

THESE

Présentée à l'Université de Polynésie française
Pour obtenir le titre de

DOCTEUR de l'UNIVERSITE de POLYNESIE FRANCAISE

Spécialité OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE

Par

Elodie MARTINEZ

**Circulation des eaux de la thermocline en
Polynésie française.
Utilisation de données satellites, in situ, et d'un
modèle de circulation océanique régional.**

Soutenue le 26 avril 2006 devant le jury composé de :

Président :	M Goursaud Jean Marie	UPF, Tahiti
Rapporteurs :	M Delcroix Thierry	LEGOS, Toulouse
	M Flament Pierre	IPRC, Hawaï
	M Barriot Jean Pierre	CNES, Toulouse
Examineurs :	M Ganachaud Alexandre	IRD, Nouméa
	M Maamaatuaiahutapu Keitapu	UPF, Tahiti
	M Meyers Gary	CSIRO, Hobart
Directrice de thèse :	Mme Payri Claude	UPF, Tahiti

Ne craignez pas la perfection. Vous n'y parviendrez jamais.

[Salvador Dali]

Choisissez un travail que vous aimez et vous n'aurez pas à travailler un seul jour de votre vie.

[Confucius]

REMERCIEMENTS

Qu'il a été long et semé d'embûches le chemin pour en arriver là! Quinze ans de rêves tournés vers les étoiles et le ciel. Quelques drames plus tard, le regard se baisse à 180° et se tourne vers la mer et son bleu profond, moana. Quelques mois en bureau d'études, de « grands » projets pour mon avenir professionnel et il aura fallu une rencontre pour tout faire basculer et me permettre de vivre ce nouveau rêve. Aujourd'hui, alors que ce voyage touche à sa fin, je voudrais adresser toute ma reconnaissance à « Monsieur le Ministre » qui m'a ouvert les portes de son laboratoire du bout du monde. Merci de m'avoir permis de vivre ces 3 années! En plus d'y avoir trouvé un accomplissement professionnel, j'y ai trouvé mon épanouissement personnel. Un éternel merci donc, à Keitapu pour avoir été plus qu'un encadrant, un ami toujours présent pour la petite popa'a parfois un peu perdue à 18 000 km de sa famille et de ses racines. Je n'oublierai pas! Alex, je voudrai profiter de ces quelques lignes et tenter de t'exprimer ma gratitude pour avoir rejoint l'aventure en route et de t'être autant investi. Merci infiniment d'avoir cru en moi et d'avoir été aussi disponible et présent malgré la distance. Merci également à Claude Payri pour son engagement administratif en tant que directrice de recherche, sans lequel rien n'aurait été possible, mais également son soutien.

Merci, malgré leurs emplois du temps surchargés, à Ms Thierry Delcroix, Jean Pierre Barriot et Pierre Flament d'avoir accepté de consacrer de leur précieux temps à la correction de cette thèse, ainsi qu'à Ms Gary Meyers, Jean Marie Goursaud et les autres membres du jury pour avoir pris le temps de venir à cette soutenance.

Un grand merci aux zoreilles: Patrick et Jérôme, « messieurs ROMS », débordés mais toujours disponibles même de l'autre côté de la planète pour essayer de résoudre les problèmes à distance; Andrès, rédacteur de talent pour expliquer les ondes de Rossby aux lecteurs spécialistes de Sciences et Vie Junior; Lionel et Christophe qui ont accueilli « Elodie la jeune » dans leur bureau lors de mes séjours à Nouméa tandis qu'« Elodie la vieille », cuisinière de renom, me faisait des crêpes à la coco ; sans oublier toutes vos petites femmes et leur accueil si chaleureux qui m'ont donné l'impression d'appartenir un peu à cette grande famille que vous avez su construire sur le cailloux.

Un merci particulier à Guilhem, Alessio et Laura pour leur soutien et leur amitié au quotidien dans notre bâtiment reculé aux cours de ces trois années quelques peu solitaires à l'UPF. Merci aussi aux autres membres de l'Equipe Terre Océan, de la station laser et les autres membres de l'UPF, de même qu'à Hilary pour son aide et sa présence discrète mais amicale, et à Ponpon dont l'amitié et la collaboration au service de la pêche me sont chères.

Parlons également des amis de longue date, Stéphanie, Dedel et Steph, David et Basile, mais aussi des plus récents mais non moins précieux Linda, Manue, Alex, Alex et Carine, Martine, Ted et Tis, Marie et Ant. Sans votre amitié et votre soutien je ne serai pas allée très loin. Et puis il y a ma famille, toujours présente sans qui rien n'aurait été possible. A mes parents donc, qui m'ont toujours soutenus, encouragés et ont toujours respecté mes choix, même les plus discutables! Je terminerai enfin par une des personnes qui m'est les plus chère, Oriannou, merci d'être toi et d'être là tout simplement quoiqu'il arrive.

RESUME

La Polynésie française est isolée au centre de l'Océan Pacifique Sud et peu couverte par les méthodes classiques d'échantillonnage de données océanographiques. Mal connue et peu étudiée, cela en fait une région riche d'intérêts du point de vue scientifique, mais également économique ou climatique. Ce travail de thèse a donc tenté d'apporter des éléments nouveaux à la connaissance de la circulation océanique en Polynésie française.

L'utilisation des données satellites de janvier 1993 à décembre 2000 a permis d'étudier les variabilités spatiale et temporelle des courants de surface à l'échelle du Pacifique Sud pour situer les conditions océaniques globales, puis à l'échelle de la Polynésie française. Une application a portée sur la dérive lagrangienne des débris flottants à l'échelle du bassin océanique puis sur celle des algues en Polynésie française. L'étude des blooms phytoplanctoniques au niveau de l'archipel des Marquises a également été menée.

Un modèle de circulation océanique régional a été utilisé pour mieux comprendre et définir la circulation océanique en Polynésie française. La comparaison des sorties du modèle aux données in situ et satellites a permis de caractériser certaines particularités des champs thermiques, halins et d'anomalies de hauteur de mer de la colonne d'eau Polynésienne, mais également de valider et d'identifier certaines dérives du modèle. Une exploitation des sorties du modèle a été effectuée pour étudier la couche de mélange, la profondeur de la thermocline et la circulation océanique dans les eaux de thermocline de Polynésie française.

SUMMARY

French Polynesia is isolated in the center of the South Pacific Ocean and poorly covered by the traditional methods of oceanographical data sampling. Poorly known and studied, it makes it an area rich of interests from the scientific, but also economic or climatic points of view. This thesis thus tried to bring new elements to the knowledge of the Polynesian oceanic dynamic.

The use of satellite data from January 1993 to December 2000 allowed us to study space and temporal surface current variabilities first at the scale of the Southern Pacific to define the global oceanic conditions, then at the scale of French Polynesia. The Lagrangian drift of the floating debris have been studied at the scale of the oceanic basin. A second application have been done on the algae of French Polynesia. Phytoplanktonic blooms around the Marquesas archipelago were also studied.

A regional oceanic circulation model was set up at the University of French Polynesia. The comparison of the model outputs with the in situ and satellite data allowed the study of the fields of temperature, salinity and sea level height anomalies and also the validation and identification of bias of the model. The preliminary results were carried out to characterize the mixed layer depth, the thermocline and oceanic circulation in this thermocline waters.

Table des Matières

INTRODUCTION	1
I PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	4
I.1 L'OCEAN PACIFIQUE SUD	4
<i>I.1.a La circulation atmosphérique moyenne</i>	4
<i>I.1.b La circulation océanique du bassin Pacifique Sud</i>	5
<i>I.1.c Le cycle ENSO</i>	10
I.2 LA POLYNESIE FRANÇAISE.....	13
<i>I.2.a Contexte géographique et géomorphologique</i>	13
<i>I.2.b Le climat Polynésien</i>	15
<i>I.2.c La circulation des eaux de la thermocline</i>	16
I.3 CONCLUSION.....	19
II CIRCULATION DE SURFACE DETERMINEE PAR SATELLITE	21
II.1 DONNEES ET METHODES	21
<i>II.1.a Les données satellites</i>	21
<i>II.1.b Les méthodes</i>	23
II.2 LA CIRCULATION DE SURFACE A L'ECHELLE DU PACIFIQUE SUD	29
<i>II.2.a Evolution saisonnière de la circulation de surface</i>	30
<i>II.2.b La circulation de surface pendant El Niño et La Niña 1997/1999</i>	33
<i>II.2.c Discussion</i>	36
II.3 LA CIRCULATION DE SURFACE EN POLYNESIE FRANÇAISE.....	38
II.4 APPLICATION A LA DERIVE DES PARTICULES FLOTTANTES	41
<i>II.4.a Trajectoires de dérive des particules flottantes dans l'Océan Pacifique Sud</i>	41
<i>II.4.b Application à la dérive des algues en Polynésie française</i>	49
II.5 EFFETS D'ILES ET BLOOMS PHYTOPLANCTONIQUES DANS L'ARCHIPEL DES MARQUISES	52

III	RESULTATS ET VALIDATION DU MODELE ROMS EN POLYNESIE FRANÇAISE A PARTIR DE DONNEES SATELLITES ET IN SITU	55
III.1	LE MODELE : « REGIONAL OCEAN MODELING SYSTEM » (ROMS).....	55
III.1.a	<i>Présentation générale du modèle régional</i>	55
III.1.b	<i>Implémentation de ROMS en Polynésie française</i>	57
III.1.c	<i>Simulations préliminaires</i>	61
III.1.d	<i>Les données et méthodes utilisées pour la validation du modèle</i>	63
III.1.e	<i>Application du modèle ROMS</i>	69
III.2	COMPARAISON AVEC LES DONNEES SATELLITES.....	70
III.2.a	<i>Anomalies de hauteur de mer</i>	70
III.2.b	<i>Température de surface de la mer</i>	86
III.3	COMPARAISON AVEC LES DONNEES IN SITU	96
III.3.a	<i>Les bouées TAO/TRITON</i>	96
III.3.b	<i>La WHP CTD</i>	105
III.3.c	<i>Les données XBT (eXpendable BathyTermograph)</i>	110
III.4	CONCLUSION.....	113
IV	ANALYSE DE LA SIMULATION NUMERIQUE ROMS	115
IV.1	LA COUCHE DE MELANGE	115
IV.2	LA THERMOCLINE	124
IV.3	LA CIRCULATION OCEANIQUE.....	127
IV.3.a	<i>En période normale</i>	127
IV.3.b	<i>Pendant El Niño et La Niña</i>	139
IV.4	L'EFFET D'ILES DANS L'ARCHIPEL DES MARQUISES	144
IV.5	CONCLUSION.....	146
	CONCLUSION GENERALE.....	147
	GLOSSAIRE.....	150
	BIBLIOGRAPHIE	152
	ANNEXES.....	161
	ARTICLES PARUS ET SOUMIS	178

INTRODUCTION

La mer, qui recouvre plus de 70 % de la planète et 85% de la surface de l'hémisphère Sud, a un rôle prépondérant dans l'évolution de l'environnement global et régional. Les océans emmagasinent, véhiculent et échangent avec l'atmosphère des quantités d'énergie considérables. Il est donc vital de les observer, de comprendre les mécanismes qui interviennent pour mieux connaître leur impact sur l'environnement, le climat, l'écosystème marin et terrestre, et, par voie de conséquence, sur notre vie quotidienne.

