent contribution ; we only use these calculations

1. Defining ϵ_{sc} – the isotopic signature of the water mass during scavenging process – is required for the calculation of $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$. In a realistic ocean, ϵ_{sc} is a combination of ϵ_i and ϵ_f . However, this combination cannot be determined in case of offline inverse calculation. Previous studies assigned the final ϵ_f value to the scavenging fluxes, making the assumption of a homogenized water mass within the box [e.g. *Lacan and Jeandel, 2005b*]. To assess the impact of this hypothesis on the flux estimates and their sensitivity to this parameter, we performed two flux calculations : i) one considering $\epsilon_{sc} = \epsilon_i$, which supposes that scavenging occurs just downstream of station 29 location (see red segment in Figures 5.4c and 5.6c) ; ii) the other considering $\epsilon_{sc} = \epsilon_f$, which supposes that scavenging occurs just at station 28 (see black point in Figures 5.4c and 5.6c). The « true » value should be found between these two values.

as preliminary results to estimate the range of values within which these fluxes likely are.

1.2 Hypotheses $A_{i,F}$, $A_{i,F'}$, $A_{f,F}$ and $A_{f,F'}$: we now consider dependent contributions of the initial Nd parameters of the water masses to the eNd and Nd concentration changes.

- Hypothesis $A_{i,F}$: considering $\epsilon_{sc} = \epsilon_i$ and $\epsilon_{sc}' = \epsilon_i'$, we make F_{ex} and F_{sc} vary around the value we found previously and calculate F_{ex}' and F_{sc}' . - Hypothesis $A_{i,F'}$: considering $\epsilon_{sc} = \epsilon_i$ and $\epsilon_{sc}' = \epsilon_i'$, we make F_{ex}' and F_{sc}' vary around the value we found previously and calculate F_{ex} and F_{sc} . - Hypothesis $A_{f,F}$: considering $\epsilon_{sc} = \epsilon_{sc}' = \epsilon_f$, we make F_{ex} and F_{sc} vary around the value we found previously and calculate F_{ex}' and F_{sc}' . - Hypothesis $A_{f,F'}$: considering $\epsilon_{sc} = \epsilon_{sc}' = \epsilon_f$, we make F_{ex}' and F_{sc}' vary around the value we found previously and calculate F_{ex} and F_{sc} .

ϵ_{ex} values are fixed following the available ϵ_{Nd} data of sediments we get via direct measurements or via the geological database EarthChem (<http://www.earthchem.org>).

2. Hypothesis B : we consider the dependence of each water mass contribution to the ϵ_{Nd} and Nd concentration changes and we test the flux sensitivity to ϵ_{Nd} values assigned to F_{ex} and F_{ex}' along the water mass pathways. To free ourselves from the under-determination of the equation system, we assume that $\epsilon_{ex} = \epsilon_{ex}'$ and $\epsilon_{sc} = \epsilon_{sc}'$. Under this assumption, we are now able to determine total fluxes $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$, which will be compared to the total fluxes $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$, determined in hypothesis A (Figure 5.8). To test the sensitivity of these fluxes to the ϵ_{ex} and ϵ_{sc} values, we make ϵ_{ex} and ϵ_{sc} vary between a likeable range of value. ϵ_{sc} values range between ϵ_i , ϵ_i' and ϵ_f values. ϵ_{ex} values range between the values defined for ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' in hypothesis A.

The total supply and scavenging fluxes obtained for each experiment Flu-22 TW and Flu-22 CW under the different hypotheses are represented in Figure 5.8.

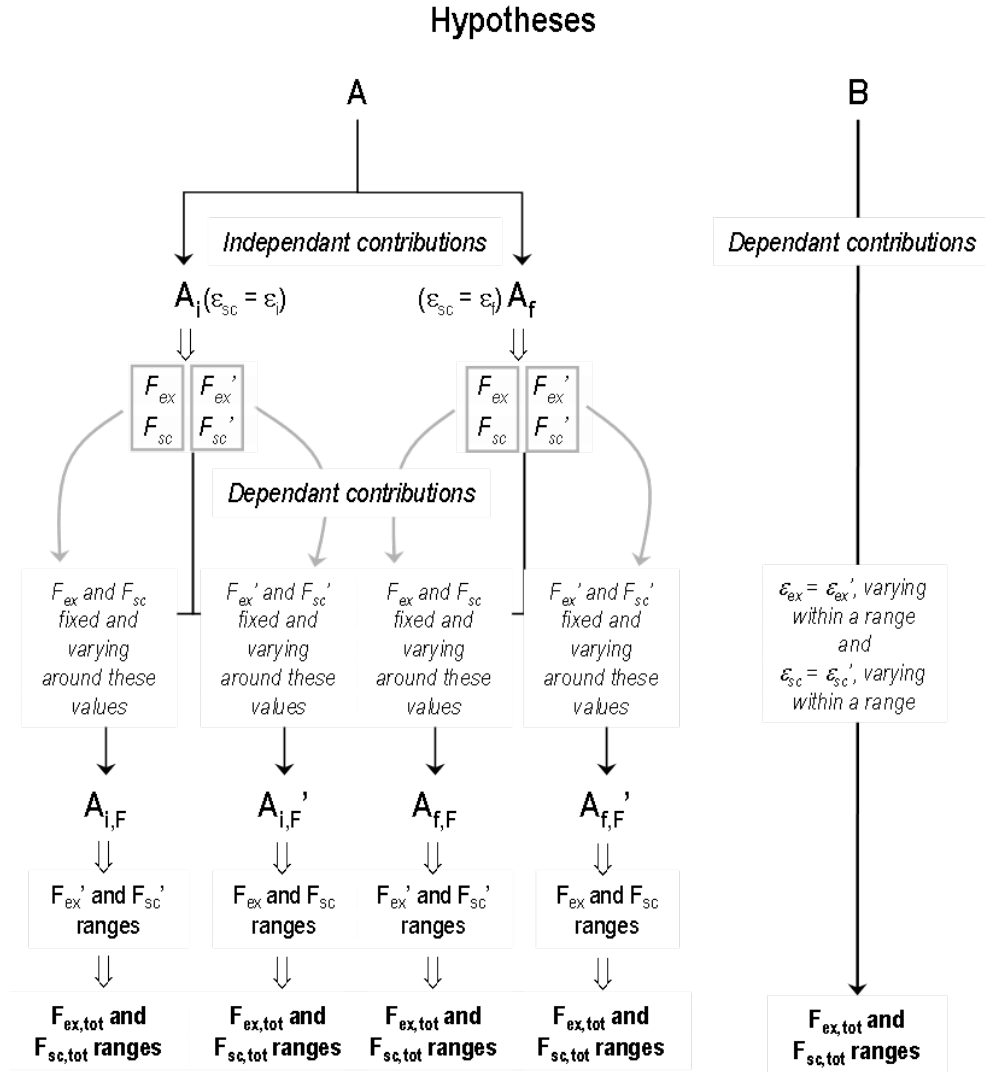


FIGURE 5.8 – Schematic description of the different hypotheses A – subdivided in $A_{i,F}$, $A_{i,F}'$, $A_{f,F}$, $A_{f,F}'$ – and B defined to estimate the total exchange fluxes $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$ from which results $F_{net,tot}$.

	Pathway	A_i	$A_{i,F}$	$A_{i,F'}$	A_f	$A_{f,F}$	$A_{f,F'}$	B	Data source and informations
a) Flu-22 TW (« SS-TW »)	Source ϵ_i : Flu-43	$\epsilon_{ex} = +4.1$	$\epsilon_{ex} = +4.1$	$\epsilon_{ex} = +4.1$	$\epsilon_{ex} = +4.1$	$\epsilon_{ex} = +4.1$	$\epsilon_{ex} = +4.1$	$\epsilon_{ex} = \epsilon_{ex}' =$ [+4.1; +6.5]	Mean ϵ_{Nd} values of samples of rocks and sediments of areas 3 and 7 of Grenier et al. (2013), extracted from the geochemical data set EarthChem
	Source ϵ_i' : GYR	$\epsilon_{ex}' = +6.5$	$\epsilon_{ex}' = +6.5$	$\epsilon_{ex}' = +6.5$	$\epsilon_{ex}' = +6.5$	$\epsilon_{ex}' = +6.5$	$\epsilon_{ex}' = +6.5$		
Flu-22 CW (« SS-CW »)	Source ϵ_i : Flu-43	$\epsilon_{ex} = \epsilon_{ex}' = -5.0$	$\epsilon_{ex} = \epsilon_{ex}' = -5.0$	$\epsilon_{ex} = \epsilon_{ex}' = -5.0$	$\epsilon_{ex} = \epsilon_{ex}' = -5.0$	$\epsilon_{ex} = \epsilon_{ex}' = -5.0$	$\epsilon_{ex} = \epsilon_{ex}' = -5.0$	$\epsilon_{ex} = \epsilon_{ex}' =$ [-5.0; -3.5]	- $\epsilon_{Nd} = -5.0$: measured on sediment samples collected in the Gulf of Papua. - $\epsilon_{Nd} = +6.5$: mean ϵ_{Nd} values of samples of rocks and sediments of area 7 of Grenier et al. (2013), extracted from the geochemical data set EarthChem - Hyp B: Resolution cannot be made within the range [-5.0; +6.5] since mathematically, formulae cannot be resolved for values greater than -3.5
	Source ϵ_i' : GYR	$\epsilon_{ex} = -5.0$ $\epsilon_{ex}' = +6.5$	$\epsilon_{ex} = -5.0$ $\epsilon_{ex}' = +6.5$	$\epsilon_{ex} = -5.0$ $\epsilon_{ex}' = +6.5$	$\epsilon_{ex} = -5.0$ $\epsilon_{ex}' = +6.5$	$\epsilon_{ex} = -5.0$ $\epsilon_{ex}' = +6.5$	$\epsilon_{ex} = -5.0$ $\epsilon_{ex}' = +6.5$		

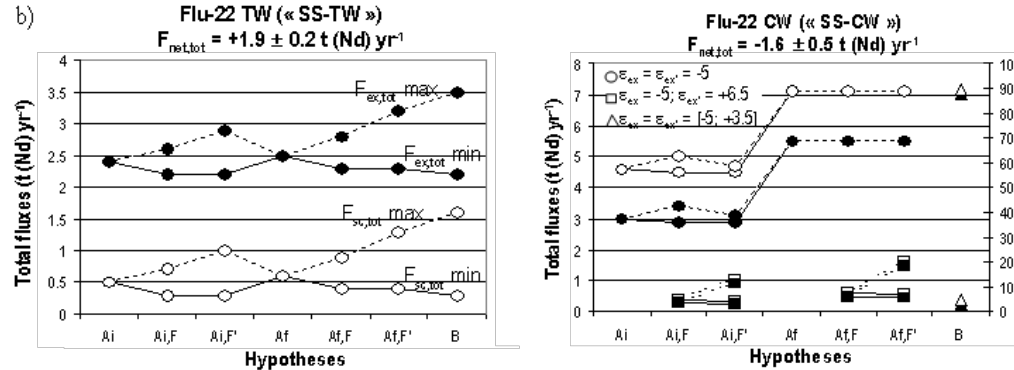


FIGURE 5.9 – a) Definition of the ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' values or ranges chosen for the calculation of the exchange fluxes, following the different hypothesis A and B. ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' values are defined following the ϵ_{Nd} data available via direct measurements of sediment samples or via the geological database EarthChem (see « Data source and information » column). The choice of these values is constrained by the necessity to obtain positive resulting fluxes (unless net fluxes that can be positive or negative). b) Calculated total fluxes $F_{ex,tot}$ (black symbols) and $F_{sc,tot}$ (white symbols), in tons of Nd per year, following the different assumptions made (hypotheses A_i , $A_{i,F}$, $A_{i,F'}$, A_f , $A_{f,F}$, $A_{f,F'}$ and B) for Flu-22 TW (left) and Flu-22 CW (right). The total net flux is reported below the name of each considered water mass. For each hypothesis where we make vary flux values ($A_{i,F}$, $A_{i,F'}$, $A_{f,F}$ and $A_{f,F'}$) or ϵ_{ex} and ϵ_{sc} values (hypothesis B), we report the minimum (continuous line) and maximum (dashed line) value of the total flux obtained. The difference between the $F_{ex,tot}$ maximum and the $F_{sc,tot}$ maximum and between the $F_{ex,tot}$ minimum and the $F_{sc,tot}$ minimum is constant, equal to $F_{net,tot}$. For CW, we identify by different symbols the calculations made for different choices of ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' values (see a)). No data are reported for the CW, under hypotheses A_i and A_f , for the choice of ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' values assigned to the squares because the resulting fluxes are negative. The larger flux scale on the right side of the graph associated to Flu-22 CW total fluxes is associated to the choices of ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' values represented by squares and by triangles.

5.3 Conclusions

Cette approche couplée de la modélisation physique aux mesures géochimiques *in situ* nous a permis, dans un premier temps, de caractériser les zones de subduction, les chemins et les transports des eaux formant les eaux de la thermocline tropicale sud-ouest, et dans un deuxième temps, d'affiner la valeur et la localisation des flux de Nd que subissent ces masses d'eau le long de leur chemin jusqu'à l'entrée de la Mer des Salomon et le long des côtes de PNG.

Un résultat important de l'étude est la différence i) de zones de subduction, ii) de chemins empruntés, et iii) d'enrichissements géochimiques des eaux de la thermocline supérieure (TW) et inférieure (CW) lors de leur transit depuis les subtropiques sud jusqu'à l'équateur, dans la Mer de Corail et dans la Mer de Bismarck.

A l'entrée sud de la Mer des Salomon, les TW de la Mer des Salomon (SS-TW) proviennent majoritairement du Jet Nord du Vanuatu (NVJ ; 52%) et ont majoritairement subductées entre 130°W et 90°W, juste au nord de la station GYR. A l'inverse, les CW de la Mer des Salomon (SS-CW) proviennent majoritairement du Jet Nord Calédonien (NCJ ; 42%) et ont majoritairement subductées au nord-est de la Nouvelle-Zélande, confirmant les suggestions de Tsuchiya [1981], de Tsuchiya *et al.* [1989], et de Qu *et al.* [2009] (Figures 5.3b, 5.4b and Figure 5.5). Ces résultats sont cohérents avec la faible extension verticale du NVJ et la forte extension verticale du NCJ mises en évidence par Gourdeau *et al.* [2008] et avec le fait que la bifurcation à la côte australienne est verticalement inclinée [Qu and Lindstrom, 2002] : les NVJ-TW, NVJ-CW et NCJ-CW bifurquent principalement vers le nord tandis que la NCJ-TW bifurque principalement vers le sud. Cette différence d'origine prédominante entre la SS-TW et la SS-CW implique des chemins prédominants empruntés à chacun des deux niveaux de densité différents et, ainsi, des évolutions de contenus géochimique potentiellement différentes. Notamment, un transport plus important de SS-CW (comparé à la SS-TW) s'écoule le long des côtes de la PNG, du fait de la contribution prédominante du NCJ.

Les flux d'échanges de Nd que subissent les eaux de la thermocline supérieure et inférieure en amont de la Mer des Salomon diffèrent aussi d'une couche à l'autre. L'enrichissement net de la thermocline supérieure (SS-TW) résulte probablement d'apports externes acquis au cours de son trajet (Figure 5.7b). Les valeurs d' ϵ_{Nd} des roches et sédiments constituant le Pacifique Tropical Sud, compilées en Figure 12a de Grenier *et al.* [2013] indiquent que les eaux entrant dans la Mer des Salomon via le NVJ (NVJ-TW), i.e. plus de 50% des SS-TW, s'écoulent le long de côtes plus radiogéniques que celles entrant via le NCJ (NCJ-TW). Cela suggère donc que la Polynésie Française, les îles Samoa et le Vanuatu pourraient être les contributeurs principaux à cet enrichissement (Figure 5.4b). Par contraste, les SS-CW semblent

subir un fort scavenging net au cours de leur transit amont de la Mer des Salomon ($F_{net,tot} = -1.6 \pm 0.5 \text{ t(Nd) yr}^{-1}$, Figure 5.7b), en particulier le long de la côte australienne, bien qu'il nous ait été impossible de quantifier chaque flux d'échange. Cette quantification devrait néanmoins être réalisable à partir des futurs résultats issus de la récente campagne PANDORA (section GP12 de GEOTRACES, juillet 2012) puisque cette campagne apportera de nombreuses nouvelles données concernant les caractéristiques physiques et géochimiques des eaux du Pacifique Sud-Ouest. De la même manière, le manque de données de Nd dans la région de la Nouvelle-Zélande et au nord, dans la région de subduction des eaux CW, a empêché la quantification des flux géochimiques des CW sur leur transit en amont de la Mer de Corail.