De part son étendue l'Océan Pacifique, et particulièrement les ceintures tropicales et équatoriales, joue un rôle majeur au niveau des interactions océan-atmosphère. C'est notamment en son sein que s'initie et se développe les phénomènes El Niño et La Niña dont les répercussions, qu'elles soient climatique, économique ou humaine, s'étendent à l'échelle mondiale. Connaître la dynamique océanique de ces régions est donc fondamentale. Une prise de conscience de l'importance du rôle joué par l'océan tropical est à l'origine de développement ces vingt dernières années de programmes internationaux tel que le programme TOGA-COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere - Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment ; WCRP, 1998). Ainsi, le nombre de mesures permettant l'observation des caractéristiques et de la dynamique océanique a augmenté de manière significative particulièrement au niveau de la bande équatoriale et dans le Pacifique ouest. De nombreuses études ont ainsi pu être menées et l'amélioration de la connaissance de la dynamique de ces régions s'en est trouvée considérablement accrue. En dehors de ces régions clés pour leur impact sur le climat, les régions côtières de par leur impact économique, qu'il s'agisse des côtes Péruvienne, Américaine, Australienne ou la région du Kuroshio, sont également bien échantillonnées et étudiées. En dehors de ces zones, et particulièrement dans les régions centrales et l'hémisphère sud de l'Océan Pacifique, l'échantillonnage océanographique est faible et diffus.

La Polynésie française se situe au centre de l'Océan Pacifique Sud ([5°S-30°S] [130°W-160°W]). Cette région éloignée est peu couverte par les méthodes classiques d'échantillonnage (CTD, XBT, navires marchands...). Qu'il s'agisse des courants océaniques ou des champs thermo halins, le manque de mesures en fait une zone mal connue et les quelques études existantes sont basées sur des données hydrographiques dispersées. Le premier travail substantiel sur la circulation en Polynésie française est dérivé de l'expérience de la navette Hawaï - Tahiti (Wyrtki and Kilonsky, 1984) qui a produit des sections verticales de données océanographiques à 150°W de Tahiti à l'équateur. Un travail semblable a été effectué en utilisant des données des croisières du "MARARA" qui ont été répétées deux fois annuellement de 1986 à 1989, de Tahiti à Rapa, de Tahiti aux Marquises et des Marquises à Moruroa (Boulanger et al., 1993; Rougerie and Rancher, 1994; Rancher and Rougerie, 1995). La partie la plus au sud de la Polynésie française a été étudiée à l'aide de 12 bouées dérivantes lancées des atolls de Moruroa et de Fangataufa (Boulanger et al., 1993). Tsuchiya and Talley (1996) ont complété les connaissances de la zone par une étude d'une section hydrographique de CTD à 135°W.

D'autres études exploitant les données XBT, qui sont plus nombreuses le long des traces des bateaux, ont été menées à l'échelle du Pacifique mais bien qu'incluant la ZEE Polynésienne ne se concentrent pas sur cette région (Kessler and Taft, 1987; Lagerloef et al., 1999; McCarthy et al., 2000; Delcroix et Hénin, 1989).

L'objectif de cette thèse est l'étude de la circulation océanique de la ZEE de Polynésie française afin de combler l'insuffisance des connaissances de cette région qui présente par ailleurs des caractéristiques diverses. Son étendue géographique implique la présence de plusieurs phénomènes dynamiques différents. Au nord apparaît, dans une zone de fort courant, des veines de contre courants ainsi qu'un phénomène d'effet d'îles. Au centre se situe une zone de formation de masse d'eau. Au sud se trouve une zone tourbillonnaire méso échelle ainsi qu'un fort front thermo halin. De plus, les applications climatiques, écologiques ou économiques sont nombreuses, qu'il s'agisse de l'étude de la dérive des algues, de l'amélioration des prévisions de trajectoires de cyclones, ou de la gestion de la pêche hauturière. Cette thèse s'inscrit dans le cadre d'une volonté du gouvernement Polynésien de développer ce dernier point. Cette étude constitue une analyse de la circulation en Polynésie française à partir des données satellites, in situ, et d'un modèle de circulation océanique régional, le modèle ROMS.

Dans le premier chapitre, une revue bibliographique résume les principales caractéristiques de l'Océan Pacifique Sud, afin de situer l'étude dans le contexte global, ainsi que celles de la ZEE Polynésienne.

Le deuxième chapitre traite des courants océaniques de surface déterminés à partir des données satellites. Les principaux courants et leur variabilité saisonnière et inter annuelle sont ici encore présentés à l'échelle du bassin océanique, puis à celle de la Polynésie française. Deux applications sont développées. La première porte sur la dérive des débris flottants dans le Pacifique et sur celle des algues de Polynésie, la seconde porte sur les effets d'îles de l'archipel des Marquises.

Le troisième chapitre présente une simulation numérique réaliste obtenue avec le modèle de circulation océanique régional ROMS. Le réalisme de cette simulation s'appuie sur les observations des champs thermiques, halins et de hauteur de mer en Polynésie française, issues des données satellites et des mesures in situ disponibles.

Le dernier chapitre est consacré à l'analyse de cette simulation pour caractériser les propriétés thermiques et courantologiques des eaux de thermocline de Polynésie française. Une discussion est menée quant aux améliorations possibles à apporter au modèle et les applications envisageables.

Chapitre I

Présentation de la zone d'étude

I PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Ce chapitre présente une revue des connaissances climatiques et océanographiques portant sur l'Océan Pacifique Sud et la Polynésie française.

I.1 L'Océan Pacifique Sud

I.1.a La circulation atmosphérique moyenne

Les zones équatoriales et tropicales de l'Océan Pacifique sont caractérisées par le régime des Alizés, vents de secteur est, dont les intensités maximales vers 15°N et 15°S dépassent les 10 m/s. Entre ces deux latitudes, les variations saisonnières des Alizés de Sud-Est dans le Pacifique Sud et de Nord-Est dans le Pacifique Nord, sont déphasées et dépendent de la position de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ) (Wyrtki and Meyers, 1976 ; Sturman, 1999; Villain, 1995). La circulation atmosphérique moyenne de l'Océan Pacifique Sud est marquée par la présence de deux systèmes anticycloniques et de deux zones de convergence des alizés (Laurent et al., 2004).

- L'anticyclone de Pâques centré sur l'île de Pâques (28°S, 110°W). Puissant et « quasi-permanent », cet anticyclone est la structure maîtresse du champ de pression de cette partie du globe.
- L'anticyclone de Kermadec centré sur les îles du même nom (30°S, 180°W). Moins stable, cet anticyclone est généré au voisinage de Kermadec et évolue d'ouest en est.

L'alternance des saisons se manifestant par des variations du champ de pression, la position de ces deux centres d'action fluctue avec le cycle saisonnier. Ils migrent vers le nord pendant l'hiver austral et vers le sud pendant l'été austral.

✓ La Zone de Convergence du Pacifique Sud (**SPCZ**), orientée nord-ouest/sud-est, s'étend de la Papouasie-Nouvelle Guinée à Tahiti (Figure I.1). Elle résulte de la confluence entre l'alizé chaud d'est à nord-est, dirigé par l'anticyclone de l'île de Pâques, et l'alizé de sud-est plus frais, piloté par l'anticyclone de Kermadec (ORSTOM, 1993). Lieu de formation et de renforcement des systèmes nuageux, la SPCZ est une caractéristique importante du Pacifique Sud-Ouest. Son mouvement saisonnier se traduit par un déplacement de sa partie ouest centrée vers 10°S sur l'Australie en février et vers l'équateur en août (Vincent, 1994).

✓ La Zone de Convergence Inter Tropicale (**ITCZ** ou « équateur météorologique ») est le lieu de convergence des systèmes d'Alizés de nord-est de l'hémisphère nord et de sud-est de l'hémisphère sud (ORSTOM, 1993) (Figure I.1). Elle est le siège d'une forte instabilité et sa position moyenne correspond approximativement avec la zone de maximum de pluie moyenne annuelle. L'ITCZ ayant une faible extension latitudinale, une faible variation de sa position d'une année sur l'autre entraîne un régime de pluies radicalement différent en certaines régions. Les alizés atteignent leur maximum de vitesse à 15°N et 15°S, mais à l'intérieur de cette zone, les variations au sud et au nord de l'équateur sont déphasées et dépendent de la position de l'ITCZ.

Ainsi en hiver austral, quand l'ITCZ est dans sa position la plus au nord, les alizés de sud-est sont les plus intenses à l'équateur ; mais en été austral, quand elle est proche de l'équateur, ils sont faibles alors que ceux de nord-est sont intenses (Laurent et al., 2004).

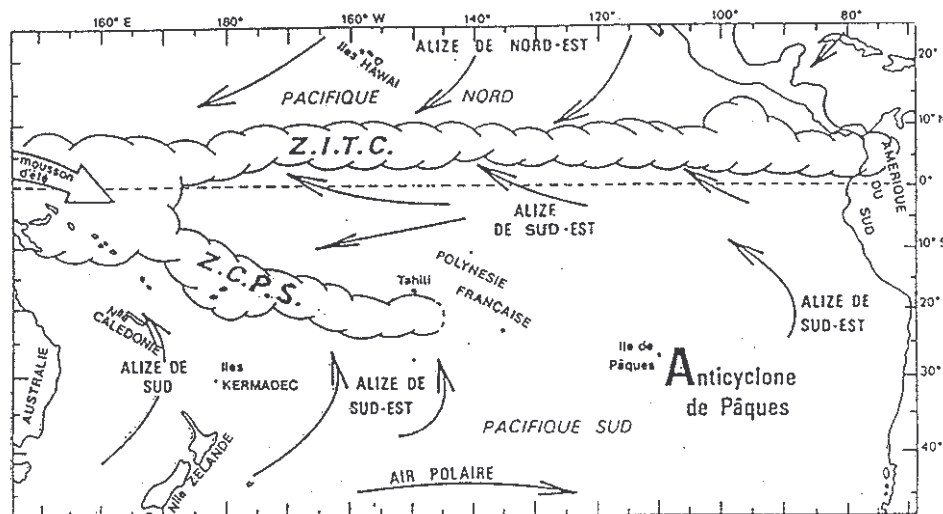


Figure I.1 : Zone de Convergence du Pacifique Sud (SPCZ), Zone de Convergence Intertropicale (ZITC) et Anticyclones de Pâques et de Kermadec (Porte, 1992).