La thermocline supérieure des eaux de la Mer de Bismarck subit un appauvrissement de son contenu en Nd lors de son transit le long des côtes de PNG (Figures 5.4c et 5.7b). Ces TW pourraient subir un scavenging de Nd lors de leur écoulement dans le voisinage de l'embouchure de la rivière Sépik, caractérisée par une bathymétrie accidentée. En effet, de profonds et étroits canyons sous-marins pourraient engendrer la formation de couches de forte concentration particulaire, favorables à l'adsorption du Nd dissous dans l'eau [Kineke *et al.*, 2000]. Une autre explication à ce fort scavenging de Nd pourrait aussi provenir du sédiment déposé dans le delta de certaines marges passive, qui, lors de sa remise en suspension, a la capacité de piéger très facilement des éléments réactifs aux particules, tels que le Nd [Kuehl *et al.*, 2004]. À l'inverse, les CW formant la thermocline inférieure de la Mer de Bismarck enregistrent le plus fort enrichissement de Nd parmi les eaux étudiées dans ce chapitre (Figure 5.7b). Ce résultat confirme les précédentes hypothèses de Lacan and Jeandel [2001], Slemons *et al.* [2010], Radic *et al.* [2011], et de Grenier *et al.* [2013], lesquelles suggèrent le rôle crucial des marges de PNG dans l'enrichissement géochimique des eaux alimentant la langue d'eau froide équatoriale. Les CW transitant le long des côtes de PNG dans la Mer de Bismarck sont les seules à enregistrer des flux significatifs, qui plus est relativement forts, aussi bien dans le sens des apports que des exports de Nd, renforçant ainsi l'hypothèse que la côte de la PNG dans la Mer de Bismarck est une région où siège un fort Boundary Exchange, au moins à ce niveau de densité (Figure 5.7b). Un point faible de ces quantifications de flux réside dans le manque de données de concentrations de Nd à la station 29, que l'on estime de ce fait à partir des données de la station SA-7 de Zhang and Nozaki [1996]. Les futures mesures de concentrations et d' ϵ_{Nd} issues de la campagne PANDORA documenteront les eaux de la thermocline transitant à travers le Détroit de Vitiaz et le Chenal St. George et nous permettront de vérifier la cohérence de nos estimations de concentrations à la station 29.

Un autre moyen de vérifier l'hypothèse que le processus de Boundary Exchange est amplifié le long de la côte de PNG dans la Mer de Bismarck, dans la région de l'embouchure de la rivière Sépik, est de comparer le flux de Nd sédimentaire apporté par la Sépik sur le plateau/la marge et transporté au large avec le flux de Nd dissous présent dans les eaux de la thermocline. *Kuehl et al.* [2004] ont estimé que, seuls 10% de la décharge totale sédimentaire de la Sépik [$\sim 80 \text{ Mt yr}^{-1}$; *Chappell*, 1993] s'accumulent sur le plateau et la marge adjacents. La fraction restante est probablement transportée plus au large via des écoulements gravitationnels – appelés hyperpycnaux – à travers un canyon sous-marin ($\sim 72 \text{ Mt an}^{-1}$ de sédiments). La concentration moyenne de Nd mesuré dans les sédiments et roches de la Mer de Bismarck est de 16 ppm [moyenne issue de la base de données EarthChem, région n2 de la Figure 12a de *Grenier et al.*, 2013]. Par conséquent, le flux de Nd sédimentaire associé à la décharge de la rivière Sépik est estimé à $130 \text{ t(Nd) an}^{-1}$ accumulées sur le plateau et la marge et $1150 \text{ t(Nd) an}^{-1}$ transportées au large par les écoulements hyperpycnaux. Le flux de Nd dissous transporté dans les eaux de la thermocline dans cette région est déduit à partir des transports simulés pour la TW et la CW le long de la côte de PNG et de leurs concentrations moyennes de Nd dissous (3.0 pmol kg^{-1} pour la TW, 5.0 pmol kg^{-1} pour la CW). Les flux résultants de Nd dissous sont estimés à 30 t(Nd) an^{-1} pour la TW et 80 t(Nd) an^{-1} pour la CW, ce qui donne un total de $110 \text{ t(Nd) an}^{-1}$. La comparaison des flux de Nd sous phase solide et sous phase dissoute implique des rapports particulaire/dissous élevés : ce rapport est d'environ 1/1 pour les eaux s'écoulant le long du plateau et de la marge alors qu'il atteint 10/1 pour les eaux potentiellement affectées par des écoulements hyperpycnaux. Ces rapports sont des valeurs extrêmes hautes puisque l'on considère seulement le flux de Nd dissous des eaux de la thermocline et non de la colonne d'eau, une part importante du transport de la colonne d'eau étant associé aux eaux de la thermocline dans cette région [*Cravatte et al.*, 2011; *Grenier et al.*, 2011]. Les proportions de Nd particulaire estimées ici sont très fortes en comparaison à celles mesurées dans l'océan ouvert [$\sim 5\%$, *Bertram and Elderfield*, 1993; *Jeandel et al.*, 1995]. De tels rapports suggèrent des échanges importants entre le Nd sédimentaire des marges de la PNG et le Nd dissous. Ces flux d'échange substantiels ont lieu en moins d'un mois, soit le temps de résidence moyen simulé par la CW entre les stations 29 et 28, ce qui souligne la rapidité de la cinétique des interactions sédiment/eau. Cette vitesse d'échange est comparable à celles observées lors de récentes expériences de laboratoire, qui ont mis en évidence la libération dans l'eau de mer de Nd contenu dans des sédiments basaltiques de plateau ou de rivière, à une échelle de temps hebdomadaire [*Pearce et al.*, 2013]. Cette étude montre aussi qu'une fraction de ce Nd libéré est re-soustraite de la phase dissoute par précipitation de phase secondaire. Ainsi, ces résultats expérimentaux ont confirmé que l'échange particulaire/dissous a lieu à des échelles de temps comparables à nos observations de terrain.

L'opposition des flux nets évalués pour les couches supérieure et inférieure de la thermocline le long des côtes de PNG est cohérente avec le maximum de fer dissous mesuré dans la thermocline inférieure [Slemons *et al.*, 2010; Radic *et al.*, 2011] et avec le maximum de fer particulaire mesuré dans la thermocline supérieure, le long de l'équateur [Figure 5 de Slemons *et al.*, 2012]. Ces résultats suggèrent qu'un export plus important de particules sédimentaires a lieu dans la TW que dans la CW. Ces flux nets opposés soulignent la complexité de la relation entre le transport d'une masse d'eau et son enrichissement géochimique. Dans notre région, la bathymétrie, l'activité particulaire et les décharges fluviales impactent probablement le contenu géochimique des masses d'eau.

Le couplage de la modélisation physique aux traceurs géochimiques présenté dans ce chapitre propose une approche nouvelle. La quantification du transport des masses d'eau à partir de sorties de modèle océanique permet d'affiner l'estimation de flux d'échange continent/océan, affinage crucial pour calculer le taux le plus réaliste possible de dissolution du matériel des marges produisant le flux d'apport de Nd calculé. Le facteur limitant est de façon claire le nombre trop faible de mesures de concentrations de Nd, qui nous force souvent à approximer ces valeurs. De plus, il est important de ne pas oublier qu'une différence majeure entre les approches menées par le traceur virtuel et par le traceur réel réside dans la différence de résolution temporelle : chaque mesure géochimique représente une donnée synoptique et, dans notre étude, les mesures utilisés pour les quantifications de flux proviennent d'échantillons collectés durant différentes campagnes ; en revanche, les transports de masses d'eau sont simulés à partir de sorties de modèles océaniques qui sont intégrées sur un grand nombre d'années, ce qui, par conséquent, lisse la variabilité temporelle de ces transports. Pour réduire cette différence d'échelle de temps, l'idéal serait de répliquer l'échantillonnage de stations géochimiques à différentes saisons et années pour évaluer la variabilité géochimique et tenter de définir des valeurs moyenne. GEOTRACES devrait permettre de réduire ce grand écart entre quantité d'échantillons physique et géochimiques. Cela permettra d'améliorer nos connaissances concernant les flux d'échange continent/océan, une tâche urgente.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

Sommaire

6.1	Conclusions	156
6.2	Perspectives	159

6.1 Conclusions

Dans le cadre de ma thèse je me suis intéressée au Sous-Courant Équatorial (EUC) Pacifique, dont les eaux alimentent le Pacifique Équatorial Central et Est. Cette région est une zone clef tant pour son rôle climatique, par son impact possible sur la modulation basse fréquence du phénomène ENSO, que pour la productivité marine qui s’y développe et participe à la régulation de la concentration du dioxyde de carbone atmosphérique. La problématique de ma thèse a donc été basée sur une approche originale du couplage de deux disciplines, l’océanographie physique et la géochimie marine. Les objectifs de ma thèse étaient :

- i) de caractériser les sources de l’EUC et de quantifier l’évolution de leur contribution et de leurs caractéristiques physiques au cours du déplacement vers l’est de l’EUC ; une attention particulière a été portée aux sources de l’EUC dans le Pacifique Sud-Ouest,
- ii) de caractériser l’enrichissement géochimique des eaux du Pacifique Tropical Sud-Ouest et Équatorial afin de préciser le type de sources d’enrichissement des eaux et d’affiner leur localisation,
- iii) de réaliser par le couplage de l’approche physique et de l’approche géochimique la quantification du flux de matière continentale échangée entre les continents et les masses d’eau participant à la formation de l’EUC.

Les eaux constituant l’EUC présentent une large gamme de températures et de salinités qui expliquent l’hétérogénéité des propriétés de la langue d’eau froide et pourraient participer à la variabilité décennale d’ENSO [Gu and Philander, 1997; Luo et al., 2005; Zhang and McPhaden, 2006]. Dans ce contexte, j’ai étudié la structure verticale de l’EUC au cours de son advection vers l’est en fonction des différentes sources qui l’alimentent. Pour cela, j’ai utilisé un modèle océanique et un outil de suivi lagrangien qui m’ont permis de déterminer les sources majeures de l’EUC et leurs trajectoires. Parmi les sources de l’EUC, nous évaluons que **la contribution dominante provient des eaux issues de l’hémisphère sud**, égale à 70% à 156°E et diminuant légèrement dans l’EUC vers l’Est au profit d’eaux originaires de l’hémisphère nord. Á 140°W, notre analyse lagrangienne nous a permis de quantifier les apports de l’EUC issus du sud à 60%, valeur cohérente avec celles de Tsuchiya et al. [1989]; Blanke and Raynaud [1997]; Rodgers et al. [2003]; Fukumori et al. [2004]. Nous avons mis en évidence **une forte contribution des LLWBCs comparées aux apports transitant via l’océan intérieur**, en particulier dans la partie ouest de l’EUC où la contribution de ces courants atteint 87%. Néanmoins, dans l’EUC central, la contribution des LLWBCs diminue, égale à un peu plus de 60%, valeur proche de celle estimée par Blanke and Raynaud [1997]. Ce sont **les eaux issues de la Mer des Salomon qui participent principalement à l’alimentation de l’EUC**,

à hauteur de 60% à 156°E et de 40% à 140°W. Notre modèle suggère **les eaux transportées depuis le Détroit de Vitiaz par le NGCU comme première source de l'EUC**, représentant 60% de la contribution des LLWBCs sud et 40% du transport total de l'EUC. Cette source est la **composante dominante du cœur de l'EUC ainsi que de sa couche de plus forte densité, associée à la thermocline inférieure**, aussi bien dans le Pacifique Équatorial Ouest que Central. Les eaux issues des deux autres LLWBC (NICU et MC) sont quant à elles confinées dans l'EUC dans leur hémisphère respectif, en accord avec les observations de *Tsuchiya et al.* [1989]. La dominance des apports intérieurs dans la thermocline supérieure de l'EUC augmente avec la longitude, au détriment des sources issues des LLWBC. Nous nous sommes aussi intéressées à l'évolution des propriétés hydrologiques des sources de l'EUC entre 10° N/10°S et l'équateur et sommes arrivées à la conclusion que **toutes les sources subissent des modifications hydrologiques lors de leur trajet vers l'EUC**, renforçant les résultats de *Rodgers et al.* [2003]. Il semble nécessaire d'invoquer une part de **mélange diapycnal** pour expliquer l'allègement en densité des eaux issues des WBCs, en particulier l'allègement des eaux les plus denses transportées depuis le Détroit de Vitiaz via le NGCU. Les bilans de chaleur et de sel de ces sources calculés entre 10° de latitude et l'EUC nous ont permis de suggérer un mélange entre les eaux de la thermocline supérieure et de la thermocline inférieure, conduisant à une **forte érosion des eaux les plus salées, des eaux les plus douces et des eaux les plus froides** présentes à 10° de latitude. Par conséquent, **les anomalies de salinité et température advectées depuis les subtropiques sont vraisemblablement fortement dissipées avant leur arrivée dans la thermocline équatoriale, et peu susceptibles d'avoir un impact notable sur les températures de la cold tongue.**

Dans un deuxième temps, j'ai caractérisé l'enrichissement géochimique des eaux alimentant le Pacifique Équatorial, principales nourricières de la zone High Nutrients - Low Chlorophyll (HNLC), à l'aide d'un traceur géochimique, le néodyme (Nd). L'enrichissement en éléments nutritifs de la zone HNLC est une question cruciale en raison de la production biologique qui s'y développe et qui participe à la régulation du carbone atmosphérique. Au cours de la dernière décennie a été proposée l'hypothèse que les apports proviennent essentiellement des marges continentales de Papouasie Nouvelle-Guinée. Cependant, les calculs d'apport/soustraction d'éléments à l'océan reposaient sur une circulation physique assez grossière, peu adaptée à la complexité de la région. Sur une base de circulation bien documentée grâce à la première partie de mon travail, nous avons vérifié cette hypothèse à l'aide de mesures de traceurs géochimiques *in situ*, les Éléments Terres Rares (REE), et en particulier la composition isotopique du Nd, qui marquent les origines de la matière continentale présente dans l'eau de mer et aident à quantifier les processus par lesquels elle y parvient. Nous avons ainsi pu souligner un **enrichissement progressif des eaux le long des îles du Pacifique Tropical Sud**, probablement le long des côtes radiogéniques des îles

Vanuatu, Fiji, Tonga, Samoa et dans le Golfe de Papouasie. Néanmoins, **le contenu géochimique est souvent maximum le long des côtes de PNG et de Nouvelle-Irlande**, confirmant le rôle clef de ces côtes vis-à-vis de l'alimentation de la zone HNLC, suggéré par *Johnson et al.* [1999], *Lacan and Jeandel* [2001] et *Slemons et al.* [2010]. Un apport provenant des **côtes d'Amérique Latine et des Galapagos** explique probablement les caractéristiques géochimiques des eaux s'écoulant en surface et sous l'EUC. Les résultats obtenus de la mesure des deux traceurs convergent vers l'hypothèse que le principal processus d'apport géochimique est la **dissolution de matériel sédimentaire lors du contact des masses d'eau avec la marge le long des côtes**. En effet, **toutes les masses d'eau**, de surface jusqu'aux plus profondes, voient d'une part leur composition isotopique augmenter dans la région du Pacifique Tropical Ouest et sont d'autre part caractérisées par une **anomalie d'euprium (Eu) positive**, anomalie que l'on retrouve dans les roches constituant la croûte terrestre des nombreuses côtes le long desquelles s'écoulent les eaux. Ces résultats viennent renforcer les résultats de *Zhang et al.* [2008] qui, dans une autre région du monde, près des îles Kerguelen, basaltiques et radiogéniques, avaient observé cette même anomalie d'Eu et avaient proposé l'hypothèse de dissolution de matériel sédimentaire. L'évolution des concentrations de REE et notamment de Nd suggèrent cependant une perte de matériel dissous vers la marge sédimentaire dans certaines régions du Pacifique Tropical Ouest, variant selon le niveau de profondeur. Nous avons proposé comme possible explication de ces diminutions de concentrations l'adsorption de matériel dissous à la surface des particules et sédiments probablement remis en suspension, en particulier à l'embouchure des fleuves et dans les zones de bathymétrie accidentée remuées par le courant. Cette explication serait cohérente avec la forte soustraction de Nd observée pour les Eaux Tropicales (TW) à 190 m de profondeur en aval de la rivière Sépik (station 28).