I.1.b La circulation océanique du bassin Pacifique Sud

La circulation océanique peut être divisée en deux composantes: la circulation de surface, liée aux gradients de densité océanique ainsi qu'au vent, et la circulation intermédiaire ou profonde, liée aux gradients de densité océanique.

I.1.b.i La circulation de surface

Les courants de surface (Figure I.2) sont induits principalement par la circulation atmosphérique (Trenberth et al., 1990; Stramma et al., 1995). Les grands vents zonaux, vents d'ouest et alizés en particulier, déterminent sous l'action de la force de Coriolis de larges systèmes circulaires appelés Gyres Subtropicaux et centrés approximativement à 30° N et 30° S. Ces courants circulaires tournent dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord, et en sens inverse dans l'hémisphère sud (Tsimplis et al., 1998; Reid, 1997). Dans l'hémisphère sud, les hautes pressions subtropicales sud entraînent une circulation anticyclonique autour du Gyre Subtropical centré sur 30°S-100°W. Le Courant Est Australien (East Australian Current, EAC) longe la côte est de l'Australie du nord au sud, le Courant Antarctique Circumpolaire (Antarctic Circumpolar Current, ACC) et le Courant du Pacifique Sud (South Pacific Current, SPC) traversent l'océan d'ouest en est, respectivement à 60°S et entre 30°S et 60°S, le Courant du Pérou (Peru Current, PC) longe la côte ouest de l'Amérique du Sud, du sud vers le nord, et le Courant Equatorial Sud qui s'écoule vers l'ouest ferme la boucle. Ce dernier est composé de deux branches : l'une équatoriale (Equatorial Current, EC), et l'autre plus au sud (South Equatorial Current, SEC).

Le long de la partie équatoriale du gyre la force de Coriolis est faible, en raison des faibles latitudes. Les Alizés entraînent donc l'eau dans le sens du vent (vers l'ouest). Au cours de son déplacement vers l'ouest par le

Courant Equatorial, l'eau se réchauffe et se dilate, et vient s'empiler sur le bord ouest du bassin océanique. Pour ces deux raisons, le niveau de la mer est plus élevé d'environ cinquante centimètres à l'ouest du Pacifique tropical. Cette eau va être évacuée :

- vers l'Océan Indien par le détroit d'Indonésie (les eaux de ce détroit proviennent en grande partie du Pacifique Nord via le courant de Mindanao).
- dans le sens de la pente vers l'est par les systèmes de contre courants.

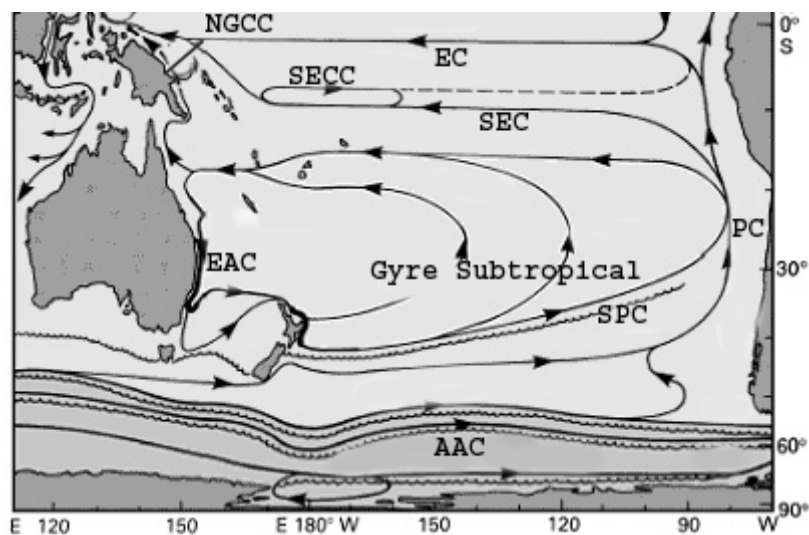


Figure I.2 : Courants de surface dans le Pacifique Sud : Courant Equatorial (EC), Courant Equatorial Sud (SEC), Contre Courant Equatorial Sud (SECC), Courant Côtier de Nouvelle Guinée (NGCC), Courant Est Australien (EAC), Courant du Pacifique Sud (SPC), Courant du Pérou (PC), Courant Antarctique Circumpolaire (AAC), Gyre subtropical (Tomczak and Godfrey, 1994).

Le Courant Equatorial Sud (SEC) traverse le bassin océanique vers l'ouest entre 15°S et 4°N (Kessler and Taft, 1987) sur une épaisseur de 300 m. Wyrтки and Kilonsky (1984) ont calculé un transport de 55 Sv entre 0°S et 17°S, tandis que Kessler and Taft (1987) l'estime à 35 Sv entre 2° et 17°S avec une déviation standard de 5.1 Sv. Soumis à des variations saisonnières, il s'intensifie pendant l'hiver austral (de mars à juillet). Sa vitesse moyenne, et donc son transport, fluctuant avec la latitude, la distinction est souvent faite entre les parties sud et nord de ce courant. On parle alors du :

✓ **Courant Equatorial (EC)**, centré sur 2°S, entre 4°N et 8°S, avec des vitesses moyennes de 50 cm/s (Lagerloef et al., 1999). Ce courant est géostrophique au sud de l'équateur et dirigé vers le sud ouest, tandis que le long de la bande équatoriale il s'écoule sous le lit du vent vers l'ouest. Sa vitesse peut atteindre 1 m/s.

✓ **Courant Equatorial Sud (SEC)** se positionne entre 8°S et 15°S avec de plus faibles vitesses, inférieures en moyenne à 10 cm/s. Il bifurque lorsqu'il atteint les côtes australiennes. Une partie s'écoule vers le sud, dans le Courant Est Australien, l'autre partie vers le nord, dans le Courant du Queensland puis le Courant de Nouvelle Guinée et enfin le Sous-Courant Equatorial.

✓ **Sous Courant Equatorial (EUC)**, le long de l'équateur, est lié au gradient zonal de pression créé par l'accumulation à l'ouest des eaux chaudes en surface (Kessler and Taft, 1987). Situé entre 50 m et 150 à 280 m sous la surface, sa vitesse peut atteindre 1 m/s et un transport de 32.3 Sv (Lukas and Firing, 1983). Pendant El Niño il faiblit et remonte vers la surface (Izumo et al., 2002). Le **Contre Courant de Subsurface Sud (SSCC)**, se situe entre 2°S et 4°S pour Kessler and Taft (1987) ou entre 4°S et 6°S pour Wyrтки and Kilonsky (1984). De

200 à 400 m, il s'ajoute à l'écoulement vers l'est avec des vitesses de 2 à 5 cm/s. Parfois une deuxième branche située entre 7°S et 8°S et de 200 à 400 m de profondeur apparaît (Wyrcki and Kilonsky, 1984). Le transport total de ce SSCC est en moyenne de 4.2 Sv. De manière symétrique par rapport à l'équateur se situe le **Contre Courant de Subsurface Nord (NSCC)**. Entre ces deux contre courants de subsurface et sous l'EUC jusqu'à plus de 1000 m, on trouve le **Courant Equatorial Intermédiaire (IEC)**, dirigé vers l'ouest avec un transport de l'ordre de 19 Sv et des vitesses de l'ordre de 13 cm/s vers 300 m et 5 cm/s jusqu'à 900 m (Delcroix and Hénin, 1988).

Le Contre Courant Equatorial Sud (SECC) est caractérisé sous forme d'une unique branche par Kessler and Taft (1987) ou sous forme de plusieurs branches à 150°W par Eldin (1983). Ce courant s'écoule de manière intermittente vers l'est entre 5°S et 15°S jusqu'à environ 100-150 m de profondeur pour des vitesses moyennes de l'ordre de 5 cm/s (Kessler and Taft, 1987; Wyrcki and Kilonsky, 1984). Soumis à des variations saisonnières, son transport varie de 3 à 9 Sv dans la première moitié de l'année, puis diminue jusqu'à 1 Sv au second semestre. Il tourne au sud pour rejoindre le SEC vers 160°W comme décrit par Tomczak and Godfrey (1994), et est surtout présent à l'ouest de la ligne de changement de date où la SPCZ est marquée. A l'est il est plutôt intermittent. La variabilité saisonnière du SECC est due à deux types d'ondes de Rossby forcées au nord et au sud de 10°S (Chen and Qiu, 2004). Leur différence de phase résulte en la variabilité saisonnière du SECC, qui atteint son maximum en mars et son minimum en août. Chen and Qiu (2004) confirment cette variabilité saisonnière lors de leur étude de l'intensité de l'instabilité barotrope due au cisaillement horizontal du système SECC-SEC.

Le Courant Côtier de Nouvelle Guinée (NGCC) qui s'écoule le long de la côte nord de la Nouvelle Guinée, vers le nord (Tomczak and Godfrey, 1994).

Le Courant Est Australien (EAC), grand courant de retour du gyre subtropical, prend naissance à la bifurcation sud du SEC sur la côte Australienne à 18°S (Sokolov and Rintoul, 2000). Associé à des tourbillons et des instabilités très importants, il est difficile de définir son trajet de manière continue (Mulhearn, 1987). Il en découle une très forte variabilité temporelle du champ de courant, et le transport associé à ces tourbillons peut être plusieurs fois supérieur à celui de l'écoulement moyen. Le noyau de l'EAC est généralement localisé entre la côte Australienne et 155°E avec des vitesses atteignant 1 à 2 m/s. Mata et al. (2000) trouvent des vitesses méridiennes moyennes de l'ordre de 60 cm/s, à 30°S jusqu'à 40 km de la côte et 2000 m de fond, et beaucoup plus à l'est lors des périodes d'intensification où la vitesse dépasse 2.4 m/s. Soumis à un cycle saisonnier bien marqué, son transport entre la côte et sa limite à l'est, située entre 154.5°E et 155.7°E, atteint 27.4 Sv en hiver contre 36.3 Sv en été (Ridgway and Godfrey, 1997). D'après Mata et al. (2000), le transport est de 22.1 ± 4.6 Sv, mais l'écoulement est extrêmement variable avec un écart type (rms) de 30 Sv. Pour Bowen et al. (2005), entre 17°S et 32°S, le transport de l'EAC est de 22 à 30 Sv.