Dans la dernière partie de ma thèse, j'ai couplé la modélisation physique et les mesures géochimiques *in situ* pour quantifier l'évolution géochimique des eaux de la thermocline du Pacifique Sud-Ouest. L'intérêt de ce couplage était d'allier un **traceur virtuel** – les trajectoires modélisées – et un **traceur réel** – les éléments géochimiques – pour se focaliser sur la **quantification des flux géochimiques** des eaux alimentant l'EUC, et ainsi la zone HNLC. Pour cela, nous avons déterminé à partir d'analyses lagrangiennes les origines des eaux de la thermocline entrant dans la Mer des Salomon et nous avons quantifié le transport de ces eaux le long de ces chemins ainsi qu'en aval, le long des côtes de PNG. Ces analyses nous ont permis de suggérer d'une part **le gyre subtropical sud central (110°W ; 20°S) comme source majeure des eaux TW de la thermocline supérieure de la Mer des Salomon** et d'autre part **la région nord-est de la Nouvelle-Zélande comme source majeure des eaux CW de la thermocline inférieure de la Mer des Salomon**. Les secondes entrent dans la Mer de Corail principalement via le Jet Nord Calédonien (NCJ) et **longeraient par conséquent plus in-**

tensément les côtes du Golfe de Papouasie que les premières, entrant en majorité dans la Mer de Corail via le Jet Nord du Vanuatu (NVJ). Par ailleurs, les eaux de la thermocline s'écoulant le long de la côte de PNG à 3°S seraient en majorité formées par des eaux ayant transitées via le Détroit de Vitiaz dans le NGCU. En couplant ces résultats aux valeurs de compositions isotopiques et de concentrations en Nd, nous avons pu déterminer certaines zones d'enrichissement de la thermocline transitant par les WBCs sud, entre leurs régions de subduction et l'amont de l'EUC. Ainsi, nous avons suggéré un **enrichissement probable des eaux de la thermocline supérieure principalement le long des côtes des îles du Pacifique Tropical Sud (e.g. Polynésie Française, Fiji, Samoa, Vanuatu)**. En revanche, nous manquons de données pour déterminer les régions impliquant l'appauvrissement net de Nd dans les eaux de la thermocline inférieure en amont de la Mer des Salomon et nous espérons que ce manque de données sera en partie comblé par de nouvelles mesures issues de futures campagnes GEOTRACES. Dans la Mer de Bismarck, les eaux de la thermocline supérieure sont appauvries en Nd dissous au cours de leur trajet le long de la côte de PNG et pourraient subir l'influence de la rivière Sépik, alliée à une bathymétrie faite de canyons, favorable à la formation de couches fortement concentrées en particules. Une soustraction similaire a aussi été observée par 3000 m de fond le long de la pente des îles Kerguelen, et attribuée à des néphéloïdes. À l'inverse, nos résultats suggèrent un **enrichissement des CW en Nd dissous le long des côtes de PNG**, ce qui soulève de nouvelles questions vis-à-vis des processus et de la cinétique d'échange dissous/particule et met en évidence la complexité de la relation entre transport d'une masse d'eau et enrichissement géochimique. Cet enrichissement de la thermocline inférieure dans la Mer de Bismarck réalimente la discussion concernant **le rôle crucial des marges de la PNG dans l'enrichissement géochimique des eaux alimentant la langue d'eau froide équatoriale**. Ce couplage nous a permis d'affiner la quantification du « boundary exchange », bien que le défi soit ample, du fait, notamment, de la différence de résolution temporelle et spatiale des traceurs virtuel et réel.

6.2 Perspectives

Les résultats obtenus au cours de cette thèse participent à améliorer nos connaissances concernant l'alimentation du Sous-Courant Équatorial (EUC) du Pacifique, tant d'un point de vue physique que géochimique. Ils affinent notre compréhension du rôle joué par les LLWBC dans l'alimentation de l'EUC et précisent les échanges océan-continent, tout en offrant une vision relativement grande échelle de la physique et de la géochimie du Pacifique Tropical Sud-Ouest. Ces résultats ouvrent de nombreuses perspectives de recherche.

Un des objectifs importants dans la compréhension de la dynamique et de l'enrichissement géochimique de l'EUC et de leurs impacts sur le climat concerne la compréhension **des variabilités saisonnières et inter-annuelles des sources de l'EUC**. Ces variabilités peuvent en effet **impacter les propriétés et l'enrichissement de la langue d'eau froide équatoriale** [Gorgues et al., 2010]. Durant la campagne océanographique PANDORA (Mer des Salomon, juillet 2012, R/V Atalante, P. I. Gérard Eldin, <http://www.legos.obs-mip.fr/evenements/campagnes-en-mer/pandora-2012>), 11 mouillages ont été déployés : 3 dans le Détroit de Vitiaz, 2 dans le Chenal St Georges, 4 dans le Détroit des Salomon et 2 à l'entrée de la Mer des Salomon. Ces mouillages vont permettre de **mesurer la variabilité des courants des différents LLWBC sur du long terme (18 mois) et vont aider à valider les modèles ainsi qu'à les contraindre**. Mes travaux de thèse ont aussi mis en évidence un besoin de mesures dans le Courant de Mindanao (MC). Il participe à 20% de l'EUC à 140°W et joue un rôle fondamental dans l'apport d'eaux douces à la langue d'eau froide équatoriale. La caractérisation de sa dynamique et de sa géochimie compte parmi les objectifs de plusieurs programmes internationaux : le récent programme international NPOCE (<http://npoce.qdio.ac.cn/>) et le programme GEOTRACES (<http://www.geotraces.org>). Deux sections, une le long de 10°N entre 125°E et 165°E et l'autre le long des bords Ouest, entre 0 et 20°N, devraient faire l'objet d'une future campagne en mer (voir la section GP09 sur http://www.bodc.ac.uk/geotraces/cruises/section_maps/pacific_ocean/). Les observations du MC permettront de mieux contraindre l'alimentation de l'EUC et de préciser le rôle de ce LLWBC dans l'enrichissement géochimique de l'EUC. La variabilité du transport trimestriel des sources de l'EUC issu de mon étude de l'alimentation de l'EUC est présentée sur la figure 6.1. Melet et al. [2010b] et Davis et al. [2012] ont montré l'augmentation du transport dans les Détroit de Vitiaz et des Salomon lors d'évènements El Niño. Notre modèle propose une forte diminution du transport des LLWBCs qui alimentent l'EUC, durant ces mêmes évènements (fig. 6.1, courbes rouge, orange et jaune). Par conséquent, quel est le devenir du surplus d'eau transporté par les LLWBCs ? La thèse d'Antoine Babonneix, en cours de réalisation au Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS, Toulouse), s'intéresse à l'étude de cette variabilité temporelle de l'alimentation de l'EUC. Il utilise un modèle global au $\frac{1}{12}^\circ$ dans lequel sera par la suite imbriqué le modèle régional de la Mer des Salomon de Natacha Bughsin Djath, de plus haute résolution ($\frac{1}{36}^\circ$). Les travaux d'Antoine permettront notamment d'observer **l'impact d'évènements El Niño/La Niña sur le transports des sources de l'EUC**.

Concernant le mélange que subissent les sources de l'EUC dans le Pacifique Tropical Ouest, des études en cours cherchent à évaluer le rôle joué par la méso-échelle. Natacha Bughsin Djath réalise actuellement au Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Indus-

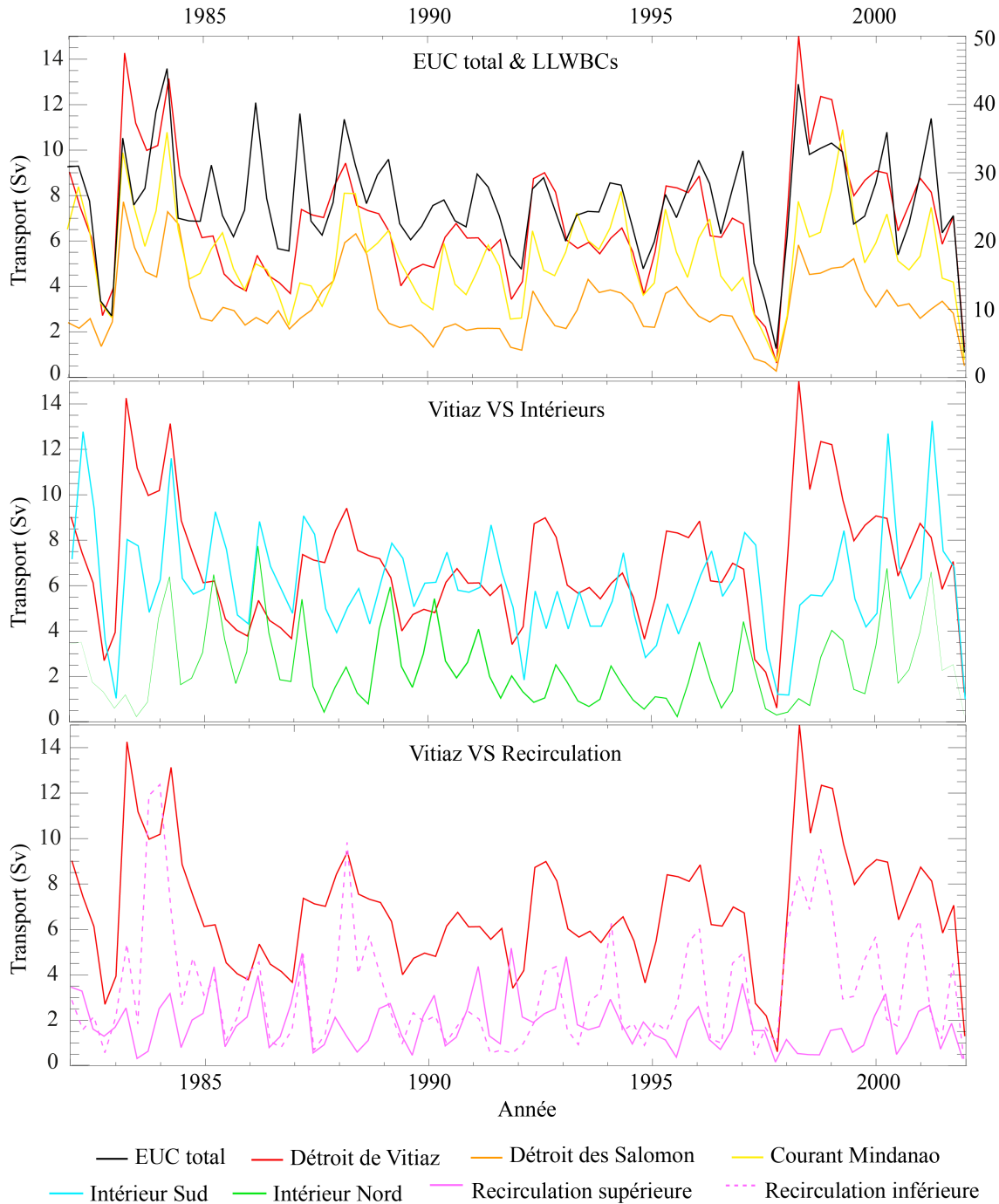


FIGURE 6.1 – Variation trimestrielle du transport des sources de l'EUC à 140°W, entre 1982 et 2001, issue des résultats de Grenier et al. [2011]. Haut : Variation de transport de l'EUC total (axe droit des ordonnées, en Sv) ainsi que de ses sources transitant par les LLWBCs (axe gauche des ordonnées, en Sv). Centre : Variation de transport des apports intérieurs, comparées à la variation de transport des eaux issues du Détroit de Vitiaz, prises comme référence des LLWBCs. Bas : Similairement, variation de transport des eaux recirculant dans la couche supérieure et la couche inférieure de l'EUC, comparées à la variation de transport des eaux issues du Détroit de Vitiaz.

triels (LEGI, Grenoble) un modèle régional de la circulation océanique dans la Mer des Salomon à haute résolution ($\frac{1}{36}^\circ$). Les validations du modèle sont en cours de réalisation et les simulations seront prochainement utilisées pour documenter les variations temporelles de la circulation dans la Mer des Salomon. Le travail de Natacha permettra notamment d'observer **l'impact de la résolution de la méso-échelle** sur la distribution du transport dans les détroits de la Mer des Salomon et sur l'évolution des propriétés physiques des masses d'eau.

L'approche lagrangienne a montré un intérêt certain pour **l'élaboration de la stratégie d'échantillonnage de campagnes en mer**, en particulier pour celles visant la collecte d'échantillons géochimiques. En effet, si la quantité d'observations géochimiques des océans est significativement plus pauvre que celle d'observations de la salinité, de la température, de l'oxygène ou des éléments nutritifs, c'est parce que nombre d'entre elles demandent des conditions de prélèvements et de mesures complexes et longues et imposent une limitation du nombre d'échantillons durant la campagne en mer¹. Il est donc crucial de prélever les échantillons au bon endroit et à la bonne profondeur pour faciliter leur interprétation et permettre de répondre à la problématique posée. Les analyses lagrangiennes permettent de simuler de nombreuses expériences et de discerner au mieux les régions clefs à documenter. Dans le cadre de la campagne en mer PANDORA, nous avons couplé nos connaissances issues des données et des modèles pour collecter nos échantillons au cœur des jets, aux profondeurs des propriétés caractéristiques de chaque masse d'eau échantillonnée. Nous avons ainsi prélevé et filtré de façon ciblée près de 200 échantillons destinés à la mesure des REE et du Nd, dissous et particuliers. Cette nouvelle manne d'information permettra de confirmer ou d'infirmer les conclusions du présent travail. Elles permettront en particulier de mieux suivre les processus conduisant à l'enrichissement / appauvrissement des différentes masses d'eau à l'intérieur de la Mer des Salomon.

La campagne PANDORA s'inscrit au cœur des programmes GEOTRACES et SPICE. Durant cette campagne, 112 stations CTD dont 13 stations géochimiques ainsi que 6 profils de pompes *in situ* ont été réalisés. Au total, plus de 100 paramètres dont de nombreux traceurs vont documenter cette région clef du Pacifique Tropical Ouest. Au delà des REE et du Nd qui font l'objet de cette thèse, l'analyse multi-traceurs qui pourra en découler représente une source riche d'informations qui permettra de **mieux contraindre notre compréhension con-**

1. Pour exemple, le radium et le néodyme. Le radium est présent en infime quantité dans l'eau de mer et chaque échantillon nécessite la collecte d'une centaine de litres d'eau de mer. Certains de ses isotopes sont très courts (quelques jours) et leur mesure doit être effectuée directement à bord, l'un après l'autre. Le néodyme dissous est un peu plus concentré mais nécessite tout de même la collecte de 10 à 20 litres d'eau de mer par échantillon. Il demande un prélèvement propre et les échantillons doivent être préconcentrés rapidement pour libérer les bidons de prélèvements et permettre la collecte d'un plus grand nombre d'échantillons. La salinité, l'oxygène, la température et les sels nutritifs demandent de plus petits volumes et leur prélèvement ne demande pas de conditions de propreté particulières. De plus, des capteurs de température, de salinité et d'oxygène sont maintenant montés sur les rosettes de prélèvement et permettent de tracer les profils verticaux complets.

cernant les processus chimiques et physiques d'échange dissous/particule. En particulier, les isotopes et concentrations de fer ont été collectés à une fréquence proche de celle des REE et du Nd, ainsi que le radium. Marie Labatut et Virginie Sanial, réalisant actuellement leur thèse au LEGOS sur l'étude du fer isotopique et du radium dans l'eau de mer, respectivement, confronteront les résultats de leurs mesures des échantillons de fer et de radium de cette région. Finalement, les mouillages et les mesures géochimiques vont fortement participer à enrichir la documentation de la Mer des Salomon et permettre d'avoir une vision à plus fine échelle de l'enrichissement géochimique des masses d'eau dans ce bassin.

L'étude des **échanges dissous/particules et des processus d'érosion de la matière** est actuellement au cœur de nombreux débats. L'amélioration des techniques d'extraction et l'augmentation de la sensibilité et de la précision des mesures complexifient l'interprétation des données géochimiques. Par exemple, les mesures de concentrations de REE font apparaître des formes de spectres de plus en plus diversifiées, révélant de nombreuses anomalies dont l'interprétation est délicate [Grenier *et al.*, 2013; Garcia-Solsona *et al.*, in prep.]. Pour tenter de mieux comprendre les processus d'échange entre la matière et l'eau de mer, entre continents et océans, des expériences récentes ont été menées en laboratoire [Jones *et al.*, 2012a,b; Pearce *et al.*, 2013]. Elles ont consisté à immerger des sédiments et des sables dans de l'eau de mer et à mesurer régulièrement la composition isotopique et la concentration de différents éléments chimiques. Toutes ces études ont montré une **rapide dissolution de plusieurs éléments chimiques vers l'eau, notamment le Nd et la silice**. La cinétique a souvent été d'une rapidité inattendue. Étonnamment, les ordres de grandeurs des taux de dissolutions observés pour le strontium, très soluble, et le Nd, beaucoup moins soluble, sont comparables, ce qui suggère que c'est bien une fraction solide de matière qui se dissout et non l'élément qui quitte la particule. La silice est nécessaire à la photosynthèse et il est par conséquent crucial de bien contraindre son cycle dans l'océan. Les flux d'échanges aux marges qu'incarne le « boundary exchange » ne sont pour l'instant pas pris en compte dans les modèles du cycle du carbone. Pourtant, l'apport de silice par ce flux serait à priori conséquent [Jeandel *et al.*, 2011; Jones *et al.*, 2012a] et pourrait **modifier de façon notable la quantification des concentrations de carbone des différents réservoirs**.