Entre 17°S et 32°S, Bowen et al. (2005) montrent que les tourbillons se détachent et se dirigent vers le nord est, dans la mer de Tasmanie. D'après Tomczak and Godfrey (1994), l'EAC bifurque vers l'est pour former le Front Tasman plus au sud, aux environs de 34°S, tandis qu'une seconde partie de ce flot continue à s'écouler vers le sud le long de la frontière ouest (Stramma et al., 1995). La latitude de la bifurcation vers l'est est soumise

à des variabilités et se fait parfois au nord de 30°S (Mata et al., 2000). Cette zone est très turbulente avec des valeurs d'énergie cinétique tourbillonnaire moyenne de 452 cm²/s² sur la bande [25-40°S]&[150-167°E] (Qiu and Chen, 2004). Ces valeurs sont comparables à celles des courants de bord ouest de l'hémisphère nord (Gulf Stream et extension du Kuroshio) (Ducet and Le Traon, 2001).

Le Courant du Pacifique Sud (SPC) traverse l'océan d'ouest en est entre 30°S et 60°S. Il passe au sud de l'Australie et de la Nouvelle Zélande (Merle et al., 1969), traverse le bassin océanique jusqu'au large des côtes Péruviennes avant de bifurquer vers le nord pour se fondre dans le Courant du Pérou. Sa vitesse (quelques cm/s) et son transport sont faibles (5 Sv à l'ouest de 120°W et 2 Sv à l'est, Stramma et al., 1995). Localisé vers 40°S à l'est de la Nouvelle Zélande, il se déplace vers le nord au cours de sa traversée et se situe vers 30°S-35°S à l'approche des côtes Sud Américaines (Stramma et al., 1995). A l'est de 100°W, il montre une variabilité saisonnière du déplacement méridien de sa limite nord. Située entre 30°S et 32°S au printemps et en été, la limite nord se déplace vers le nord en automne-hiver entre 26°S-28°S (Chaigneau and Pizarro, 2005). Ces variations saisonnières océaniques sont directement liées au déplacement méridien annuel du centre de haute pression atmosphérique du Pacifique Sud Est qui migre vers le nord en automne-hiver (Chaigneau and Pizarro, 2005).

Le Courant Antarctique Circumpolaire (ACC) s'écoule d'ouest en est au sud du bassin océanique et est le seul courant à relier les trois océans. Des sections au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle-Zélande ont révélées un transport moyenne de 100-150 Sverdrups (1 Sv=10⁶ m³ s⁻¹) qui peuvent varier de 50 Sv pour des échelles de temps courtes de l'ordre d'un ou deux mois (Knauss, 1996).

Le Courant du Pérou (PC), rejoint au sud de 32°S par le SPC avec des vitesses moyennes de 15-20 cm/s, puis suit la côte Chilienne vers le nord à des vitesses de 3 à 8 cm/s (Chaigneau and Pizarro, 2005). Son intensité est maximum au printemps et minimum à l'automne, suivant ainsi les variations d'intensité de la tension du vent dans cette zone. Au nord de 25°S, les courants de surface proches des côtes faiblissent (5-7 cm/s) et s'orientent vers l'ouest/nord-ouest pour nourrir le large SEC (Tomczak and Godfrey, 1994). Plus au nord (de 20°S), dirigé par les vents, l'écoulement s'oriente vers l'ouest (9-12 cm/s) (Chaigneau and Pizarro, 2005; Penven et al., 2005).

I.1.b.ii Evolution du gyre subtropical avec la profondeur

En surface et centré vers 21°S-110°W se situe le gyre anticyclonique subtropical principal. Il se déplace tout d'abord vers le pôle sud jusqu'à 25°S à 200 dbar, 30°S à 500 dbar, et 40°S à 1000 et 1500 dbar (Reid, 1986; Roemmich and Cornuelle, 1990) (Figure I.3). A l'ouest, vers 1500-2000 dbar, le courant le long de la côte australienne dirigé vers le sud faiblit, le courant circumpolaire dirigé vers l'est s'étend plus au nord et le centre du gyre anticyclonique glisse alors vers l'équateur jusqu'à 30°S. Les vestiges de ce gyre sont visibles au centre du bassin jusqu'à environ 3500 dbar.

Ajouté au mouvement latitudinal, le gyre subit des modifications de ses bords ouest et est. A l'ouest, entre les Fidji et la Nouvelle Zélande un gyre anticyclonique secondaire se forme entre 500 et 1000 dbar pour se détacher complètement à 2000 dbar. A partir de 3000 dbar il ne reste qu'un écoulement vers le pôle le long de la

ridge des Tonga-Kermadec qui bifurque à l'est entre 35°S et 40°S (Reid, 1986). A partir de cette profondeur et dans la zone située juste au sud, une partie des eaux australes commence à tourner de manière prononcée vers le nord à l'est de la Nouvelle Zélande tandis qu'une autre partie bifurque vers l'est vers 40°S.

Au sud du bassin océanique et quelle que soit la profondeur, se situe le Courant Antarctique Circumpolaire, dirigé vers l'est et à des latitudes plus élevées encore le gyre cyclonique de la Mer de Ross. Sur le bord est du gyre, à partir de 500 dbar, un courant (Sous Courant du Pérou) orienté vers le sud s'intercale avec la cote et s'étale avec la profondeur.

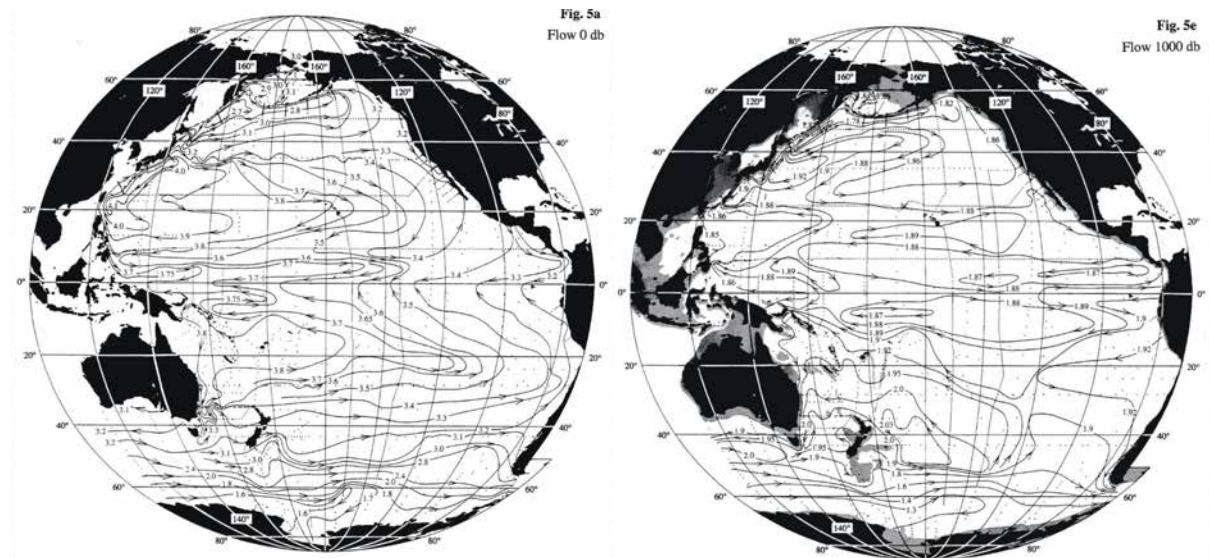


Figure 1.3: Hauteurs dynamiques à la surface (relative à 1000 dbar) ($10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ou 10 Jkg^{-1}) (gauche) et 1000 dbar (relative à 3000 dbar) (droite). Les profondeurs inférieures à 1000 m sont grisées (Reid, 1986).

I.1.b.iii Circulation thermohaline

Les masses d'eau acquièrent leurs propriétés (température, salinité, oxygène dissous, nutritifs, ...) à la surface avant de s'écouler verticalement sous l'effet de la densité, puis horizontalement en subsurface. Elles engendrent une circulation en équilibre géostrophique dite « circulation thermohaline ». Dans le Pacifique Sud, il existe deux régions de formation des masses d'eau (ORSTOM, 1993).

- Dans le domaine tropical se forment deux masses d'eau dues à un fort contraste du bilan Evaporation - Précipitation. **L'Eau Equatoriale**, le long de l'ITCZ qui est marquée par des précipitations très abondantes, a une salinité faible dont le minimum est inférieur à 34 ‰. Cette eau chaude et peu salée reste en surface et ses bornes sont définies par $T \geq 27^\circ\text{C}$ et $S \leq 35 \text{ ‰}$ (ORSTOM, 1993).

Dans le Pacifique Central Sud, près des îles de la Société (12°S à 25°S, 100°W à 150°W), un maximum d'évaporation (plus de 100 W/M^2 , 129 cm/an en bilan évaporation-précipitation, E-P) entraîne la formation d'une eau très salée dont la valeur maximale dépasse 36.8 ‰ (Donguy, 1994). De part sa forte densité, cette **Eau Tropicale du Pacifique Sud** (SPTW = South Pacific Tropical Water) plonge et s'étale en subsurface vers l'ouest/ nord-ouest ce qui l'amène jusqu'en zone équatoriale occidentale, où elle intègre partiellement le flux de retour du sous-courant équatorial (Delcroix and Hénin, 1991; Rougerie and Rancher, 1994).