Enfin, mes résultats de thèse mettent en évidence **le déséquilibre entre la résolution spatiale et temporelle des données géochimiques et des sorties de modèle**. Le taux d'acquisition de données géochimiques est infime comparé aux informations fournies par les modèles de circulation générale océanique, dont les configurations évoluent très rapidement, vers des échelles de plus en plus fines. En géochimie marine, on se heurte au problème de vision synoptique et de faible résolution spatiale. En revanche, on dispose de traceurs qui intègrent une histoire, sur des échelles de temps en cohérence avec leur

temps de résidence et les processus auxquels ils participent dans le système marin. Il est cependant nécessaire d'augmenter, d'une part, la résolution temporelle de nos données, et d'autre part, l'acquisition du nombre d'échantillons. Concernant l'amélioration de la résolution temporelle, l'idée de **développement de capteurs** est en plein essor même si la complexité du projet est réelle, par la faible concentration de bons nombres d'éléments chimiques dans l'eau de mer, dénommés Eléments Traces. En outre, ces capteurs sont basés sur les propriétés chimiques des éléments (échanges d'électrons). Or, la mesure – si précieuse – des isotopes repose sur des tris fins de masses très voisines, requérant l'usage d'accélérateurs et d'aimants, ce qui ne relève pas de la technologie des capteurs. De façon plus réaliste, l'obtention répétée d'une mesure en un endroit permettrait d'observer la vitesse de variation de composition isotopique de masses d'eau et de **préciser la cinétique des éléments et des processus chimiques**. En exemple, des projets d'échantillonnages répétés le long du Golfe du Lion, sous différents forçages saisonniers du panache du Rhône, sont en cours d'élaboration. Concernant l'amélioration de la résolution spatiale des données géochimiques, le principal acteur est actuellement **le programme GEOTRACES**, qui encourage depuis 2 ans la collaboration de nombreux pays dans l'objectif de construire un atlas à moyenne résolution de la distribution des Eléments Traces et de leurs isotopes dans l'environnement marin afin de mieux contraindre leurs cycles biogéochimiques et leur distribution grande échelle. Les campagnes en mer à venir dans l'Océan Pacifique (http://www.bodc.ac.uk/geotraces/cruises/section_maps/pacific_ocean/) permettront notamment d'apporter des éléments de réponse quant au possible enrichissement de l'EUC par des apports issus du Pacifique Équatorial Est et du Courant de Mindanao. *Arsouze et al.* [2007, 2009] ont initié la **modélisation des cycles des Éléments Traces dans l'océan** par la modélisation du cycle du Nd. Cette initiative a marqué le début de l'incorporation des traceurs géochimiques dans les modèles. Les travaux de *Jones et al.* [2008], *Siddall et al.* [2008], *Dutay et al.* [2009] et *Rempfer et al.* [2011] menés en parallèle confirment l'importance de ce type de modélisation pour la compréhension et la quantification de processus clefs dans l'océan. L'avenir multidisciplinaire se dessine et l'incorporation de la géochimie dans les modèles est véritablement lancée. En proposant une approche beaucoup plus régionalisée, **mon travail s'inscrit dans une démarche qui vise à mieux contraindre des processus spécifiques – ici l'échange côte-large – qui gouvernent la distribution des éléments dans l'océan.**

Chapitre 7

Annexe : Nouveau chapitre de thèse

Sommaire

7.1	Cadre général	166
7.2	Ressources humaines et financières du projet	169
7.3	Gestion du projet	171
7.4	Connaissances/compétences développées dans le cadre de ma thèse	173
7.5	Evaluation des retombées du projet	176



7.1 Cadre général

Enjeux scientifiques, économiques et sociétaux de ma thèse

J'effectue une thèse en océanographie. L'océanographie, c'est l'étude de l'océan, sous toutes ses formes : chimique, physique, biologique. L'implication des océans dans la régulation du climat par transfert de chaleur entre basses et hautes latitudes et par absorption d'une partie du carbone atmosphérique est aujourd'hui bien connue. Cependant, la mer est un environnement complexe et vaste et nombre de ces mécanismes sont encore incompris. C'est pourquoi la communauté scientifique étudie les différents courants marins qui sillonnent le globe, les variations de température et de salinité, la hausse du niveau des mers, les flux de carbone atmosphérique qu'absorbe l'océan, l'état de santé des coraux ou encore les sels nutritifs dissous dans l'eau de mer, qui, par photosynthèse, participent au développement du phytoplancton.

Ma thèse porte sur l'étude des eaux qui alimentent le Pacifique Equatorial. Cette région influe sur la variabilité climatique mondiale et est pour cela une zone cruciale. D'une part la dynamique océanique de cette région impacte sur le phénomène El Niño-Southern Oscillation (ENSO). En particulier, lors d'événements El Niño, l'Asie du sud-est, habituellement humide, subit une sécheresse anormale alors que de fortes pluies sévissent sur les côtes d'Amérique Latine, habituellement relativement sèches. Ces anomalies climatiques ont des retombées très néfastes pour la population locale, entre autre économiquement. D'autre part, la production primaire qui se développe à la surface des eaux du Pacifique Equatorial par photosynthèse participe à la régulation de la concentration du carbone atmosphérique. La quantification fine du flux de carbone absorbé par l'océan permet d'affiner et ainsi, d'améliorer les modèles de prévision climatiques.

La variabilité climatique du Pacifique équatorial aux échelles décennales pourrait dépendre des anomalies de transport ou des caractéristiques hydrologiques (température, salinité) des masses d'eau transportées depuis les grands gyres subtropicaux vers l'équateur. Pour tester cette hypothèse, il est nécessaire de caractériser les transformations physiques de ces masses d'eaux et leurs cheminements à travers le Pacifique sud-ouest, ce qui constitue un des objectifs principaux du programme international SPICE (South Pacific climate and circulation experiment ; chef de projet (PI) : Alexandre Ganachaud) labellisé par CLIVAR (Climate Variability and Predictability). Outre leurs transformations physiques, ces masses d'eau se chargent en éléments nutritifs et micronutritifs au contact des côtes de bord ouest, un enrichissement qui impacte la productivité du Pacifique équatorial et qui dépend des échanges continent – océan. La quantification de cet enrichissement est un objectif majeur

du programme GEOTRACES, programme visant à améliorer la compréhension des cycles biogéochimiques et la distribution à grande échelle des éléments en trace et de leurs isotopes dans l'environnement marin. De plus, le suivi de certains de ces éléments peut aider à déterminer la provenance des masses d'eau et ainsi à apporter des informations supplémentaires sur leur circulation.

Positionnement du laboratoire

Le projet Solwara s'inscrit dans le cadre des programmes SPICE et GEOTRACES et représente la contribution française au programme SPICE. L'objectif plus spécifique de Solwara est d'étudier les caractéristiques et le cheminement des eaux dans la région de la Mer des Salomon, un des passages clés pour les masses d'eau de surface et de sub-surface. Ce projet comprend une analyse des données existantes à la fois physiques et géochimiques, des déploiements de plateformes autonomes dans le Pacifique sud-ouest, de la modélisation et une campagne océanographique de mesures, la campagne « Pandora ». Les PIs de Solwara dans le cadre du programme national LEFE sont mes deux directrices de thèse, Sophie Cravatte, chargée de recherche à l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) et Catherine Jeandel, directrice de recherche au CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique). Elles font respectivement partie des équipes d'océanographie physique Océan du Large et Variabilité Climatique (OLVAC) et d'océanographie géochimique Géochimie Marine (GEO-MAR) du Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS). Le PI de la partie Solwara-ANR est Alexandre Ganachaud et le chef de mission de la campagne Pandora est Gérard Eldin, tous deux chargés de recherche IRD dans l'équipe OLVAC) du LEGOS. Alexandre Ganachaud est depuis 2009 affecté à l'IRD de Nouméa. Catherine Jeandel est une des co-fondatrices du programme GEOTRACES et son équipe de géochimie marine participe activement au pôle d'analyses géochimiques de l'Observatoire Midi-Pyrénées, possédant les instruments de pointe nécessaires aux mesures des éléments traces (ICP-MS, TIMS). L'équipe d'océanographie physique est, quant à elle, très impliquée dans le programme SPICE, et 4 chercheurs d'OLVAC sont actuellement affectés à l'IRD de Nouméa, dont ma directrice Sophie Cravatte. Ils s'appliquent activement à répondre aux problématiques concernant la circulation du Pacifique sud-ouest.

Ces équipes se situent au sein du LEGOS, qui compte parmi les importants laboratoires d'océanographie de France. Le LEGOS est une unité mixte de recherche à 4 tutelles (CNES/CNRS/IRD/Université Paul Sabatier). Ses activités principales sont l'océanographie physique, la biogéochimie marine, la glaciologie, l'hydrologie et la géodésie spatiale.

Pandora se déroulera au mois de juillet prochain, à bord du navire de recherche « l'Atalante ». Cette campagne a été classée priorité 1 par la flotte océanographique française. Le

programme est financée à 50% par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR), à 40% par le programme LEFE (« Les Enveloppes Fluides et l'Environnement ») de l'INSU-CNRS (« l'Institut National des Sciences de l'Univers-Centre National de la Recherche Scientifique ») et à 10% par l'Institut de Recherche et de Développement (IRD).

Ma place dans le projet

Ma thèse s'inscrit au cœur du projet Solwara, projet dans lequel, nous venons de le voir, les deux équipes auxquelles se rattache ma thèse sont très impliquées. Les questions auxquelles mon travail cherche à répondre sont les suivantes : en moyenne, quelle quantité d'eau, en mètre cube par seconde, transporté jusqu'au Pacifique Equatorial, provient de l'hémisphère sud ? De l'hémisphère nord ? Quelle quantité d'éléments chimiques transportent ces eaux ? Où s'enrichissent-elles et par quels processus ? Pour répondre à ces questions, j'ai réalisé un travail intégrant deux approches complémentaires, bien que très différentes : j'ai couplé la géochimie marine et l'océanographie physique. La géochimie marine contribue à contraindre le rôle de l'océan dans les grands cycles biogéochimiques et repose sur des outils regroupés sous le terme générique de « traceurs » et qui sont des éléments chimiques et/ou des isotopes porteurs d'information. L'océanographie physique vise à améliorer la compréhension de la dynamique de l'océan et des mécanismes océaniques responsables de la variabilité du climat aux échelles saisonnière à décennale.

J'ai ainsi étudié et quantifié les sources et trajectoires des eaux alimentant le Pacifique équatorial en utilisant les sorties d'un modèle de circulation générale océanique (OGCM) de fine résolution horizontale couplé à un outil retraçant les trajectoires suivies par les masses d'eau modélisées. Puis j'ai réalisé l'analyse de données d'un traceur de source continentale, le néodyme (Nd) dissous dans l'eau de mer, dans l'océan Pacifique tropical et équatorial, central et ouest. Cet élément chimique appartient à la famille des éléments Terres Rares (REEs) et est présent en quantité de traces dans l'eau de mer. Il permet, par sa composition isotopique et sa concentration, de tracer les origines des masses d'eau, leurs trajectoires, les mélanges qu'elles subissent et les échanges de matière qui se produisent entre l'océan et le continent. Les résultats d'océanographie physique m'ont été très utiles pour effectuer une interprétation rigoureuse de mes résultats géochimiques. L'intitulé exact de ma thèse est : « Le rôle du Pacifique Tropical Sud-Ouest dans la fertilisation du Pacifique Equatorial : couplage dynamique et multi-traceurs ». J'ai réalisé ce travail sous la direction de Catherine Jeandel et Sophie Cravatte au LEGOS à Toulouse, entre 2009 et 2012.

La campagne Pandora devait initialement se dérouler à l'automne 2010. Ayant été maintes fois repoussée, j'ai réalisé l'entière analyse des données géochimiques issues

d'échantillons d'eau de mer collectés en 2006 lors de la campagne « EUC-Fe ». Heureusement, les questions géochimiques sur lesquelles est construite Pandora s'inscrivent dans la continuité des questions géochimiques posées par EUC-Fe : l'enrichissement en nutriments et micronutriments des eaux alimentant le Pacifique équatorial. Il était donc cohérent que je mesure ces données et, après coup, peu handicapant que je ne puisse analyser de données issues de Pandora, puisque ma thèse s'est avérée riche en résultats. Par ailleurs, le temps m'aurait assurément manqué.

Mon rôle dans ce projet est très gratifiant compte tenu de l'originalité du sujet dans le couplage de ces deux approches, différentes et néanmoins complémentaires. Ce couplage est tout à fait novateur et je suis une des premières doctorantes en océanographie à avoir travaillé en blouse et sabots dans la salle blanche et à avoir parallèlement quantifié le transport de rétro-trajectoires modélisées, devant mon ordinateur. Ce sont ces aspects novateurs, cette diversité de travail et les collaborations pouvant en découler qui m'ont donné envie d'obtenir le contrat me permettant de réaliser cette thèse. Je suis fière de participer à un projet de cette qualité, impliquant de nombreuses collaborations et je suis consciente des sommes très importantes mises en jeu, dont la fructification est placée sous ma responsabilité (et celle de mes directrices). J'ai mis beaucoup d'enthousiasme et d'envie dans ce travail et j'espère avoir convaincu les deux équipes avec qui j'ai travaillé, et par delà, d'autres personnes, en France et à l'étranger, de la puissance et de l'intérêt de ce type de couplage, tant pour la rigueur de l'interprétation que pour le rapprochement de disciplines jusque là trop retranchées dans leurs approches respectives.

7.2 Ressources humaines et financières du projet

Le tableau ci-après est une estimation du coût de ma thèse. Il résume les ressources humaines et financières du projet. J'ai estimé que, durant ces 3 ans, 284 000 euros ont été destinés à la réalisation de ce projet, soit 7890 euros/mois. Les salaires représentent 59% du budget de ma thèse, la campagne de terrain Pandora équivaut à 23% du budget total. Viennent ensuite les déplacements (7%), le matériel et les consommables (5%) puis la communication, la documentation et les formations (3%). Enfin, les derniers 3% sont attribués aux infrastructures.

Ma thèse est majoritairement financée par l'université UPS (34%) et le CNRS (28%).

Montants en euros TTC

	Nature de la dépense	Détails	Coûts totaux (euros TTC)			
			Nombre d'unités	Coût unitaire moyen	Quote-part utilisation	Total
1	Ressources Humaines					
1.1	Doctorant	Salaire brut 1675 Charges 775	36	2450	100%	88200
1.2	Encadrant 1	Salaire brut 5280 Charges 2376	36	7656	15%	41342
1.3	Prime Encadrement					
1.4	Encadrant 2	Salaire brut 2880 Charges 1300	36	4180	15%	22572
1.5	Encadrement officieux	3*2880 3*1300	36	12540	3%	13543
1.6	Autre personnel (hors sous-trait.) Secrétariat	Salaire brut Charges	36	4333	1%	1560
1.7	Sous-traitance					
	Sous-total Ressources Humaines					167217
2	Consommables					
2.1	Fournitures expérimentales	Mesures isotopiques : Salle blanche : 4000 (3 ans) 3400/an	1	14200	100%	14200
2.2	Fournitures de bureau	100/an	3	100	100%	300
2.3	Autres achats					
	Sous-total Consommables					14500
3	Infrastructures					
3.1	Entretien, gardiennage, secrétariat					
3.2	Loyers des locaux (base : 10€/m²/mois)	Loyer brut 1440 Charges locatives 650	1	2090	100%	2090
3.3	Electricité, eau, chauffage, ... (si non inclus dans les charges locatives)					
3.4	Autres (parc informatique)		3	2500	100%	7500
	Sous-total Infrastructures					9590
4	Matériel (amortissements)					
4.1	Matériel d'expérimentation (dont les ordinateurs et logiciels spécialisés)	Taux d'amortissement				
4.2	Ordinateur de bureau	Taux d'amortissement Ordinateur	1	700	100%	700
4.3	Logiciels de bureau	Taux d'amortissement				
4.4	Autre	Taux d'amortissement				
	Sous-total Matériel					700
5	Déplacements					
5.1	Missions en France	Transport 825 Hébergement + autres frais 45	2	435	100%	870
5.2	Missions à l'étranger	Transport 5000 Hébergement + autres frais 7200	2	6100	100%	12200
5.3	Congrès en France	Transport 150 Hébergement + autres frais 125	1	275	100%	275
5.4	Congrès à l'étranger	Transport 2250 Hébergement + autres frais 2245	3	1500	100%	4500
	Sous-total Déplacements					17845
6	Formation					
6.1	Formations	intervenants PRES, CNRS	5	7000	10%	3500
6.2	Autres frais (Inscription à l'Université, Sécurité Sociale étudiante, etc.)	375/an	3	375	100%	1125
	Sous-total Formation					4625
7	Documentation et communication					
7.1	Affranchissements, Internet, téléphone	1000/an	1	3000	30%	900
7.2	Publicité, communication, impressions	Direct 1300	1	1300	100%	1300
7.3	Documentation (périodiques, livres, bases de données, bibliothèque, etc.)		3	500	100.0%	1500
7.4	Autres					
	Sous-total Documentation et communication					3700
8	Charges financières (intérêts des emprunts)					
	Sous-total Charges financières					
9	Charges exceptionnelles	campagne en mer	1	822000	8%	65760
	Sous-total Charges exceptionnelles					65760
10	TOTAL					283937

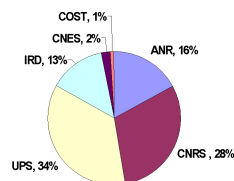


FIGURE 7.1 – Estimation du coût de ma thèse : ressources humaines et financières associées au projet.

7.3 Gestion du projet

Préparation et cadrage du projet

Le projet a été mûrement réfléchi par mes directrices avant le début de ma thèse. Le sujet s'inscrivait dans la continuité de mon stage de Master 2, que j'avais effectué dans ces deux mêmes équipes. Ainsi, mes directrices et moi-même avions une idée assez précise sur mes capacités à mener à bien ce projet. Dès mon stage de Master 2, j'ai reçu les documents décrivant le projet dans son contexte. Au début de ma thèse, mes directrices et moi-même avons établi un échéancier prévisionnel répartissant mon temps entre géochimie et physique, soit grossièrement, entre salle blanche et modèle. Il a évidemment bien évolué au cours du temps, mais a cependant tâché de respecter une équité de temps accordé à chaque discipline, parfois à la manière de temps imparti aux candidats aux élections présidentielles !