• Dans le domaine antarctique, deux autres masses d'eau sont formées. Au sud de 55°S, les fortes précipitations et la fonte des glaces en été maintiennent une eau de surface très peu salée ($S < 34 \text{ ‰}$) et froide ($T < 0^\circ\text{C}$ près du continent et jusqu'à 3-4°C au large) appelée **Eau Antarctique de Surface** (ORSTOM, 1993). Cette eau rencontre les eaux subtropicales plus salées mais surtout plus chaudes et donc plus légères. Elle plonge alors jusqu'à 800-1000 m le long de la Convergence Antarctique (Levitus, 1982) et s'intègre au gyre (Reid, 1986). On la retrouve dans tout le domaine tropical entre 600 m et 1200 m sous le nom d'**Eau Antarctique Intermédiaire** (AAIW=AntArctic Intermediate Water) et définie par une salinité de 34.4-34.5 ‰ et des températures comprises entre 4°C et 8°C (Sokolov and Rintoul, 2000). Ayant plongée à la convergence subantarctique entre 50°S et 60°S, sa progression se fait vers le nord et vers l'est (Levitus, 1982) avant de bifurquer vers l'ouest autour du gyre anticyclonique (Reid, 1986). Cette eau riche en sels nutritifs se retrouve plus proche de la surface près de l'équateur et en général dans les zones d'upwelling.

En Mer de Weddell, la formation des glaces ajoutée à une forte évaporation engendrent une eau salée et très froide ($S \text{ max} = 34.62 \text{ ‰}$ et $T = 0$ à -1.9°C), l'**Eau Antarctique de Fond** (AABW=Antarctic Bottom Water), qui est la plus dense de tous les océans (Reid, 1986). Cette eau s'écoule le long de la pente continentale vers le nord, dans tout le bassin océanique sous 4000 m de fond (Tabata, 1975). Entre 2000 et 4000 m de fond, est localisée l'**Eau Circumpolaire Profonde** (CDW=Circumpolar Deep Water). Cette eau est surtout caractérisée par son faible contenu en oxygène par rapport aux eaux environnantes (Reid et al., 1977) ($S \text{ moyen}$ de 34.6 ‰ et $1^\circ\text{C} < T < 4^\circ\text{C}$).

I.1.c Le cycle ENSO

ENSO (El Niño Southern Oscillation), est un phénomène d'oscillation du système océan – atmosphère de l'Océan Pacifique équatorial autour d'une position dite normale. L'indice d'oscillation australe (SOI), égal à la différence de pression normalisée entre Darwin et Tahiti (Trenberth and Caron, 2000), permet de définir les différentes phases du phénomène (El Niño, La Niña) Figure I.4.

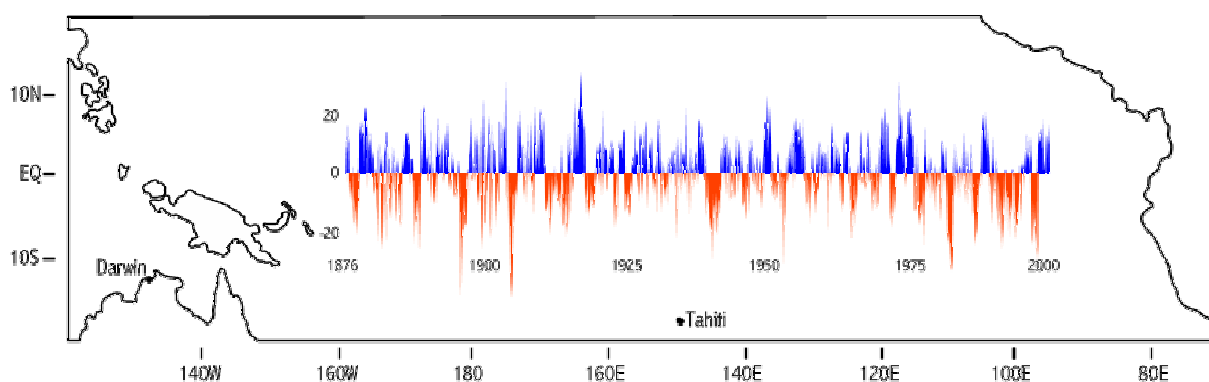


Figure I.4 : Indice d'Oscillation Australe SOI. Les fortes valeurs négatives correspondent aux épisodes El Niño, les fortes valeurs positives correspondent aux conditions La Niña.

Bien que les processus d'initialisation d'El Niño ne soient pas parfaitement définis, une fois générés, leur enchaînement au niveau atmosphérique et océanique est en revanche aujourd'hui mieux connu grâce à la mise en place du réseau d'observation TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) et à l'avènement des satellites.

Une anomalie de température de surface (SSTA) positive apparaît à l'est du Pacifique équatorial et réduit le gradient de SST entre l'est et l'ouest du bassin et par conséquent l'intensité de la circulation de Walker et donc des vents à l'équateur. Ces vents plus faibles en retour modifient la circulation océanique et renforce l'anomalie de SST. Cette réaction positive amène la bande équatoriale du Pacifique à un état plus chaud (Bjerknes, 1969 ; Delcroix, 1998) (Figure I.5 milieu).

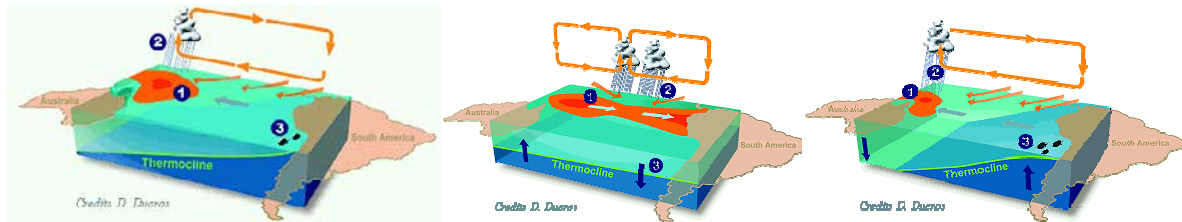


Figure I.5 : Couplage Océan-Atmosphère pendant une année 'normale' (gauche), El Niño (milieu), La Niña (droite) (http://www.jason.oceanobs.com/html/applications/enso/nino_explication_fr.html).

Pour que le système couplé océan-atmosphère oscille, une réaction négative est nécessaire pour sortir de cet état plus chaud (Figure I.5 gauche ou droite). Quatre théories majeures existent (Wang and Picaut, 2005) :

- L'oscillateur retardé (la réflexion d'onde sur le bord ouest).
- L'oscillateur recharge/décharge (un processus de décharge).
- L'oscillateur du Pacifique ouest (une onde de Kelvin forcée par le vent dans le Pacifique ouest).
- L'oscillateur advectif-réfléctif (une advection zonale anormale).

L'oscillateur retardé (Suarez and Schopf, 1988 ; Battisti and Hirst, 1989) ne considère pas le rôle couplé du Pacifique ouest dans ENSO et la réflexion d'onde sur le bord est. Les SSTA positives dans le Pacifique équatorial engendrent des anomalies de vent d'ouest qui entraînent des ondes de Kelvin (de downwelling) vers l'est et agissent sur l'augmentation des SSTA positives. Les anomalies de vent d'ouest génèrent également des ondes océaniques équatoriales de Rossby (d'upwelling), qui se propagent vers l'ouest et se réfléchissent sur le bord ouest en ondes équatoriales de Kelvin (d'upwelling). Etant donné que les anomalies de thermocline des ondes de Kelvin réfléchies ont un signe opposé avec celles des ondes de Kelvin directement forcées par le vent, elles engendrent une réaction négative qui va faire osciller le système couplé.

L'oscillateur recharge/décharge (Jin, 1997 ; Wirtky, 1985) considère les variations des SST du Pacifique est et les anomalies de thermocline du Pacifique ouest. Avant El Niño, le contenu de chaleur de la couche supérieure de l'océan ou le volume d'eau chaude à travers tout le Pacifique tropical tend à augmenter (ou recharge) graduellement. Pendant El Niño, l'eau chaude accumulée est chassée (ou décharge) vers les plus hautes latitudes. Après la décharge, le Pacifique tropical est devenu froid (La Niña) avec la remontée de la thermocline et l'eau chaude recommence à s'accumuler (recharge) lentement avant l'avènement d'un prochain El Niño.

L'oscillateur du Pacifique ouest (Weisberg and Wang, 1997a ; Wang et al., 1997b) souligne le rôle couplé des différentes anomalies du Pacifique ouest dans ENSO. Le modèle d'oscillation ne nécessite pas forcément la réflexion d'ondes sur les bord ouest et est. La chaleur condensée due à la convection dans le Pacifique central équatorial induit deux cellules cycloniques de chaque côté de l'équateur ainsi que des anomalies de vent d'ouest à l'équateur. Ces anomalies équatoriales de vent d'ouest engendrent des ondes de Kelvin (de downwelling) qui approfondissent la thermocline et augmentent la SST dans la Pacifique équatorial central et est, marquant ainsi une réaction positive à l'augmentation d'anomalies. Les cellules cyclonique quant à elles remontent la thermocline via le pompage d'Ekman. Ainsi, une anomalie de thermocline peu profonde de chaque côté de l'équateur se propagent vers l'ouest générant une diminution de la SST et une augmentation de la pression du niveau de la mer dans le Pacifique ouest hors équateur. Pendant la phase mature d'El Niño apparaissent ainsi deux cellules anticycloniques de chaque côté de l'équateur qui génèrent des anomalies de vent d'est dans le Pacifique ouest le long de l'équateur. Ces vents d'est engendrent un upwelling et une diminution des SST qui se propagent vers l'est via les ondes de Kelvin (d'upwelling) qui vont remonter la thermocline à l'est du Pacifique et fournir une réaction négative qui va faire osciller le système couplé.

L'oscillateur advectif-réfléctif (Picaut et al., 1997 ; Picaut and Busalacchi, 2001) est un concept présentant une réaction positive des courants zonaux qui déplacent la warm pool du Pacifique ouest vers l'est pendant El Niño. Trois réactions négatives tendent alors à pousser la warm pool dans sa position d'origine. Il s'agit d'un courant zonal anormal associé à la réflexion d'onde sur le bord ouest, d'un courant zonal anormal associé à la réflexion d'onde sur le bord est, et du courant zonal moyen convergeant sur le bord est de la warm pool. Pendant la phase chaude d'El Niño, les anomalies de vent d'ouest dans le Pacifique central engendrent des ondes équatoriales de Rossby d'upwelling et de Kelvin de downwelling qui se propagent respectivement vers l'ouest et l'est. L'onde de Rossby d'upwelling se réfléchit sur la bordure ouest du bassin océanique en une onde de Kelvin d'upwelling, tandis que l'onde de Kelvin de downwelling se réfléchit sur la bordure est du bassin en une onde de Rossby de downwelling. Etant donné que les ondes de Kelvin d'upwelling et de Rossby de downwelling ont toutes les deux des courants zonaux dirigés vers l'est dans la bande équatoriale, elles tendent à pousser la warm pool vers sa position d'origine dans le Pacifique ouest.

Les très forts El Niño 1997/1998 et La Niña 1998/1999, associés à de nombreuses observations satellites et hydrographiques, ont donné de nombreux renseignements quantitatifs sur différents paramètres physiques tels que la température et la salinité en surface, le niveau de la mer, la tension du vent, les vitesses de propagation des ondes équatoriales (Miller et al., 1988; Kessler, 1990; Delcroix et al., 1991; Delcroix, 1998; Picaut and Delcroix, 1995; Picaut et al., 1996 et 1997; Hénin et al., 1998; Doumenge, 1999) etc... Les indicateurs d'ENSO sont d'après Delcroix (1998), un déplacement zonal : de l'isotherme 28°C et de l'isohaline 35 ‰ pour la température et la salinité de surface, des isolignes 1.1 dyn.m pour le niveau de la mer, -20m².s⁻² pour la tension du vent zonal et 2 m/an pour les précipitations.

Les différents travaux abordés dans cette thèse couvrent la période 1993-2004. Cette période ayant été marquée par le plus fort événement ENSO de ce siècle en 1997-1999, il est important d'en souligner quelques aspects. D'après Doumenge (1999), la particularité de ce phénomène tient au fait que la phase El Niño a connu

un début précoce en comparaison aux évènements précédents ainsi qu'une seconde phase chaude initiée par de forts vents d'ouest après une relaxation en octobre-novembre 1997. Un second train d'onde de Kelvin est produit et en décembre 1997, la thermocline s'approfondit à l'est de 180°W tandis que la warm pool s'étend jusqu'à 140°W avec une couche d'eau en surface supérieure à 29°C sur une centaine de mètres. Une onde de Kelvin d'upwelling termine brusquement l'épisode chaud et renverse le cycle en La Niña. En juin-juillet 1998, l'upwelling équatorial a repris et est visible par des anomalies de température de surface négatives tandis que la thermocline remonte dans le Pacifique Est.

I.2 La Polynésie française

I.2.a Contexte géographique et géomorphologique

La Zone Economique Exclusive (**ZEE**) de la Polynésie française s'étend sur un domaine maritime de 5 millions de km² situé au centre de l'Océan Pacifique Sud [5°S-30°S]&[130°W-160°W]. Elle est constituée de 36 îles hautes et de 82 îles basses ou atolls répartis en cinq archipels sur une région où la profondeur moyenne de l'océan est de 4000 à 5000 m (Figure I.6):

✓ **L'archipel des Marquises** situé au nord-est de la Polynésie française, à une distance de 1500 km de Tahiti regroupe douze îles hautes (seules six sont habitées). Ces îles hautes ont la particularité de ne pas être entourées d'un récif corallien.

✓ **L'archipel des Tuamotu** qui s'étend d'ouest en est au centre de la Polynésie regroupe 76 îles et atolls, dont Rangiroa l'atoll le plus grand avec 80 km dans sa diagonale la plus importante.

✓ **L'archipel de la Société** se compose des îles du Vent avec Tahiti, la plus grande des îles de ce territoire (1042 km²), et des îles Sous le Vent avec Bora Bora, l'île la plus touristique. Situé à l'ouest, cet archipel regroupe huit îles et trois atolls.

✓ **L'archipel des Gambier** situé au sud-est de la Polynésie, distant de 1600 km de Tahiti regroupe quatorze petites îles.

✓ **L'archipel des Australes**, au sud de Tahiti à une distance de 570 km pour Rurutu et de 1240 km pour Rapa, regroupe cinq îles hautes et un atoll.

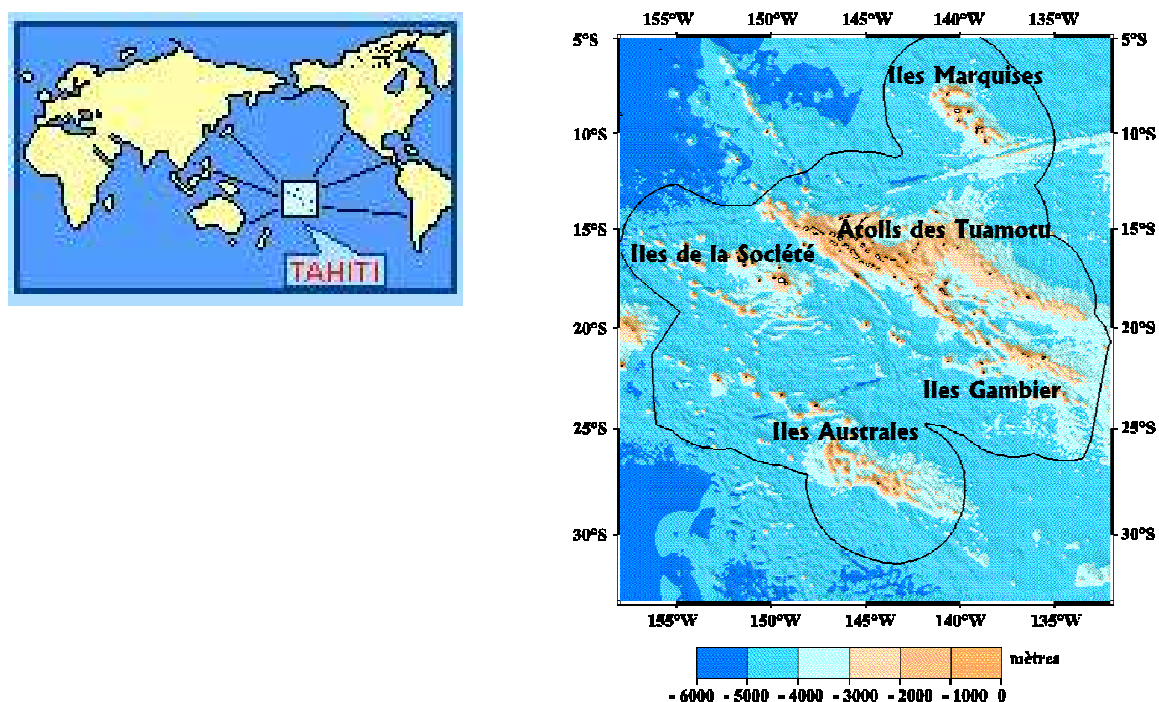


Figure I.6 : Carte de la bathymétrie des cinq archipels polynésiens . La Zone Economique Exclusive est délimitée en noir (ZEPOLYF, 1996).

Ces îles se situent sur la plaque Pacifique qui se déplace du sud-est vers le nord-ouest avec une vitesse de 10 à 11 cm/an. Elles ont été créées par deux types de sources magmatiques différentes.

- D'après Talandier and Okal (1987), une zone chaude médio-océanique aurait engendré le plateau des Tuamotu qui s'étend entre 2000 et 3000 m de profondeur sur plus de 1000 km de long. De ces anciennes îles hautes ne restent aujourd'hui plus que des anneaux coralliens suite à leur subsidence. Contrairement aux autres archipels, ces îles ne sont pas séparées les unes des autres par de grands fonds océaniques. On peut ainsi s'attendre à ce qu'elles constituent un obstacle à l'écoulement des courants océaniques.

- L'alignement des archipels des Marquises, de la Société, des Gambier et des Australes serait issu de cinq points chauds, sources magmatiques relativement fixes situées dans le manteau (ORSTOM, 1993). Ce volcanisme est daté du miocène à l'actuel et est postérieur à la formation de l'archipel des Tuamotu (ZEPOLYF, 1996). Ces îles, dites hautes, ont des structures qui concordent et des âges qui augmentent vers le nord ouest (Duncan and McDougall, 1974; Duncan and McDougall, 1976), et sont dotées d'une pente externe très abrupte (45° en moyenne d'après Rougerie and Rancher, 1994). L'archipel des Marquises se différencie par une absence de couronne récifale entourant les îles. Il semble que cette couronne soit immergée à une profondeur de 90 m suite à la dernière période de déglaciation qui aurait entraîné un refroidissement de la température et la mort des coraux (Wauthy et al., 1988).

I.2.b Le climat Polynésien

De par sa position géographique, le climat polynésien est tropical humide avec deux saisons distinctes. L'été austral (novembre à avril) est caractérisé par des températures et un taux d'humidité plus importants qu'en hiver austral (mai à octobre). La Polynésie française est peu concernée par l'activité de l'**ITCZ** (Laurent et al., 2004). Tout au long de l'année, cette zone de convergence reste généralement confinée au nord de l'équateur. Exceptionnellement, au cours d'un événement ENSO, elle peut descendre jusqu'aux Marquises. Le Tableau I-1 résume les caractéristiques atmosphériques et océaniques moyennes ou saisonnières (Laurent et al., 2004 ; ORSTOM, 1993)

Valeurs pour les différents archipels	Salinité de surface (‰) Eté/ Hiver :	Température de la mer en surface (°C) Eté/ Hiver :	Température de l'air (°C) Eté/ Hiver : J (jour) N (nuit)	Vent (m/s) Eté/ Hiver :	Pression (hPa) Eté/ Hiver :	Evaporation (mm)	Humidité moyenne relative (%) Eté/ Hiver :	Précipitations moyennes annuelles (mm)
Marquises	35.9 / 35.9	27.5 / 26	J : 31 / 28 N : 24 / 22	2 / 2.6	1010.5 / 1012.5	Moyenne : 2000	76 / 82	800
Tuamotu	36 / 36.2	28.5 / 26.5	J : 31 / 29 N : 26 / 24	5.3 / 6.7			79 / 77	1650
Gambiers	36.4 / 36.2	26 / 24	J : 29 / 24 N : 24 / 20	5.5 / 6.7	1013 / 1017	Eté/ Hiver : 2040 / 1780	81 / 79	1550
Société	35.9 / 36.3	28 / 25.5	J : 31 / 27 N : 24 / 20	3 / 4	1010.5 / 1014.5	Eté/ Hiver : 1990 / 1460	79 / 75	1720
Australes (nord)	35.5 / 35.6	26.5 / 23.5	J : 28 / 22 N : 20 / 16	4 / 4.6		Moyenne : 1200	84 / 78	1750

Tableau I-1 : Tableau récapitulatif de certaines caractéristiques des archipels de Polynésie française.