Conduite du projet

Je faisais partie de deux équipes, différentes en nombre, en fonctionnement, en relations humaines. Il a fallu que je trouve ma place chez l'une, chez l'autre, en essayant de garder un équilibre entre les deux. L'encadrement que j'ai reçu de chacune de mes directrices était aussi très différent : Sophie Cravatte est une jeune chercheuse et ma thèse est la première qu'elle ait officiellement encadrée. C'est une personne très compétente et rigoureuse, qui s'est mis une pression assez importante pour encadrer au mieux ma thèse et me faire avancer dans mes recherches. Plus expérimentée, Catherine Jeandel est une géochimiste réputée qui a formé de nombreux thésards. J'ai essayé de tenir compte de cette différence de caractère au cours de ma thèse et en particulier d'informer Sophie assez régulièrement de l'avancement de mon travail. J'avoue parfois m'être heurtée aux difficultés de l'unique communication par internet, du fait de l'éloignement géographique entre ma directrice et moi-même.

Au début de la réalisation de ce projet, j'ai commencé par me familiariser avec l'outil lagrangien de suivi des masses d'eau, ARIANE. Pour cela, j'ai passé une semaine à Brest où j'ai été directement formée par les personnes ayant développé cet outil, Bruno Blanke et Nicolas Grima, du LPO (Laboratoire de Physique des Océans). Ainsi, à mon retour à Toulouse, nous nous sommes entretenues avec mes deux directrices pour déterminer les expériences à réaliser et observer les limites et les forces d'ARIANE vis-à-vis des questions soulevées dans ma thèse. J'ai valorisé l'intérêt du couplage physique/géochimie dès ma première année de thèse, en présentant mes premiers résultats à deux conférences internationales, GEOTRACES (oral, décembre 2009) et Ocean Sciences (poster, février 2010).

J'ai ensuite alterné les sessions de physique et de géochimie. Avant chaque retour à la géochimie, j'ai fait en sorte d'aller au bout des objectifs que nous avions fixés en physique, et vice-versa. De cette manière, je rendais le travail d'un domaine vraiment profitable pour l'autre, et j'évitais de mélanger les deux. J'ai évidemment accumulé un peu de retard à chaque fois, me heurtant à mon optimisme et celui de mes directrices (non négligeable !). Chaque session s'est régulièrement ponctuée de réunions fréquentes avec la directrice associée. Même si plus rarement, nous nous sommes aussi réunies toutes les trois pour faire le point sur l'avancement du travail, informer l'autre directrice de nouveaux résultats ou discuter de questions soulevées, et enfin vérifier l'équilibre de l'échéancier.

Au début de ma thèse, mes directrices et moi avons établi que je participerais aux réunions scientifiques des deux équipes afin de faire le lien entre les deux communautés et de les sensibiliser l'une à l'autre. Finalement, j'ai plutôt assisté aux réunions de l'équipe de la directrice avec laquelle je travaillais sur le moment, avec un petit déséquilibre vers l'équipe GEOMAR. Personnellement, je pense que cela est lié à mon intégration plus facile au sein de cette équipe, moins nombreuse et fonctionnant sur un schéma plus « familial ». J'ai profité de ces réunions pour présenter mes figures de l'article de physique lorsqu'il était déjà bien avancé. Ainsi, j'ai pu vérifier l'accessibilité et la clarté de mes figures et de mes conclusions auprès des géochimistes. C'est aussi lors de ces réunions que j'ai vérifié la clarté de mes communications pour les congrès, en répétant devant l'équipe.

J'ai montré à chaque équipe mon enthousiasme à collaborer avec l'extérieur et mes directrices m'ont aidé à obtenir des bourses pour monter deux collaborations. Ainsi, j'ai passé 3 semaines à Bristol avec le géochimiste, maître de conférence, Derek Vance et son post-doctorant Jörg Rickli. J'ai réalisé dans le temps imparti la chimie d'extraction du néodyme pour mesurer sa composition isotopique sur leur MC-ICP-MS, instrument de mesure de concentrations d'éléments chimiques, un peu plus précis et beaucoup plus autonome que notre propre machine de mesure de concentrations (TIMS). Je suis ensuite partie 2 mois et demi en Nouvelle-Calédonie où j'ai travaillé avec les chargés de recherche Fabien Durand et Christophe Menkes et un post-doctorant, Vincent Faure. Je me suis vite adaptée à l'équipe et ai beaucoup apprécié cette expérience, d'un point de vue scientifique avant tout, mais aussi sur le point de vue humain puisque c'est là que j'ai eu mes premières discussions sur mon futur professionnel. Je ne cache pas que la beauté des paysages offre un cadre de travail privilégié et très motivant ! Enfin, j'ai aussi travaillé étroitement avec Ariane Koch-Larrouy, chargé de recherche dans l'équipe ECOLA (Echanges côte-large) du LEGOS, lors de l'analyse et de la rédaction d'une partie mon article de physique.

De manière générale, ma thèse s'est bien déroulée et mon travail a progressé régulièrement. J'ai publié mes résultats concernant l'océanographie physique et mon papier à dom-

inante géochimie est proche d'être soumis, à 5 mois de l'échéance de mon contrat. J'espère avoir le temps d'en soumettre un troisième avant la fin de ma thèse, utilisant le couplage des deux approches. L'originalité de ce projet couplant des outils différents pour répondre à une problématique proche aura été, pour moi, un vrai plaisir. Je ne nie pas que la différence d'approches demande parfois une grande gymnastique cérébrale : l'interprétation d'innombrables simulations ne ressemble pas à celle de quelques données géochimiques. Et l'on comprend vite pourquoi le couplage est compliqué à réaliser. C'est pour cela que nous souhaitons valoriser ce couplage dans un troisième article, relevant ainsi le défi de cette thèse...

7.4 Connaissances/compétences développées dans le cadre de ma thèse

Compétences scientifiques

La veille scientifique s'intègre maintenant dans mes compétences, puisqu'au cours de ces 3 ans, je me suis régulièrement cultivée sur les problématiques principales de ma thèse : la circulation des masses d'eau du Pacifique et leur évolution, la géologie des îles et continents de ma région, les données existantes de néodyme et de REEs, leur comportement dans l'eau et aux interfaces. J'ai ainsi pu suivre l'évolution des questions posées depuis les premières études menées jusqu'à aujourd'hui.

J'ai appris les techniques de mesure des éléments en trace et la chimie ultra propre et méticuleuse associée au travail en salle blanche. J'ai aussi appris à utiliser des instruments tels que le spectromètre de masse à torche à plasma (ICP-MS) et ai été pionnière de l'équipe à y coupler un désolvateur ARIDUS II, ayant pour but d'améliorer l'ionisation de l'échantillon et de réduire les interférences entre oxydes et REEs.

J'ai appris à valider et utiliser les sorties d'un modèle complexe de circulation océanique. L'étude que j'ai réalisée est jusqu'à présent l'étude publiée qui met en jeu l'OGCM de résolution la plus fine, concernant la problématique de l'alimentation de l'EUC du Pacifique. De plus, j'ai acquis la capacité à utiliser un outil de suivi de particules complexe, me permettant de réaliser des expériences variées et de répondre à de multiples questions. Je sais adapter cet outil pour qu'il convienne à d'autres problématiques.

La campagne océanographique Pandora sera la première à laquelle je participe. A bord, je serai co-responsable de l'échantillonnage du Nd avec ma directrice Catherine Jeandel. J'ap-

prendrai alors le travail de terrain. J'attends avec impatience cette expérience, que j'avoue être une grande motivation depuis le début de ma thèse...

Compétences techniques

Je possédais au début de mon contrat une bonne formation en informatique dans l'environnement Windows, que j'ai entretenue et faite progresser. Complémentairement, j'ai acquis de bonnes compétences informatiques concernant l'environnement Linux, le langage Bash et les interfaces graphiques IDL et Ferret.

J'ai été formée aux méthodes d'extraction chimique, réalisée par chromatographie, en salle blanche. J'ai aussi appris à utiliser des instruments tels que le spectromètre de masse à torche plasma (ICP/MS Agilent) ou le spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS).

Compétences transversales

J'ai développé des collaborations avec trois laboratoires : le LPO à Brest, le « Department of Earth Sciences » à Bristol et l'IRD à Nouméa. A Brest, j'ai passé une semaine avec Bruno Blanke et Nicolas Grima à me former sur l'outil ARIANE pour l'utiliser ensuite de façon autonome à Toulouse. Je suis allée 3 semaines à Bristol où j'ai collaboré avec Derek Vance, directeur du Bristol Isotope Group (BIG), et Jörg Rickli, post-doctorant travaillant sur la composition isotopique du Nd. Lors de cette collaboration, j'ai appris un protocole d'extraction des isotopes du Nd légèrement différent de celui que j'avais suivi lors de mon Master 2 et qui avait été développé au LEGOS. Leur méthode d'extraction était plus rapide que celle développée au LEGOS et tout aussi propre et efficace. J'ai ainsi fait fructifier cette collaboration en rapportant les méthodes d'extraction de cette équipe à mon équipe GEOMAR, ce qui a permis d'améliorer notre protocole.

J'ai passé deux mois et demi à l'IRD de Nouméa où j'ai collaboré avec Fabien Durand, encadrant de la partie océanographie physique mon Master 2, Christophe Menkès et Vincent Faure. Nous avons travaillé ensemble sur l'étude de l'alimentation du Sous-Courant Equatorial (EUC) en comparant les trajectoires et les quantifications de transports simulés par deux OGCM différents. Cette collaboration devait déboucher sur la rédaction d'un article par Vincent Faure, article pour lequel j'aurais été deuxième auteur. Cependant, les circonstances ont été telles que la rédaction de cet article n'a malheureusement pu se faire. Mais la collaboration n'en a pas été moins intéressante.

J'ai appris à communiquer en équipe, ainsi que dans le cadre de congrès internationaux. J'ai donné un oral au début de ma thèse à Paris lors d'un congrès GEOTRACES, programme

impliquant des scientifiques de plus de 30 pays. Puis j'ai communiqué mes résultats sur poster lors du congrès AGU (American Geophysical Union) Ocean Sciences à Portland (Oregon, Etats-Unis) en 2010 et à Salt Lake City (Utah, Etats-Unis) en 2012. Au cours de ce dernier, j'ai rencontré et ai discuté avec plusieurs chercheurs de laboratoires étrangers avec lesquels il me plairait d'effectuer un post-doctorat.

J'ai aussi été formée à produire un article composé de multiples co-auteurs. Pour cela, j'ai dû apprendre à faire converger les différents conseils et idées de mes co-auteurs, à rejeter ceux qui ne semblaient pas réalisables ou adaptés, à prendre position et assumer mes décisions. Les révisions ont demandé des corrections mineures à apporter à l'article et l'article a rapidement été publié dans la revue scientifique de rang A intitulée *Journal of Geophysical Research*.

Compétences personnelles

J'ai fait progresser mon autonomie et ma capacité à prendre des initiatives, nécessaires à la relative disponibilité de mes directrices, l'une étant en Nouvelle-Calédonie depuis mars 2011 et l'autre étant engagée dans de multiples actions et ayant par conséquent un emploi du temps très chargé (rédactions de projets nationaux tels IDEX ou EQUIPEX, encadrements d'autres thésards et post-doctorants, vies associative et politique...!). J'ai donc essayé, lors de nos entretiens, de préparer un maximum de figures et de proposer et discuter des pistes de réflexion.

La rigueur et la minutie que je me suis imposée lors de l'extraction chimique en salle blanche de quelques nanogrammes de Nd « noyés » dans 20l d'eau de mer m'ont permis de préserver la qualité de l'échantillon et de pouvoir en tirer des informations fines.

Pour autant, la session de mesure de concentration des REEs n'a pas été de tout repos, puisque j'ai été la première de l'équipe de géochimie à tester le couplage de l'ARIDUS. Plusieurs bulles d'air venant stopper le pompage de l'échantillon m'ont tenu en haleine jusqu'à tard dans la soirée et c'est un « petit » combat qu'il m'a fallu livrer à la machine pour terminer en bonne et due forme ma session de mesure ! Mais, après dépouillement des résultats, j'ai eu plaisir à constater que ma ténacité avait été récompensée !

Enfin, j'ai partagé de très bons moments au sein de mes équipes et me suis sentie bien intégrée. J'ai toujours montré un engouement particulier lors des réunions de célébration d'événements, notamment autour de spécialités gustatives ! Quelques minutes de détente avec mes collègues, dans le bureau, autour d'un thé ou lors de footing le long du Canal du

Midi, me sont très agréables et me permettent de mieux souffler pour repartir dans un travail efficace.

7.5 Evaluation des retombées du projet

J'aime à croire que ce projet a et aura des retombées très positives pour la science et pour le laboratoire. En revanche, je sais de source sûre que les retombées sont pour moi-même très bonnes... !

Pour la science

J'ai affiné la quantification des sources de l'EUC et ai proposé un résultat nouveau concernant l'allègement en densité de masses d'eau provenant de Papouasie Nouvelle Guinée et du Mindanao. Par ailleurs, j'ai débuté une étude qualitative sur le mélange et les transformations hydrologiques que subissent les masses d'eau et ai mis en lumière des régions où il serait bon de quantifier précisément ce mélange. Ces résultats sont une pierre de plus à l'édifice de compréhension de la relation « dynamique équatoriale/ENSO ».

J'ai mis en évidence l'existence d'une anomalie positive d'euprium présente dans toutes les eaux du Pacifique équatorial, en accord avec la composition géologique des îles et continents de la région. La précision de mes données nous permet d'être les premiers à révéler cette anomalie que la plupart des études antérieures n'ont pu mettre en évidence, faute d'interférences importantes sur leurs mesures.

J'ai testé le protocole chimique de Derek Vance concernant l'extraction des isotopes de Nd et ai pu rapporter l'efficacité de ce protocole et le proposer à mon équipe.

J'ai appliqué un outil de résolution fine de la circulation à l'interprétation de données réelles de Nd et j'ai montré l'intérêt de ce couplage pour l'interprétation de données géochimiques de faible résolution spatiale. Cet outil a aussi permis d'affiner la stratégie d'échantillonnage lors de la campagne Pandora.

Pour le laboratoire

J'ai rédigé deux articles – bientôt trois – et l'un est publié dans une revue scientifique de rang A. De plus, j'ai effectué quatre présentations lors de congrès internationaux. Ces

faits participent directement au rayonnement de mon laboratoire d'accueil d'un point de vue national et international.

J'ai porté l'originalité de mon sujet pluridisciplinaire lors des congrès internationaux et des collaborations que j'ai effectuées et j'ai démontré l'ouverture et l'innovation de mon laboratoire. J'ose croire que de nouveaux projets semblables à ma thèse verront le jour dans les années à venir.

Je suis intimement convaincue que le défi que se sont lancé les deux équipes GEOMAR et OLVAC portera ses fruits et conduira à plus de dialogues et de collaborations entre ces deux équipes, et peut être par la suite, entre d'autres équipes, du LEGOS ou d'autres laboratoires.

Pour moi

Cette thèse est ma première réelle expérience professionnelle. D'après les doctorants que j'ai pu rencontrer au cours de ma thèse, je pense que l'encadrement détermine à 90% l'envie ou non du doctorant à continuer en recherche. Pour ma part, j'ai reçu un encadrement d'une qualité rare, tant grâce aux compétences scientifiques qu'humaines de mes encadrantes. Catherine et Sophie m'ont confirmé ma passion pour la mer, elles m'ont transmis leur intérêt pour la recherche et m'en ont inculqué les valeurs. Elles m'ont fait confiance et ont soutenu mon travail. J'ai acquis la rigueur et la méticulosité du travail en salle blanche et des instruments de mesure, ainsi que les différents principes d'extraction chimique. Je connais maintenant l'éventail d'utilisations qu'offre l'outil ARIANE et mes connaissances me permettent de l'appliquer à d'autres modèles, pour répondre à d'autres questions. De plus, j'ai acquis des connaissances approfondies sur la distribution de la composition isotopique du Nd et la circulation des masses d'eau dans le Pacifique et sur le comportement des Terres Rares dans l'eau de mer. J'ai pu rencontrer des scientifiques du monde entier et faire connaître mes travaux.

Je me suis fortement épanouie durant ma thèse, comblée d'avoir eu l'opportunité de travailler dans un couplage interdisciplinaire. J'ai cependant parfois ressenti la frustration de n'être vraiment spécialiste dans aucun des deux domaines et de n'avoir poussé aucune des deux approches très profondément. Mes directrices m'avaient mise en garde de cette possible frustration avant de postuler pour cette thèse. Aujourd'hui, je pense être allée au bout des objectifs que nous nous étions fixés au départ, et je ne ressens plus de frustration.

Perspectives professionnelles

Je souhaiterais *in fine* être reçue au concours IRD ou CNRS et devenir chargé de recherche. Pour acquérir de l'expérience et justifier ma présence au concours, je suis actuellement en train de rechercher un post-doctorat. Ce que je retire de ma thèse, c'est que j'ai aimé obtenir des données géochimiques et y associer des outils de physique fine, pour mieux comprendre la chimie de l'océan. Je suis donc entrée en contact avec des géochimistes marins basés à Hobart (Tasmanie) et à Honolulu (Hawaï) ainsi qu'avec une physicienne océanographe à Hobart. Ma mobilité et ma forte motivation à trouver un post-doctorat dans l'une ou l'autre compétence expliquent que je concentre pour l'instant mes recherches uniquement dans cette voie. De plus, je profite du réseau que j'ai commencé à développer au cours de ma thèse et, bien sur, de celui de mes encadrantes pour cibler mes potentiels employeurs. Par ailleurs, je pense qu'une expérience de post-doctorat sera pertinente pour la suite de mon parcours professionnel.

Bibliographie

- Akagi, T., F. Fu, Y. Hongo, and K. Takahashi (2011), Composition of rare earth elements in settling particles collected in the highly productive North Pacific Ocean and Bering Sea : Implications for siliceous-matter dissolution kinetics and formation of two REE-enriched phases, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 75, 4857–4876.
- Alibo, D. S., and Y. Nozaki (1999), Rare earth elements in seawater : particle association, shale-normalization, and Ce oxidation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63 (3-4), 363–372, doi : 10.1016/S0016-7037(98)00279-8.
- Amakawa, H., D. S. Alibo, and Y. Nozaki (2000), Nd isotopic and REE pattern in the surface waters of the eastern Indian Ocean and its adjacent seas, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, 1715–1727.
- Arsouze, T., J.-C. Dutay, F. Lacan, and C. Jeandel (2007), Modeling the neodymium isotopic composition with a global ocean circulation model, *Chem. Geol.*, 239, 165–177.
- Arsouze, T., J.-C. Dutay, F. Lacan, and C. Jeandel (2009), Reconstructing the Nd oceanic cycle using a coupled dynamical-biogeochemical model, *Biogeosciences*, 6 (12), 2829–2846, doi : 10.5194/bg-6-2829-2009.
- Barnier, B., G. Madec, T. Penduff, J.-M. Molines, A.-M. Treguier, J. L. Sommer, A. Beckmann, A. Biastoch, C. Böning, J. Dengg, C. Derval, E. Durand, S. Gulev, E. Remy, C. Talandier, S. Theetten, M. Maltrud, J. McClean, and B. D. Cuevas (2006), Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution, *Ocean Dyn.*, 56, 543–567, doi :10.1007/s10236-006-0082-1.
- Bau, M., and A. Koschinsky (2008), Oxidative scavenging of cerium on hydrous Fe oxide : Evidence from the distribution of rare earth elements and yttrium between Fe oxides and Mn oxides in hydrogenetic ferromanganese crusts, *Geochem. J.*, 42, 1–11.
- Bertram, C. J., and H. Elderfield (1993), The geochemical balance of the Rare Earth Elements and Nd isotopes in the oceans, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 1957–1986.

- Blanke, B., and P. Delecluse (1993), Variability of the Tropical Atlantic Ocean Simulated by a General Circulation Model with Two Different Mixed-Layer Physics, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 85–99, doi :10.1175/1520-0485(1993)023<1363:VOTTAO>2.0.CO;2.
- Blanke, B., and S. Raynaud (1997), Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent : An Eulerian and Lagrangian approach from GCM results, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1038–1053, doi :10.1175/1520-0485(1997)027<1038:KOTPEU>2.0.CO;2.
- Blanke, B., M. Arhan, G. Madec, and S. Roche (1999), Warm water paths in the equatorial Atlantic as diagnosed with a general circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2753–2768, doi :10.1175/1520-0485(1999)029<2753:WWPITE>2.0.CO;2.
- Bostock, H. C., B. N. Opdyke, and M. J. M. Williams (2010), Characterising the intermediate depth waters of the Pacific Ocean using $\delta^{13}C$ and other geochemical tracers, *Deep Sea res.*, 57, 847–859, doi :10.1016/j.dsr.2010.04.005.
- Butt, J., and E. Lindstrom (1994), Currents off the east coast of New Ireland, Papua New Guinea, and their relevance to regional undercurrents in the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,503–12,514, doi :10.1029/94JC00399.
- Byrne, R. H., and K.-H. Kim (1990), Rare earth element scavenging in seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2645–2656.
- Byrne, R. H., and K.-H. Kim (1993), Rare earth precipitation and coprecipitation behavior : The limiting role of PO_4^{3-} on dissolved rare earth concentrations in seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 519–526.
- Carter, P., D. Vance, C. D. Hillenbrand, J. A. Smith, and D. R. Shoosmith (2012), The neodymium isotopic composition of waters masses in the eastern Pacific sector of the Southern Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 79, 41–59.
- Chappell, J. (1993), Contrasting Holocene sedimentary geologies of lower Daly River, northern Australia, and lower Sepik-Ramu, Papua New Guinea, *Sedimentary Geology*, 83, 339–358.
- Cheng, W., M. J. McPhaden, D. Zhang, and E. Metzger (2007), Recent changes in the Pacific Subtropical Cells inferred from an eddy-resolving ocean circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1340–1356.
- Chung, C.-H., I. Brenner, and C.-F. You (2009), Comparison of microconcentric and membrane-desolvation sample introduction systems for determination of low rare earth element concentrations in surface and subsurface waters using sector field inductively coupled plasma mass spectrometry, *Spectrochimica Acta Part B*, 64, 849–856.

BIBLIOGRAPHIE

- Couvelard, X., P. Marchesiello, L. Gourdeau, and J. Lefvre (2008), Barotropic zonal jets induced by islands in the southwest Pacific., *J. Phys. Oceanogr.*, 38 (10), 2185–2204.
- Cravatte, S., A. Ganachaud, Q.-P. Duong, W. S. Kessler, G. Eldin, and P. Dutrieux (2011), Observed circulation in the Solomon Sea from SADCP data, *Prog. Oceanogr.*, 88, 116–130, doi :10.1016/j.pocean.2010.12.015.
- Davis, R., W. Kessler, and J. Sherman (2012), Gliders measure western boundary current transport from the South Pacific to the equator, *J. Phys. Oceanogr.*, p. in press, doi :10.1175/JPO-D-12-022.1.
- de Baar, H. J. W., M. P. Bacon, P. G. Brewer, and K. W. Bruland (1985), Rare-earth elements in the Pacific and in the Atlantic Oceans, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1953–1959.
- Dutay, J.-C., F. Lacan, M. Roy-Barman, and L. Bopp (2009), Influence of particle size and type on 231 Pa and 230 Th simulation with a global coupled biogeochemical-ocean general circulation model : A first approach, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q01,011, doi :10.1029/2008GC002291.
- Dutrieux, P., and et al. (2008), Thermocline and subthermocline currents from the central to western equatorial Pacific : A snapshot view from the EUC-Fe campaign, pp. paper presented at the 2008 Ocean Sciences Meeting, Am. Soc. of Limnol. and Oceanogr., Orlando, Fla., 2–7 March.
- Elderfield, H., and M. J. Greaves (1982), The rare earth elements in seawater, *Nature*, 296, 241–219.
- Faure, G. (1986), *Principles of Isotope Geology*, 589 pp., John Wiley Sons.
- Fine, R. A., R. Lukas, F. Bingham, M. J. Warnar, and R. H. Gammon (1994), The western equatorial Pacific : A water mass crossroads, *J. Geophys. Res.*, 99, 25,063–25,080, doi :10.1029/94JC02277.
- Fukumori, I., T. Lee, B. Cheng, and D. Menemenlis (2004), The origin, pathway, and destination of Ni~no-3 water estimated by a simulated passive tracer and its adjoint, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 582–604, doi :10.1175/2515.1.
- Garcia-Solsona, E., M. Labatut, F. Lacan, C. Pradoux, D. Vance, and C. Jeandel (in prep.), Rare Earth Elements and Nd isotopes tracing water mass mixing and particle-seawater interactions in the SE Atlantic.
- Gasparin, F., A. Ganachaud, and C. Maes (2011), A western boundary current east of New Caledonia : Observed characteristics, *Deep Sea res.*, 58, 956–969.

- 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, L15,608, doi :10.1029/2012GL052575.
- Goldstein, S., and S. R. Hemming (2003), Long Lived isotopic tracers in oceanography, paleoceanography and ice-sheet dynamics, *Treatise on Geochemistry*, ch 6.17, vol. 6. Elsevier, New-York, pp. 453–489.
- Goodman, P. J., W. Hazeleger, P. de Vries, and M. Cane (2005), Pathways into the Pacific Equatorial Undercurrent : A trajectory analysis, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 2134–2151, doi :10.1175/JPO2825.1.
- Gorgues, T., C. Menkes, Y. Dandonneau, S. Alvain, C. Moulin, L. Slemons, and M.-H. Radenac (2010), Revisiting the La Niña 1998 phytoplankton blooms in the equatorial Pacific, *Deep Sea Res. I*, 57, 567–576, doi :10.1016/j.dsr.2009.12.008.
- Gourdeau, L., W. Kessler, R. Davis, J. Sherman, C. Maes, and E. Kestenare (2008), Zonal jets entering the Coral Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 715–725.
- Grasse, P., T. Stichel, R. Stumpf, L. Stramma, and M. Frank (2012), The Distribution of Neodymium Isotopes and Concentrations in the Eastern Equatorial Pacific : Water Mass Advection Versus Particle Exchange, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 353-354, 198–207, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.07.044>.
- 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, C12,044, doi :10.1029/2011JC007477.
- Grenier, M., C. Jeandel, F. Lacan, D. Vance, C. Venchiarutti, A. Cros, and S. Cravatte (2013), From the subtropics to the central equatorial Pacific Ocean : Neodymium isotopic composition and rare earth element concentration variations, *J. Geophys. Res.*, 118, 1–27, doi : 10.1029/2012JC8239.
- Gu, D., and S. G. H. Philander (1997), Interdecadal Climate Fluctuations That Depend on Exchanges Between the Tropics and Extratropics, *Science*, 275, 805, doi :10.1126/science.275.5301.805.
- Hayes, S. P., L. J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi, and K. Takeuchi (1991), TOGATAO : A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific Ocean, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 72, 339–347, doi :10.1175/1520-0477(1991)072<0339:TTAMAF>2.0.CO;2.

- Henderson, P. (1984), *Rare earth element geochemistry*, Developments in geochemistry, 510 pp., Elsevier.
- Izumo, T., J. Picaut, and B. Blanke (2002), Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (22), 2080, doi :10.1029/2002GL015073.
- Jeandel, C. (1993), Concentration and isotopic composition of Nd in the South Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 581–591.
- Jeandel, C., J. K. Bishop, and A. Zindler (1995), Exchange of Nd and its isotopes between seawater small and large particles in the Sargasso Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 535–547.
- Jeandel, C., T. Arsouze, F. Lacan, P. Téchiné, and J.-C. Dutay (2007), Isotopic Nd compositions and concentrations of the lithogenic inputs into the ocean : A compilation, with an emphasis on the margins, *Chem. Geol.*, 239, 156–164.
- Jeandel, C., C. Venchiarutti, M. Bourquin, C. Pradoux, F. Lacan, P. van Beek, and J. Riotte (2011), Single Column Sequential Extraction of Ra, Nd, Th, Pa and U from a Natural Sample, *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35 (4), 449–459.
- Jeandel, C., H. Delattre, M. Grenier, C. Pradoux, and F. Lacan (2013), Rare Earth Concentrations and Nd isotopes in the South East Pacific Ocean, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, doi : 10.1029/2012GC004309.
- Johnson, G. C., and M. J. McPhaden (1999), Interior pycnocline flow from the subtropical to the equatorial Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 3073–3089, doi :10.1175/1520-0485(1999)029<3073:IPFFTS>2.0.CO;2.
- Johnson, G. C., B. M. Sloyan, W. S. Kessler, and K. E. McTaggart (2002), Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s, *Prog. Oceanogr.*, 52, 31–61, doi :10.1016/S0079-6611(02)00021-6.
- Johnson, K. S., F. P. Chavez, and G. E. Friederich (1999), Continental shelf sediment as a primary source of iron for coastal phytoplankton, *Nature*, 398, 697–700.
- Jones, K., S. Khatiwala, S. L. Goldstein, S. R. Hemming, and T. Van de Flierdt (2008), Modeling the distribution of Nd isotopes in the oceans using an ocean general circulation model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 202 (3-4), 610–619.
- Jones, M. T., C. R. Pearce, and E. H. Oelkers (2012a), An experimental study of the interaction of basaltic riverine particulate material and seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 77, 108–120, doi :10.1016/j.gca.2011.10.044.

- Jones, M. T., C. R. Pearce, C. Jeandel, S. R. Gislason, E. S. Eiríksdóttir, V. Mavromatis, and E. H. Oelkers (2012b), Riverine particulate material dissolution as a significant flux of strontium to the oceans, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 355-356, 51–59, doi :10.1016/j.epsl.2012.08.040.
- Kashino, Y., M. Aoyama, T. Kawano, N. Hendiarti, Syaefudin, Y. Anantasena, K. Muneyama, and H. Watanabe (1996), The water masses between Mindanao and New Guinea, *J. Geophys. Res.*, 101, 12,391–12,400, doi :10.1029/95JC03797.
- Kashino, Y., I. Ueki, Y. Kuroda, and A. Purwandani (2007), Ocean variability north of New Guinea derived from TRITON buoy data, *J. Oceanogr.*, 63, 545–559, doi :10.1007/s10872-007-0049-y.
- Kessler, W. S. (1999), Interannual variability in the subsurface high-salinity tongue south of the equator at 165E, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2038–2049.
- Kessler, W. S., and S. Cravatte (2013), ENSO and short term variability of the South Equatorial Current entering the Coral Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 43, 956–969.
- Kessler, W. S., and L. Gourdeau (2007), The annual cycle of circulation of the southwest subtropical Pacific, analyzed in an ocean GCM, *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1610–1627.
- Kineke, G. C., K. J. Woolfe, S. A. Huehl, J. D. Milliman, T. M. Dellapenna, and R. G. Purdon (2000), Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea : Evidence for a divergent sediment plume, *Cont. Shelf Res.*, 20, 2239–2266.
- Kleeman, R., J. P. McCreary, and B. A. Klinger (1999), A mechanism for generating ENSO decadal variability, *Geophys. Res. Lett.*, 26 (12), 1743–1746.
- Kuehl, S. A., G. J. Brunskill, K. Burns, D. Fugate, T. Kniskern, , and L. Meneghini (2004), Nature of sediment dispersal off the Sepik River, Papua New Guinea : preliminary sediment budget and implications for margin processes, *Cont. Shelf Res.*, 24, 2417–2429.
- Lacan, F., and C. Jeandel (2001), Tracing Papua New Guinea imprint on the central equatorial Pacific Ocean using neodymium isotopic compositions and Rare Earth Element patterns, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, 497–512, doi :10.1016/S0012-821X(01)00263-1.
- Lacan, F., and C. Jeandel (2005b), Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange fluxes at the continent-ocean interface, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 232 (3-4), 245–257, doi :10.1016/j.epsl.2005.01.004.
- Lacan, F., K. Tachikawa, and C. Jeandel (2012), Neodymium isotopic composition of the oceans : A compilation of seawater data, *Chem. Geol.*, 300-301, 177–184.

- Large, W., and S. Yeager (2008), The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set, *Clim. Dyn.*, doi :10.1007/s00382-008-0441-3.
- Lee, J. H., and R. H. Byrne (1993), Complexation of trivalent rare earth elements (Ce, Eu, Gd, Tb, Yb) by carbonate ions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 295–302.
- Levitus, S., and Coauthors (1998), World Ocean Database 1998, in *Introduction, NOAA Atlas NESDIS 18*, chap. vol. 1, pp. 346 pp., U.S. Dep. of Commer., Washington, D.C.
- Lindstrom, E., R. Lukas, R. Fine, E. Firing, S. Godfrey, G. Meyers, and M. Tsuchiya (1987), The western equatorial ocean circulation study, *Nature*, 330, 533–537, doi :10.1038/330533a0.
- Lindstrom, E., J. Butt, R. Lukas, and S. Godfrey (1990), The flow through Vitiaz Strait and St. George's Channel, Papua New Guinea, *The Physical Oceanography of Sea Straits*, pp. 171–189.
- Liu, Z., S. G. H. Philander, and R. C. Pacanowski (1994), A GCM study of tropical-subtropical upper-ocean water exchange, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 2606–2623, doi :10.1175/1520-0485(1994)024<2606:AGSOTU>2.0.CO;2.
- Lübbecke, J. F., C. W. Böning, and A. Biastoch (2008), Variability in the subtropical-tropical cells and its effect on near-surface temperature of the equatorial Pacific : a model study, *Ocean Science*, 4, 73–88.
- Lukas, R., E. Firing, P. Hacker, P. L. Richardson, C. A. Collins, R. Fine, and R. Gammon (1991), Observations of the Mindanao Current during the Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study, *J. Geophys. Res.*, 96, 7089–7104.
- Luo, Y. Y., L. M. Rothstein, R. H. Zhang, and A. Busalacchi (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, doi :10.1029/2004JC002655.
- Mackey, D. J., J. E. O'Sullivan, and R. J. Watson (2002), Iron in the western Pacific : A riverine or hydrothermal source for iron in the Equatorial Undercurrent, *Deep Sea res. I*, 49, 877–893, doi :10.1016/S0967-0637(01)00075-9.
- Madec, G. (2008), NEMO ocean engine, *Note du Pole de modélisation*, 27, Institut Pierre-Simon Laplace, 300 pp.
- Marin, F., E. Kestenare, T. Delcroix, F. Durand, S. Cravatte, G. Eldin, and R. Bourdallé-Badie (2010), Annual reversal of the Equatorial Intermediate Current in the Pacific : Observations and model diagnostics, *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 915–933, doi :10.1175/2009JPO4318.1.