La **SPCZ** joue un rôle plus important sur la dynamique atmosphérique. En saison chaude, souvent réalimentée par de l'air chaud tropical provenant du nord-ouest ou du nord, elle est plus active. Elle se positionne à l'ouest de Tahiti et peut se déplacer jusque sur le centre des Tuamotu. Sa présence conditionne la rigueur de la saison des pluies notamment sur la bordure ouest des Tuamotu contrastant ainsi avec l'aridité de cet archipel où la différence Evaporation – Précipitation y est toujours fortement positive (+80 cm/an à Rangiroa et +40 cm/an à Moruroa) (Rancher and Rougerie, 1995). En saison fraîche, cette SPCZ est moins marquée et parfois même inexistante. Localisée sur les îles Cook, elle ne semble concerner que le sud de la Polynésie entre 20°S et 30°S (Laurent et al., 2004).

I.2.c La circulation des eaux de la thermocline

I.2.c.i Circulation moyenne et variabilité saisonnière

La ZEE Polynésienne se plaçant dans la partie centrale du Gyre Subtropical, on retrouve deux courants de surface présentés précédemment dans la circulation de surface du Pacifique Sud : le Courant Equatorial (EC) de 0°S à 8°S, le Courant équatorial Sud (SEC) de 10°S à 20°S et le Courant du Pacifique Sud (SPC) au sud (Tabata, 1975). En surface, Reid (1986) présente l'écoulement géostrophique du SEC dirigé vers le nord-ouest tandis que celui du SPC est dirigé vers l'est entre 20°S et 40°S. Le centre du gyre se déplaçant vers le sud avec la profondeur, le SEC occupe alors toute la ZEE excepté près de l'équateur où le courant s'écoule vers l'est. Le transport géostrophique total intégré sur la profondeur entre 10°S et 20°S est compris entre 80 et 120 Sv en direction de l'ouest à nord-ouest (Reid, 1986). Entre l'équateur et 10°S, le transport total est de 80-100 Sv vers l'est (Reid, 1986). Ce travail à grande échelle ne se concentre cependant pas sur la Polynésie française.

Peu d'études ont été menées sur la circulation océanique au sein même de la Polynésie française, et la plupart d'entre elles datent de 10 à 20 ans. Un des travaux les plus importants a été fait par Wyrтки and Kilonsky (1984) au cours du « Shuttle experiment » mené entre Hawaï et Tahiti. Des profils verticaux de CTD ont été utilisés pour calculer les courants et les transports géostrophiques zonaux le long de la longitude 150°W de Tahiti à l'équateur. Selon Wyrтки and Kilonsky (1984), le Courant Equatorial Sud (SEC), dirigé vers le sud-ouest, est divisé en deux branches dans l'hémisphère sud, le premier se situe entre 0°S et 8°S avec des vitesses de 20 à 40 cm/s. La deuxième branche s'écoule au sud de 9-11°S jusqu'à 17°S (et occasionnellement plus au sud) avec des vitesses plus faibles de 10 à 20 cm/s. Entre les deux branches, le Contre-Courant Equatorial Sud (SECC) s'écoule vers l'est avec des vitesses faibles de 5 cm/s. Les sections de CTD issues des deux croisières annuelles du "MARARA", de 1986 à 1989 le long des transects Tahiti-Marquises, Marquises-Rapa et Rapa-Tahiti sont en accord avec les résultats précédents (Rancher and Rougerie, 1995; Boulanger et al., 1993; Rougerie and Rancher, 1994). Ces sections ont également permis de montrer que le SEC peut atteindre 1 m/s dans le nord de la ZEE et que sa vitesse est d'environ 10 à 15 cm/s à 20°S. La Figure I.7 représente ces courants de surface ainsi que la zone tourbillonnaire qui marque la transition entre le SEC et le SPC.

Toutes les études citées ci dessus ont montré, entre 0 et 500 mètres de profondeur sur les relevés de courant effectués dans le nord de la zone, plusieurs veines de contre courants s'intercalant entre les veines principales de l'EC et du SEC portant à l'ouest. Ces flux, semblent systématiquement présents et centrés sur 10°S, 15°S, 19/23°S et sont définis comme faisant parti du SECC (Kessler and Taft, 1987). Ces veines de courant ont une épaisseur maximale de 300-400 m pour une vitesse moyenne comprise entre 3 et 8 cm/s. En 1988 et 1989, plusieurs veines s'écoulant vers l'est et s'étendant chacune sur 100 à 200 km en longitude furent détectées au sud de 15°S (Rougerie and Rancher, 1994). Rancher et al. (1993 et 1995), montrent que les vitesses de la branche du SECC observées à 160°W-10°S sont de l'ordre de 10 cm/s et peuvent atteindre 20 cm/s en surface. Cette veine de contre courant est visible pendant l'été austral. Pour Donguy et al. (1976), elle se différencie du Contre Courant Equatorial Sud, et atteignant de manière erratique l'archipel des Marquises (avec une vitesse moyenne d'environ 10 cm/s) est nommée Contre Courant des Marquises (Marquesas Counter Current = MCC). Au sud du Tropique, le SEC tendrait à alimenter la branche sud du gyre dirigé vers l'est (Courant du Pacifique Sud, SPC). Cette région est particulièrement mal connue. Douze bouées ont été lancées

dans les archipels des Tuamotu Sud et des Gambier dans les années 80. Avec des vitesses d'environ 5 à 10 cm/s, cette région est dominée par une activité tourbillonnaire (Boulanger et al., 1993; Rancher and Rougerie, 1995). Todd and Maamaatuaiahutapu (2001), ont également observé ces tourbillons à partir des données altimétriques de novembre 1992 à décembre 1999. Leur échelle caractéristique de variabilité est de l'ordre de 3 mois et ils sont plus intenses pendant la phase mature d'El Niño en janvier-mars 1998. Ils couvrent la bande 18-34°S en latitude et toute la ZEE longitudinalement. Avec des valeurs de SSHA (Sea Surface Height Anomalies) de ± 10 à 20 cm (ce qui correspond à une vitesse géostrophique d'environ ± 20 cm/s), leur taille est de 1 à 4° (approximativement 100 à 400 km).

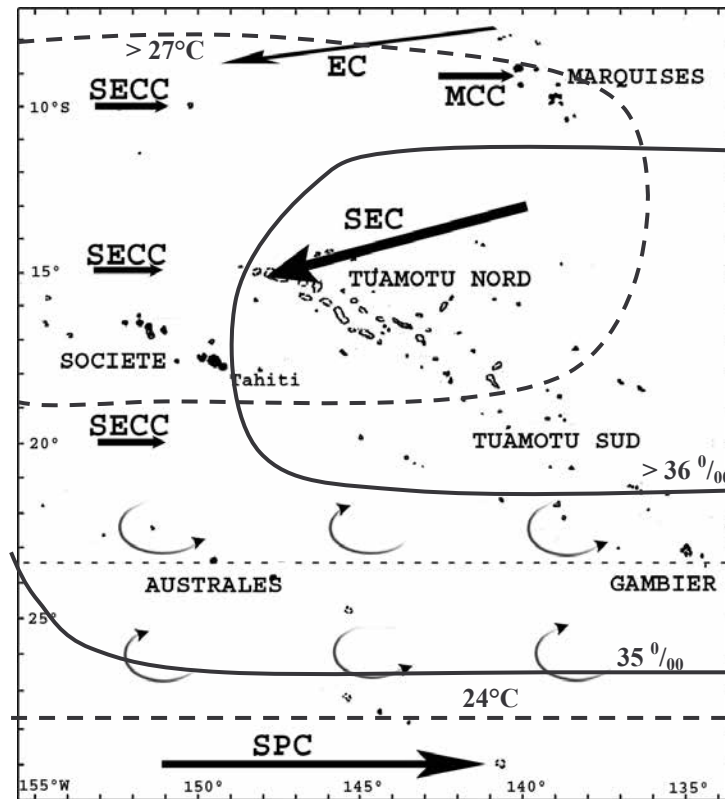


Figure 1.7 : Courants de surface en Polynésie française : Courant Equatorial (EC), Courant Equatorial Sud (SEC), Contre Courant Equatorial Sud (SECC), Contre Courant des Marquises (MCC), Courant du Pacifique Sud (SPC). Le nom des différents archipel est indiqué de même que celui de l'île de Tahiti. Les isothermes et isohalines du champ moyen de la température et de la salinité de surface sont respectivement indiqués par des lignes en pointillées et continues.

Concernant les champs thermo halins de surface en Polynésie française, la température de surface (SST) est supérieure à 24°C sur toute la ZEE Polynésienne en été austral. Un gradient zonal est présent dans la partie nord entre les Marquises, à l'est où la SST est de 27°C, et Tahiti à l'ouest, où la SST est de 29°C. De la limite nord de la zone au tropique sud, la couche superficielle de mélange s'étend de 0 m à 150 m tandis que la thermocline est profonde (200-450 m) avec un gradient peu marqué (Rancher and Rougerie, 1995). La salinité est comprise entre 35 ‰ et 36 ‰ sur l'ensemble de la zone et atteint des valeurs maximum de 36.3 ± 0.2 ‰ (Rougerie et al., 1985; Rancher et al., 1993) dans la zone de formation de l'**Eau Tropicale du Pacifique Sud** (South Pacific Tropical Water = SPTW, Tomczak and Godfrey, 1994), ou encore **Eau Modale du Pacifique Sud-Est Subtropical** (SPESTMW, Johnson, 2006). Cette zone d'aridité des Tuamotu de l'est se situe entre 12°S et 21°S et 140°W et 125°W, où la différence Evaporation – Précipitation est toujours fortement positive.

Après sa formation en surface la SPTW plonge jusqu'à l'équilibre hydrostatique ($\sigma_t = 25 \pm 0.5 \text{ kg/m}^3$) qui est atteint vers 150-200 m (Rancher and Rougerie, 1995). Sa circulation en subsurface vers l'ouest/nord-ouest l'amène jusqu'en zone équatoriale occidentale, où elle est partiellement incluse dans le flux de retour du sous-courant équatorial (Delcroix and Hénin, 1989, 1991, Rougerie and Rancher, 1994). La SPTW et l'AAIW sont séparées par une thermocline permanente.

La salinité est plus faible à l'ouest de Tahiti sous la SPCZ, zone marquée par de fortes précipitations et où le SECC favorise la pénétration vers le sud de la Polynésie d'eau venant de l'ouest (ORSTOM, 1993). D'après Rancher and Rougerie (1995), la distribution de la densité indique une forte stratification verticale due à la présence d'une pycnocline entre 200 et 500 m de profondeur où σ_t passe de 25 à 28 kg/m^3 . En hiver austral, la distribution thermo-haline est similaire avec une diminution de la température de 2 à 3°C et une augmentation de la salinité.