- Martin, J. H., and et al. (1994), Testing the iron hypothesis in ecosystems of equatorial Pacific Ocean, *Nature*, 371, 123–129, doi :10.1038/371123a0.
- McCartney, M. S. (1977), Subantarctic Mode Water, *Deep Sea res.*, 24, 103–119.
- McCreary, J. P., and P. Lu (1994), Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulations : The subtropical cell, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 466–497.
- Melet, A., J. Verron, L. Gourdeau, and A. Koch-Larrouy (2011), Equatorward pathways of Solomon Sea water masses and their modifications, *J. Phys. Oceanogr.*, 41, 810–826, doi : 10.1175/2010JPO4559.1.
- Melet, A., L. Gourdeau, W. S. Kessler, J. Verron, and J.-M. Molines (2010a), Thermocline circulation in the Solomon Sea : A modeling study, *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 1302–1319, doi : 10.1175/2009JPO4264.1.
- Melet, A., L. Gourdeau, and J. Verron (2010b), Variability in Solomon Sea circulation derived from altimeter sea level data, *Ocean Dyn.*, 60, 883–900, doi :10.1007/s10236-010-0302-6.
- Molines, J.-M., B. Barnier, T. Penduff, L. Brodeau, A.-M. Treguier, S. Theetten, and G. Madec (2006), Definition of the interannual experiment ORCA025-G70, 1958-2004, *Rep. LEGI-DRA-2-11-2006i*, pp. Lab. des Ecoulements Geophys. et Ind., Grenoble, France.
- Montgomery, R. B. (1937), A suggested method for representing gradient flow in isentropic surfaces, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 18, 210–212.
- Nozaki, Y., and D. S. Alibo (2003a), Importance of vertical geochemical processes in controlling the oceanic profiles of dissolved rare earth elements in the northeastern Indian Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205, 155–172.
- Nozaki, Y., D. S. Alibo, H. Amakawa, T. Gamo, and H. Hasumoto (1999), Dissolved rare earth elements and hydrography in the Sulu Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 2171–2181, doi :10.1126/science.266.5182.58.
- Pahnke, K., T. van de Flierdt, K. M. Jones, M. Lambelet, S. R. Hemming, and S. L. Goldstein (2012), GEOTRACES intercalibration of neodymium isotopes and rare earth element concentrations in seawater and suspended particles – Part 2 : systematic test and baseline profiles, *Limnology and Oceanography : Methods*, 10, 252–269, doi :10.4319/lom.2012.10.252.
- Pearce, C. R., M. T. Jones, E. H. Oelkers, C. Pradoux, and C. Jeandel (2013), The effect of particulate dissolution on the neodymium (Nd) isotope and Rare Earth Element(REE)composition of seawater, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 369-370, 138–147, doi :10.1016/j.epsl.2013.03.023.

- Piepgras, D. J., and G. J. Wasserburg (1982), Isotopic composition of neodymium in waters from the Drake Passage, *Science*, 217, 207–217.
- Piepgras, D. J., and G. J. Wasserburg (1987), Rare earth element transport in the western North Atlantic inferred from Nd isotopic observations, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 1257–1271.
- Pin, C., and J. S. S. Zalduegui (1997), Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography : Application to isotopic analyses of silicate rocks, *Analytica Chimica Acta*, 339, 79–89.
- Polat, A., and R. Kerrich (2004), Precambrian Arc Associations : Boninites, Adakites, Magnesian Andesites, and Nb-Enriched Basalts, *Precambrian Ophiolites and Related Rocks, Developments in Precambrian Geology*, 13, 567–597, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/S0166-2635\(04\)13017-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0166-2635(04)13017-X).
- 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.
- Qu, T., and E. J. Lindstrom (2004), Northward intrusion of Antarctic Intermediate Water in the western Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 2104–2118, doi :10.1175/1520-0485(2004)034<2104:NIOAIW>2.0.CO;2.
- Qu, T., S. Gao, I. Fukumori, R. A. Fine, and E. J. Lindstrom (2009), Origin and Pathway of Equatorial 13°C Water in the Pacific Identified by a Simulated Passive Tracer and Its Adjoint, *J. Phys. Oceanogr.*, 39, 1836–1853, doi :10.1175/2009JPO4045.1.
- Radic, A., F. Lacan, and J. W. Murray (2011), Isotopic composition of dissolved iron in the equatorial Pacific Ocean : new constraints for the oceanic iron cycle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 306, 1–10, doi :10.1016/j.epsl.2011.03.015.
- Rempfer, J., T. F. Stocker, F. Joos, J.-C. Dutay, and M. Siddall (2011), Modelling Nd-isotopes with a coarse resolution ocean circulation model : Sensitivities to model parameters and source/sink distributions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 75, 5927–5950.
- Rickli, J. D., M. Frank, A. R. Backer, S. Aciego, G. de Souza, R. B. Georg, and A. N. Halliday (2010), Hafnium and neodymium isotopes in surface waters of the eastern Atlantic Ocean : Implications for sources and inputs of trace metals to the ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 74, 540–557, doi :10.1016/j.gca.2009.10.006.
- Ridgway, K. R., J. S. Godfrey, G. Meyers, and R. Bailey (1993), Sea level response to the 1986–1987 El-Nino Southern Oscillation event in the western Pacific in the vicinity of Papua New Guinea, *J. Geophys. Res.*, 98, 16,387–16,395, doi :10.1029/93JC00766.

- Ridgway, K. R., J. R. Dunn, and J. L. Wilkin (2002), Ocean interpolation by four dimensional weighted least squares – Application to the waters around Australasia, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 1357–1375.
- Rodgers, K. B., B. Blanke, G. Madec, O. Aumont, P. Ciais, and J.-C. Dutay (2003), Extratropical sources of equatorial Pacific upwelling in an OGCM, *Geophys. Res. Lett.*, 30(2), 1084, doi : 10.1029/2002GL016003.
- Roemmich, D., and B. Cornuelle (1992), The subtropical mode waters of the South Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 1178–1187.
- Rowe, G. D., E. Firing, and G. C. Johnson (2000), Pacific equatorial subsurface countercurrent velocity, transport, and potential vorticity, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 1172–1187, doi :10.1175/1520-0485(2000)030<1172:PESCVT>2.0.CO;2.
- Ryan, J. P., I. Ueki, Y. Chao, H. Hang, P. S. Polito, and F. P. Chavez (2006), Western Pacific modulation of large phytoplankton blooms in the central and eastern equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, 111, G02,013, doi :10.1029/2005JG000084.
- Schlitzer, R. (2009), Ocean data view, <http://odv.awi.de>.
- Schneider, N. (2004), The response of tropical climate to the equatorial emergence of spiciness anomalies, *J. Clim.*, 17, 1083–1095, doi :10.1175/1520-0442(2004)017<1083:TROTCT>2.0.CO;2.
- Schneider, N. S., A. J. Miller, M. A. Alexander, and et C. Deser (1999), Subduction of decadal North Pacific temperature anomalies : observations and dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1056–1070.
- Schott, F. A., J. P. McCreary, and G. C. Johnson (2004), Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans, in *Earth Climate : The Ocean-Atmosphere Interaction*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 147, edited by C. Wang et al., pp. 261–304, AGU, Washington, D. C.
- Shabani, M. B., T. Akagi, and A. Masuda (1992), Preconcentration of Trace Rare-Earth Elements in Seawater by Complexation with Bis(2-ethylhexyl) Hydrogen Phosphate and 2-Ethylhexyl Dihydrogen Phosphate Adsorbed on a C18 Cartridge and Determination by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, *Anal. Chem.*, 64, 737–743.
- Sholkovitz, E. R., W. M. Landing, and B. L. Lewis (1994), Ocean particle chemistry : the fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 1567–1579.

- Siddall, M., S. Khatiwala, T. Van de Flierdt, K. Jones, S. L. Goldstein, S. R. Hemming, and R. F. Anderson (2008), Towards explaining the Nd paradox using reversible scavenging and the Transport Matrix Method, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 274, 448–461.
- Singh, S. P., S. K. Singh, V. Goswami, R. Bhushan, and V. K. Rai (2012), Spatial distribution of dissolved neodymium and ϵNd in the Bay of Bengal : Role of particulate matter and mixing of water masses, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 94, 38–56.
- Slemons, L. O., J. W. Murray, B. Paul, and P. Dutrieux (2010), Western Pacific coastal sources of iron, manganese and aluminum to the Equatorial Undercurrent, *Global Biogeochem. Cycles*, 24, GB3024, doi :10.1029/2009GB003693.
- Slemons, L. O., B. Paul, J. Resing, and J. W. Murray (2012), Particulate iron, aluminum and manganese in the Pacific equatorial undercurrent and low latitude western boundary current sources, *Mar. Chem.*, 142-144, 54–67.
- Sokolov, S., and S. Rintoul (2000), Circulation and water masses of the south west Pacific : WOCE section P11, Papua New Guinea to Tasmania, *J. Mar. Res.*, 58, 223–268.
- Stramma, L., G. C. Johnson, E. Firing, and S. Schmidtko (2010), Eastern Pacific oxygen minimum zones : Supply paths and multidecadal changes, *J. Geophys. Res.*, 115, C09,011, doi : 10.1029/2009JC005976.
- Tachikawa, K., C. Jeandel, A. Vangriesheim, and B. Dupré (1999a), Distribution of rare earth elements and neodymium isotopes in suspended particles of the tropical Atlantic Ocean (EUMELI site), *Deep Sea res.*, 46, 733–756.
- Tachikawa, K., C. Jeandel, and M. Roy-Barman (1999b), A new approach to the Nd residence time in the ocean : the role of atmospheric inputs, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170, 433–446.
- Tachikawa, K., V. Athias, and C. Jeandel (2003), Neodymium budget in the ocean and paleoceanographic implications, *J. Geophys. Res.*, 108, 3254, doi :10.1029/1999JC000285.
- Takebe, M. (2005), Carriers of Rare Earth Elements in Pacific Deep-Sea Sediments, *J. Geol.*, 113, 201–215.
- Talley, L. (1993), Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 517–537.
- Thomas, W. H. (1979), Anomalous nutrient-chlorophyll interrelationships in the offshore eastern tropical Pacific Ocean, *J. Mar. Res.*, 37, 327–335.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey (2003), Hydrology of the Pacific Ocean, Regional Oceanography : an Introduction, 2nd improved edition. Daya Publishing House, pp. Delhi, pp. 137–156.

- Tomczak, M., and D. Hao (1989), Water masses in the thermocline of the Coral Sea, *Deep Sea res.*, 36 (10), 1503–1514.
- Tsuchiya, M. (1968), Upper Waters of the Intertropical Pacific Ocean, *Johns Hopkins Oceanogr. Stud.* 4, p. 50pp.
- Tsuchiya, M. (1981), The origin of the Pacific equatorial 13°C water, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 794–812, doi :0022-3670/81/060794.
- Tsuchiya, M., and L. Talley (1998), A Pacific hydrographic section at 88°W : water property distribution, *J. Geophys. Res.*, 103, 12,899–12,918.
- Tsuchiya, M., R. Lukas, R. Fine, E. Firing, and E. Lindstrom (1989), Source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent, *Prog. Oceanogr.*, 23, 101–147, doi :10.1016/0079-6611(89)90012-8.
- Ueki, I., Y. Kashino, and Y. Kuroda (2003), Observation of current variations off the New Guinea coast including the 1997-1998 El Niño period and their relationship with Sverdrup transport, *J. Geophys. Res.*, 108(C7), 3243, doi :10.1029/2002JC001611.
- Uppala, S. M., and et al. (2005), The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961–3012, doi :10.1256/qj.04.176.
- Vance, D., and M. F. Thirlwall (2002), An assessment of mass discrimination in MC-ICPMS using Nd isotopes, *Chem. Geol.*, 185, 227–240.
- Wang, Z.-L., and M. Yamada (2007), Geochemistry of dissolved rare earth elements in the Equatorial Pacific Ocean, *Environ. Geol.*, 52, 779–787, doi :10.1007/s00254-006-0515-7.
- Wasserburg, G. J., S. B. Jacobsen, D. L. D. Paolo, M. T. McCulloch, and T. Wen (1981), Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 2311–2323.
- Yeager, S. G., and W. G. Large (2004), Late-winter generation of spiciness on subducted isopycnals The ERA-40 re-analysis, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1528–1547, doi :http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<1528:LGOSOS>2.0.CO;2.
- You, Y. (2003), The pathway and circulation of North Pacific Intermediate Water, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24), 2291, doi :10.1029/2003GL018561.
- Zenk, W., G. Siedler, A. Ishida, J. Holfort, Y. Kashino, Y. Kuroda, T. Miyama, and T. J. Müller (2005), Pathways and variability of the Antarctic Intermediate Water in the western equatorial Pacific Ocean, *Prog. Oceanogr.*, 67, 245–281, doi :10.1016/j.pocean.2005.05.003.

BIBLIOGRAPHIE

- Zhang, D., and M. J. McPhaden (2006), Decadal variability of the shallow Pacific meridional overturning circulation : relation to tropical sea surface temperatures in observations and climate change models, *Ocean Modeling*, 15, 250–273, doi :10.1016/j.ocemod.2005.12.005.
- Zhang, J., and Y. Nozaki (1996), Rare earth elements and yttrium in seawater : ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea and South Fiji basins of the western south Pacific Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 4631–4644.
- Zhang, Y., F. Lacan, and C. Jeandel (2008), Dissolved rare earth elements tracing lithogenic inputs over the Kerguelen Plateau (Southern Ocean), *Deep Sea Res. II*, 55 (5-7), 638–652, doi :10.1016/j.dsr2.2007.12.029.

Table des figures

1.1	<i>Température de surface des océans, en moyenne (haut) et durant de fort épisodes El Niño (en bas à gauche) et La Niña (en bas à droite ; http://oceanservice.noaa.gov). . .</i>	3
1.2	<i>Concentration moyenne de nitrate de surface du Pacifique Tropical issue des données WOCE (mmol kg^{-1}; haut ; http://www.ewoce.org/) et concentration moyenne de chlorophylle-a de surface issue des données satellites MODIS (mg m^{-3}; bas; http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/).</i>	3
1.3	<i>Coupe méridionale de la vitesse zonale moyenne (en m s^{-1}, haut) et de la température potentielle (en $^{\circ}\text{C}$, bas) des courants équatoriaux du Pacifique, moyennée sur l'intervalle de latitude $[2.4^{\circ}\text{N}; 2.4^{\circ}\text{S}]$. Les courbes d'iso-densité moyenne sont superposées sur la coupe de la vitesse zonale, avec un intervalle de 0.5 kg m^{-3}. Les isothermes moyennes sont superposées sur la coupe de la température potentielle, avec un intervalle de 2°C. L'isotherme 20°C, souvent considérée comme proxy de la thermocline dans le Pacifique Tropical, est en trait épais. Ces données sont issues de Johnson et al. [2002].</i>	5
1.4	<i>Climatologie COADS des vents de surface. Les zones de convergence des alizés inter-tropicale et du Pacifique Sud (ITCZ et SPCZ, respectivement) sont précisées.</i>	7
1.5	<i>Courants de surface de l'Océan Pacifique issues des données OSCAR; moyenne 1993-2011 (http://www.oscar.noaa.gov/). Les principales boucles de circulation sont identifiées par les flèches bleues, et les noms des courants associés sont reportés. ME = Mindanao Eddy; Tourbillon de Mindanao.</i>	8
1.6	<i>Distribution régionale des eaux de la thermocline du Pacifique à partir de la salinité moyenne sur l'isopycne $\sigma_{\theta} = 24.5 \text{ kg m}^{-3}$ (gauche) et sur l'isopycne $\sigma_{\theta} = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ (droite). Ces données sont issues de la climatologie CARS.</i>	9

1.7	Concentration d'oxygène sur l'isopycne $\sigma_\theta = 26.85 \text{ kg m}^{-3}$ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$, gauche) et salinité sur l'isopycne $\sigma_\theta = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$ (droite) issues des données WOCE. On peut suivre depuis le Pacifique Sud-Est vers l'équateur le maximum d'oxygène de la SAMW (à gauche) et le minimum de salinité de l'AAIW (à droite).	10
1.8	Représentation schématique de la structure du système de courant équatorial dans le Pacifique Ouest ($\sim 165^\circ\text{E}$). En gris sont représentés les courants s'écoulant d'ouest en est, en blanc ceux s'écoulant d'est en ouest. Les parties hachurées délimitent les différents courants équatoriaux. L'EUC est entouré en rouge. SEC : South Equatorial Current ; NECC : North Equatorial Countercurrent ; EIC : Equatorial Intermediate Current ; L-EIC : Lower-EIC ; NECC & SECC : North and South Equatorial Countercurrents ; NICC & SICC : North and South Intermediate Countercurrents. D'après Marin et al. [2010].	11
1.9	Carte de la région des Mers de Corail, des Salomon et de Bismarck. Les principales îles et détroits sont identifiés. NB : Nouvelle-Bretagne. Cette carte a été obtenue par le logiciel Ocean Data View [Schlitzer, 2009].	12
1.10	Représentation schématique des différents jets et courants de bords ouest (WBCs) issus des Courants Équatoriaux Nord (en bleu) et Sud (en rouge ; NEC et SEC, respectivement). L'EUC apparaît en flèche épaisse violette. NCJ & SCJ : North & South Caledonian Jet ; NVJ : North Vanuatu Jet ; NICU : New Ireland Coastal Undercurrent ; NGCU : New Guinea Coastal Undercurrent. Les détroits de Vitiaz et des Salomon sont identifiés en bleu clair (« V » et « S », respectivement).	13
1.11	Régions sources de l'EUC à 151°W , identifiées à partir de trajectoires lagrangiennes intégrant à rebours dans le temps les sorties d'un OGCM de résolution horizontale 2° . Les particules sont injectées dans l'EUC à 151°W , intégrées à rebours et arrêtées lorsqu'elles sont interceptées par la couche de mélange. La couleur réfère à la densité de la particule lorsqu'elle est dans l'EUC à 151°W . D'après Rodgers et al. [2003]. . .	16
1.12	Tableau de Mendeleïev. La famille des Terres Rares apparaît en violet.	18
1.13	Illustration du fractionnement des REE selon la composition de la roche. Les concentrations de REE sont normalisées à un standard de Chondrite, considéré comme la valeur moyenne de la Terre, pour se défaire des variations naturelles des concentrations absolues et faire ressortir les variations individuelles d'une REE par rapport à ses voisines. D'après Polat and Kerrich [2004].	19

1.14	<i>Spectres d'abondance des REE normalisés au Post-Archean Australian Sedimentary (PAAS), une référence de la valeur moyenne de la croûte terrestre. (A) Spectres de REE dissous dans l'eau de mer dans la région des Iles Kerguelen, qui illustrent le fractionnement des REE dans l'eau de mer. (B) Spectres de REE présents dans les basaltes constituant l'archipel des Kerguelen. (C) Spectre de REE dissous dans l'eau de mer du plateau des Iles Kerguelen, qui suggère par son pic d'euporium (Eu) une dissolution de basalte dans l'eau de mer et illustre par conséquent la propriété de traceur de processus et de source des REE. D'après Zhang et al. [2008].</i>	20
1.15	<i>Illustration de l'échange dissous/particule. a) Spectres de REE d'échantillons d'eau de mer, de particules en suspension et de particules récoltées par un piège. Ces spectres sont normalisés au schiste argileux (en anglais, shale), une autre référence de la valeur moyenne de la croûte terrestre. b) Profile verticaux de l'anomalie de cerium (Ce) observée dans des échantillons d'eau de mer et dans les particules en suspension. E-site = site eutrophique ; M-site = site mésotrophique ; O-site = site oligotrophique. D'après Tachikawa et al. [1999b].</i>	21
1.16	<i>Carte d'ϵ_{Nd} des roches continentales, obtenue par extrapolation. D'après Jeandel et al. [2007].</i>	22
1.17	<i>Valeur d'ϵ_{Nd} moyenné entre la surface et 400 m (haut) et entre 800m et le fond (bas). Modifié d'après Lacan et al. [2012].</i>	23
1.18	<i>Valeur d'ϵ_{Nd} des eaux de surface. Modifié d'après Lacan et al. [2012].</i>	24
2.1	<i>Les courbes pointillées représentent le profil vertical moyen de la vitesse de courant issues des données de Ueki et al. [2003] (142°E-2.5°S, le long des côtes de PNG) et les profils verticaux moyens de vitesse zonale des données TAO (147°E, 156°E, 165°E, 170°W, et 140°W, à l'équateur). Elles sont comparées aux mêmes informations du champ moyen 1990-2001 du modèle (courbe pleine). Une graduation de l'axe horizontal équivaut à 10 cm s⁻¹.</i>	33
2.2	<i>Coupe méridionale de la vitesse zonale (m s⁻¹) et de la température potentielle (en °C) à l'équateur et sur l'intervalle de latitude moyen [2.4°N - 2.4°S], pour les données SADCP de Johnson et al. [2002] et pour la moyenne 1971-2001 du modèle ORCA025-G70. Les courbes d'iso-densité associées sont superposées sur la coupe de la vitesse zonale, avec un intervalle de 0.5 kg m⁻³. Les isothermes associées sont superposées sur la coupe de la température potentielle, avec un intervalle de 2°C. L'isotherme 20°C, souvent considérée comme proxy de la thermocline dans la Pacifique Tropical, est en trait épais.</i>	34

2.3	<i>Coupe longitudinale de la vitesse zonale ($m s^{-1}$) à 180°, pour les données SADC de Johnson et al. [2002] (gauche) et pour la moyenne 1990-2001 du modèle ORCA025-G70 (droite). Les courbes d'iso-densité associées sont superposées, avec un intervalle de $0.2 kg m^{-3}$.</i>	35
2.4	<i>Courants moyens de la thermocline du Pacifique tropical ouest, dans la Mer des Salomon et en aval, moyennés entre 100 et 300 m de profondeur. Les données SADC de la Mer des Salomon sont issues de 94 campagnes ayant eu lieu entre 1985 et 2007 [Cravatte et al., 2011] tandis que les données SADC restantes proviennent de 28 campagnes ayant eu lieu entre 1999 et 2008 [Dutrieux and et al., 2008]. Les données SADC sont représentées en bleu et les courants du modèle sont en rouge. Avec l'aimable autorisation de Pierre Dutrieux.</i>	36
2.5	<i>Courant géostrophique zonal moyenné entre $162^\circ E$ et $165^\circ E$ (en $cm s^{-1}$), relatif à 1000 m, pour la climatologie CARS (haut) et pour la moyenne 1971-2001 du modèle ORCA025-G70 (bas). Les isopycnes sont superposées, avec un intervalle de $0.5 kg m^{-3}$.</i>	37
2.6	<i>Localisation des stations des campagnes en mer EUC-Fe ($n^\circ 1$ à 30) et FLUSEC-01.</i>	39
2.7	<i>Système de filtration des échantillons pour séparer la phase aqueuse de la phase particulaire.</i>	40
2.8	<i>Système de préconcentration de l'échantillon en phase aqueuse : fixation des REE sur les cartouches SeqPak C18. Les détails sont donnés dans le texte.</i>	41
3.1	<i>Salinité moyenne sur l'isopycne $\sigma_\theta = 24.0 kg m^{-3}$ (haut), $\sigma_\theta = 24.8 kg m^{-3}$ (milieu) et $\sigma_\theta = 26.2 kg m^{-3}$ (bas) pour la moyenne climatologique 1971-2001 du modèle (gauche) et pour la climatologie CARS (droite).</i>	70

- 3.2 Contribution du transport de l'EUC à 140°W en fonction de a) la densité, b) la température et c) la salinité pour, de haut en bas, les eaux du Déroit de Vitiaz, du Déroit des Salomon, du Courant Mindanao et des apports intérieurs sud et nord. Les histogrammes représentent les propriétés hydrologiques calculées aux origines tandis que les courbes illustrent les distributions dans l'EUC. La contribution individuelle de chaque source est représentée en couleur alors que l'histogramme gris et la courbe noire représentent la somme de toutes les contributions, qui est égale au transport total de l'EUC. L'intervalle de découpage est 0.1 kg m^{-3} pour la densité, $0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ pour la température et 0.05 pour la salinité. Dans le tableau ci-après sont reportés les transports, densités moyennes à la section d'origine et dans l'EUC à 140°W, et les flux de chaleur (en 10^{-3} PW , calculés à partir de l'équation 3.1) et de sel (en kg s^{-1} , calculés à partir de l'équation 3.2) des différentes sources de l'EUC, entre leur section d'origine et l'EUC à 140°W. 72
- 3.3 Similairement à la figure 3.2, pour l'EUC à 165°E. Les transports des eaux issues de l'océan intérieur sud et de l'océan intérieur nord étant à cette longitude très faibles, leurs distributions de transport en fonction de σ , θ et S ne sont pas représentées. . . 76
- 3.4 Similairement à la figure 3.2, contribution du transport de l'EUC en fonction d'intervalles découpés a) en densité, b) en température et c) en salinité. Ici, la distribution initiale de température (courbe pleine) est divisée en deux : les eaux plus froides que 19°C (histogrammes gris clair) et les eaux égales ou supérieures à 19°C (histogrammes gris foncé). De même que dans la figure 3.2, les histogrammes réfèrent aux propriétés hydrologiques calculées aux origines alors que les courbes illustrent les distributions dans l'EUC. L'intervalle de découpage est 0.1 kg m^{-3} pour la densité, $0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ pour la température et 0.05 pour la salinité. Dans le tableau sont reportés les mêmes paramètres que dans celui de la figure 3.2. Les paramètres en gras représentent l'ensemble des eaux de la thermocline. En dessous de chaque sont détaillés les flux nets des eaux de température initialement inférieures à 19°C et les flux nets des eaux de température initialement supérieures ou égales à 19°C , respectivement. 78

- 3.5 *Représentation schématique des sources de l'EUC à 140°W, divisées en deux couches telles que discutées dans le texte. La couche supérieure regroupe les eaux de température supérieure à 19°C à leur section d'origine, la couche inférieure représente les eaux de température initialement inférieure à 19°C. La trajectoire de chaque source est schématisée par une flèche dont la taille est proportionnelle au transport associé. A côté de chaque origine de flèche est reporté le nom de la source, son transport associé, la densité moyenne des eaux de cette source à la section d'origine et dans l'EUC. En dessous sont reportés les flux de chaleur et de sel associés à chacune des sources de l'EUC. Les couleurs chaudes des valeurs des flux réfèrent à un gain et les couleurs froides à une perte. La taille de l'écriture de ces flux est proportionnelle à la valeur.* 81
- 5.1 *Reference map of the different countries, seas, straits and rivers mentionned in the text. PNG : Papua New Guinea. Red framed « V », « G » and « S » respectively indicate Vitiaz Strait, St. George's Channel and Solomon Strait. The bathymetry shallower than 100 m is colored in yellow, in brown if shallower than 250 m and in light brown if shallower than 500 m.* 128
- 5.2 *Mean salinity (colors) and geostrophic streamlines (contours) from the model (top) and from the CARS climatology (bottom) on the surfaces a) 24.5 kg m⁻³ and b) 26.2 kg m⁻³. In both panels overlaid contours show the geostrophic streamlines on the isopycnal relative to 2000 m. The North Caledonian Jet (NCJ), North Vanuatu Jet (NVJ) and New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU) are represented by blue arrows. The contoured area on the 24.5 kg m⁻³ isopycnal represents the High Surface Evaporation Area where the SPTW is outcropping [HSEA; Grenier et al., 2013]. The black points and crosses represent stations where Nd data exist. The black points refer to the launching areas of the Lagrangian analyses : Flu-43, 163.68°E-17.53°S ; Flu-22, 156.23°E-10.97°S ; 28, 143.87°E-3.35°S. The Nd data obtained at black crosses are used in our study for the calculation of the exchange fluxes (see « Results » section) : SA-7 and SA-12 [Zhang and Nozaki, 1996], GYR [Jeandel et al., 2013], 24, 29 and 30 [Grenier et al., 2013].* 130

5.3	<i>Mean streamfunctions of the TW, contoured every 0.2 Sv, given by the backward experiments for a) Flu-43, b) Flu-22, and c) EUC-Fe 28. The colored sections delimit the box within which the particles are traced. The color of the streamline refers to the interception section. The grey patches represent the mixed layer interception, whose intensity is given by the associated grey scale bar (in 10^{-4} Sv). The black points refer to the geochemical stations identified in 5.2. The geochemical data (ϵ, dimensionless and [Nd], in pmol kg^{-1}) and transports (W, in Sv) used for the calculation of the boundary exchange flux are reported for each major contributor. Nd concentrations of stations Flu-22 and Flu-43 were estimated from the data of SA-7 and SA-12 stations, respectively [Zhang and Nozaki, 1996].</i>	133
5.4	<i>As Figure 5.3, for the CW.</i>	134
5.5	<i>Absolute (Sv) and relative (%) transports obtained for the 6 Lagrangian experiments. Only sources whose contribution is greater than 2% are reported, in bold if greater than 10%. The sources are defined as the different colored sections delimiting the boxes in Figures 5.3 and 5.4. The « injection criterion » specifies the density range within which particles were injected. A particle is stopped by one of the sections or when it encounters the mixed layer (defined as $\sigma_{\theta}-\sigma_0 \leq 0.01 \text{ kg m}^{-3}$ and counted in the « Interception criterion »). If the particle did not reach a section within the time limit allowed, it is also counted in the « Interception criterion ». The percentages detailed in the « Interception criterion » line correspond to the mixed layer interception (that is 100%, for instance, for experiment 1°) relative to the temporal interception (that is 0%, for instance, for experiment 1°).</i>	135

- 5.6 a) : schematic description of the boundary exchange principle. It illustrates the Nd evolution of a water mass along its transit, initially characterized by an isotopic composition (IC) ϵ_i and a concentration Nd_i . Each arrow represents a water mass and the color code refers to the IC of each element (margin or water mass). In the box model, two processes can change these initial Nd parameters ϵ_i (blue) and Nd_i : i) boundary exchange with a continental margin characterized by a different IC ϵ_{ex} (yellow), ii) mixing with a water mass characterized by different Nd parameters, ϵ'_i (red) and Nd'_i . The boundary exchange is defined by two fluxes : the Nd flux supplied by the margin F_{ex} , that modifies the IC of the water mass (green), and the Nd flux removed from the water mass toward the sediment F_{sc} that balances the concentration budget. The net flux is defined as $F_{net} = F_{ex} - F_{sc}$. W and W' are the transport of the water masses determined by the Lagrangian analysis. The output values of the box model refer to the resulting water mass Nd parameters, ϵ_f (brown) and Nd_f . b) Total net fluxes $F_{net,tot}$ calculated from Equation 5.1 and ranges and mean values of $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$ calculated according to the different hypotheses (detailed in Section 3.2.2 for station 28 and in the appendix for station Flu-22), for each studied water mass (in tons of Nd per year). The estimations of the exchange fluxes occurring along the Flu-22 CW are not reported because they were too variable, precluding us from suggesting a likeable estimation. 138
- 5.7 Schematic description of the key samples (grey crosses) needed to better constrain and estimate the Nd exchange fluxes occurring along water mass pathways (black lines), suggested on the basis of the limitations encountered in this study. The water masses should be sampled at their source and upstream from any convergence, to avoid under-determined system and, thus, allow a calculation that only includes one water mass, for each source. To verify the robustness of the relative contributions of water mass sources calculated through the Lagrangian experiments, a sample should be collected downstream from any convergence, to compare its parameters with those of the « upstream convergence » samples. Finally, at least two samples should be collected as a water mass begins and finishes to flow past a margin, to better constrain the exchange processes, their quantifications and their kinetics. The boundary exchange quantification implies also to constrain as precisely as possible the potential sedimentary sources of Nd. For that purpose, sediment samples should be collected to characterize the margins along which the water masses flow (black circles). 142
- 5.8 Schematic description of the different hypotheses A – subdivided in $A_{i,F}$, $A_{i,F'}$, $A_{f,F}$, $A_{f,F'}$ – and B defined to estimate the total exchange fluxes $F_{ex,tot}$ and $F_{sc,tot}$ from which results $F_{net,tot}$ 149

5.9	a) Definition of the ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' values or ranges chosen for the calculation of the exchange fluxes, following the different hypothese A and B. ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' values are defined following the ϵ_{Nd} data available via direct measurements of sediment samples or via the geological database EarthChem (see « Data source and information » column). The choice of these values is constrained by the necessity to obtain positive resulting fluxes (unless net fluxes that can be positive or negative). b) Calculated total fluxes $F_{ex,tot}$ (black symbols) and $F_{sc,tot}$ (white symbols), in tons of Nd per year, following the different assumptions made (hypotheses A_i, $A_{i,F}$, $A_{i,F'}$, A_f, $A_{f,F}$, $A_{f,F'}$ and B) for Flu-22 TW (left) and Flu-22 CW (right). The total net flux is reported below the name of each considered water mass. For each hypothesis where we make vary flux values ($A_{i,F}$, $A_{i,F'}$, $A_{f,F}$ and $A_{f,F'}$) or ϵ_{ex} and ϵ_{sc} values (hypothesis B), we report the minimum (continuous line) and maximum (dashed line) value of the total flux obtained. The difference between the $F_{ex,tot}$ maximum and the $F_{sc,tot}$ maximum and between the $F_{ex,tot}$ minimum and the $F_{sc,tot}$ minimum is constant, equal to $F_{net,tot}$. For CW, we identify by different symbols the calculations made for different choices of ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' values (see a)). No data are reported for the CW, under hypotheses A_i and A_f, for the choice of ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' values assigned to the squares because the resulting fluxes are negative. The larger flux scale on the right side of the graph associated to Flu-22 CW total fluxes is associated to the choices of ϵ_{ex} and ϵ_{ex}' values represented by squares and by triangles.	150
6.1	Variation trimestrielle du transport des sources de l'EUC à 140°W, entre 1982 et 2001, issue des résultats de Grenier et al. [2011]. Haut : Variation de transport de l'EUC total (axe droit des ordonnées, en Sv) ainsi que de ses sources transitant par les LLWBCs (axe gauche des ordonnées, en Sv). Centre : Variation de transport des apports intérieurs, comparées à la variation de transport des eaux issues du Détroit de Vitiaz, prises comme référence des LLWBCs. Bas : Similairement, variation de transport des eaux recirculant dans la couche supérieure et la couche inférieure de l'EUC, comparées à la variation de transport des eaux issues du Détroit de Vitiaz.	161
7.1	Estimation du coût de ma thèse : ressources humaines et financières associées au projet.	170

TABLE DES FIGURES