Qu'il s'agisse des courants ou des champs thermo-halins, le faible nombre d'études menées au sein de la Polynésie française ne permet de présenter des résultats qu'à un instant donné. On ne peut par conséquent, ni parler de caractéristiques moyennes ou saisonnières, ni généraliser ces résultats issus de sections verticales à l'intégralité de la surface couverte par la ZEE Polynésienne. A la vue de leur résolution temporelle et spatiale, l'exploitation des données satellites et d'un modèle de circulation océanique régional va permettre dans le cadre de cette thèse de présenter les caractéristiques moyennes et saisonnières des eaux de la thermocline Polynésienne.

I.2.c.ii Impact d'ENSO sur la Polynésie

Le passage de la situation moyenne à El Niño se fait par l'inversion des courants atmosphériques et aboutit à un décalage vers l'est des zones de convergence (Doumenge, 1999). Les précipitations dans les îles Polynésiennes augmentent fortement. La warm pool s'étend vers l'est, ses eaux de surface sont supérieures à 29°C et atteignent 140°W pendant ENSO 1997/1998. La variabilité par rapport à une période normale est de + 0.4 à 1°C (Delcroix, 1993) au nord de 15°S et inférieure à 0.4°C dans la bande zonale occupée par les Tuamotu [14-24°S], constituant un minimum de variabilité inter-annuelle pour l'ensemble du Pacifique tropical. La plongée des eaux salées de la SPTW assure l'homogénéisation de la couche de mélange superficielle entre 0 et 150 m (Rougerie and Rancher, 1994).

L'effet d'El Niño est particulièrement ressenti dans la circulation océanique. Les courants zonaux sont profondément modifiés (Rougerie and Rancher, 1994). Dans la région nord, les veines de contre courants s'intensifient (Rancher et al., 1993), de l'équateur à 15°S (Rancher and Rougerie, 1995), repoussant au sud du tropique la partie centrale du gyre (Wyrski and Kilonsky, 1984). Pendant le phénomène de 1986-1987, ces écoulements vers l'est sont dominants entre les Marquises (10°S) et l'archipel des Australes (22°S), avec des vitesses supérieures à 8 cm/s (Rougerie and Rancher, 1994). Le Contre Courant des Marquises s'intensifie également (Donguy et al., 1976) et il s'agit de la période où il est le plus aisément identifiable. Le SEC est alors réduit à un écoulement faible et peu profond entre 15°S et 19°S. De manière contrastée, une dérive vers l'ouest se forme au sud du Tropique du Capricorne avec des veines centrées autour de 23°S, 25°S et 27°S.

Les connaissances concernant l'impact d'El Niño en Polynésie française se cantonnent à l'étude de rares sections verticales menées sur des périodes de temps très courtes dans les années 70 et 80. L'impact du phénomène ENSO n'a donc jamais été observé ni dans sa globalité (initialisation, développement d'El Niño puis bascule du phénomène en La Niña) ni à l'échelle de la ZEE Polynésienne. L'un des objectifs de cette thèse est de déterminer les caractéristiques inter annuelles propres à la Polynésie française.

I.3 Conclusion

Située au centre de l'Océan Pacifique Sud ($[5^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{S}] [130^{\circ}\text{W}-160^{\circ}\text{W}]$), la Polynésie française s'étend sur un domaine maritime de 5 millions de km^2 . Malgré son étendue, il s'agit d'une des régions maritimes les moins étudiées et elle s'avère par conséquent mal connue. L'intérêt de ce travail de thèse est donc d'étudier et de présenter la dynamique océanique, d'une part pour l'intégralité de la zone et d'autre part sur une période de temps suffisamment longue pour pouvoir définir les caractéristiques inter et intra annuelles. Cette zone présente de nombreuses particularités dynamiques (contre courants, zone tourbillonnaire ou front thermique et halin, région de formation de masse d'eau, effet d'îles...). Une meilleure connaissance permettra par la suite des études portant sur des domaines variés liés par exemple au climat ou à la pêche hauturière.

La présentation des résultats de ce travail de thèse est composée de trois parties. La première partie présente les résultats de l'étude des courants de surface à partir des données satellites à l'échelle du Pacifique Sud (pour resituer le contexte global) puis à celle de la Polynésie française. La deuxième partie présente la variabilité spatio-temporelle des champs thermo halins et des courants dans la colonne d'eau obtenue à partir de données satellites et in situ et comparée à celle des sorties d'un modèle de circulation océanique régional (ROMS). La troisième partie porte sur l'exploitation du modèle et l'étude des eaux de la thermocline et de la circulation océanique Polynésienne.

Chapitre II

*Circulation de surface
déterminée par satellite*

II CIRCULATION DE SURFACE DETERMINEE PAR SATELLITE

L'objectif de ce chapitre est de caractériser les courants océaniques de surface à l'échelle de l'Océan Pacifique Sud et de la Polynésie française. Les données satellites ainsi que les équations physiques nécessaires au calcul des courants de surface sont présentées. Une application est menée sur la dérive des débris flottants à l'échelle du bassin océanique, puis sur l'algue *Turbinaria Ornata* en Polynésie française. L'effet d'îles dans l'archipel des Marquises est également étudié.

II.1 Données et méthodes

II.1.a Les données satellites

Compte tenu du peu de mesures directes de courants et de vents dans l'Océan Pacifique Sud, et dans tous les océans en général, les courants de surface sont déterminés ici à partir des données satellites d'anomalies de hauteur de mer et de vent à 10 m (Lagerloef et al., 1999).

II.1.a.i Anomalies de hauteur de mer et hauteur dynamique moyenne

Les données combinées, des satellites altimétriques TOPEX/Poséidon (Ducet and Le Traon, 2001; Stammer and Wunsch, 1994) et ERS 1 et 2, ont une précision de mesure d'anomalies de hauteur de mer (Sea Surface Height Anomalie, **SSHA**) de 2 cm (Cheney et al., 1994; Fu et al., 1994; Fukumori et al., 1999; Minster et al., 1995; Ducet and Le Traon, 2000).

Les SSHA sont téléchargeables sur le site web http://www.jason.oceanobs.com/html/donnees/produits/msla_fr.html#dt. Elles sont disponibles tous les 7 jours en temps différé, sur une grille de type Mercator à 1/3° pour une couverture globale. La série temporelle utilisée est de janvier 1993 à décembre 2001 afin de couvrir la même période que les données de vent ERS 1&2. Au début de l'étude menée ici, les données QuickSCAT fournissant les données de vent après 2001 n'étaient pas encore disponibles.

Le calcul des courants géostrophiques de surface s'effectue à partir des hauteurs de mer. Cette hauteur de mer est la somme des SSHA et de la hauteur dynamique moyenne obtenue à partir du champ de densité océanique moyen (climatologie de Levitus d'après Levitus, 1982). Ce dernier est disponible sur le site <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/dyn.html> sous forme de climatologie mensuelle grillée à 1° et référencée à une profondeur de 1000 m (Levitus, 1982). Une climatologie annuelle a été calculée et la grille interpolée linéairement à 1/3° pour s'adapter à celle des SSHA (Figure II.1).

Dans le futur, une amélioration envisageable est l'utilisation des hauteurs dynamiques moyennes, plus rigoureuses et précises, du travail plus récent de Gourdeau et al. (2003).

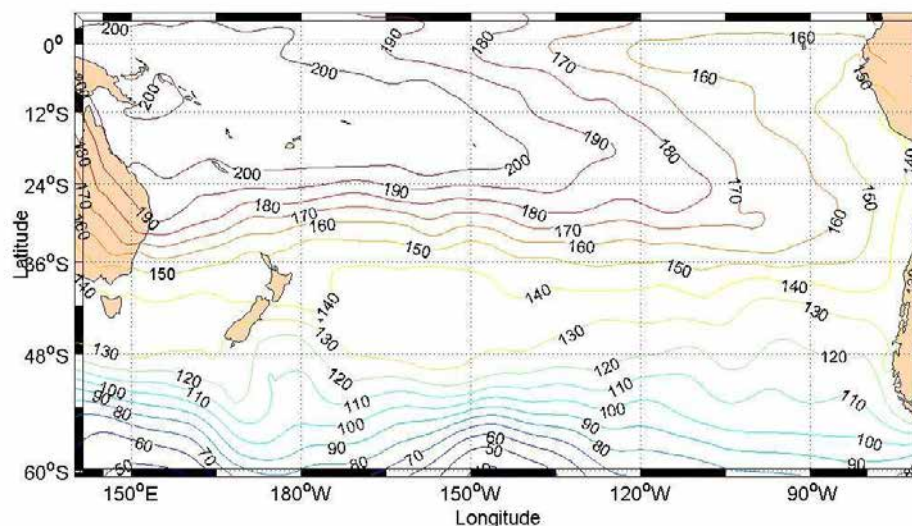


Figure II.1 : Hauteur dynamique (cm dyn) relative à 1000 m de Levitus (1982).

II.1.a.ii Vent en surface

Les diffusiomètres AMI-Wind des satellites ERS 1 (août 91 à juin 96) et ERS 2 (mars 96 à janvier 2001), transmettent des impulsions sur la bande C (approximativement 5 GHz) vers la surface terrestre et mesurent la puissance qui est diffusée en retour vers l'instrument. Cette puissance diffusée en retour est relative à la rugosité de la surface. Pour des surfaces marines, la rugosité est hautement corrélée avec la vitesse et la direction du vent près de la surface. Les données fournies sont les valeurs zonales et méridiennes du vent à 10 m nécessaires à la détermination du courant d'Ekman en surface (Ducet and Le Traon, 2000; Pond and Pickard, 1983).

Téléchargeables sur le site <http://poet.jpl.nasa.gov/>, les données de vent sont disponibles tous les 7 jours de janvier 1993 à janvier 2001 sur une grille de 1° pour l'Océan Pacifique Sud ([5°N-60°S]/[139°W-70°E]).

Une interpolation linéaire spatiale et temporelle est effectuée sur les données de tension du vent afin de les faire correspondre avec celles des hauteurs résiduelles de la mer.

II.1.a.iii La couleur de la mer

L'instrument SeaWiFS a été lancé sur le satellite Seastar par Orbital Sciences Corporation (OSC) en août 1997. Il comporte six canaux dans le visible (412, 443, 490, 510, 555, 670 nm) et deux dans l'infra-rouge (765, 865 nm) et permet de mesurer l'intensité de l'activité biologique par des moyens optiques. Des produits opérationnels obtenus à partir des données de couleur de l'eau (notamment la concentration en chlorophylle a, notée [Chla], à la surface de l'océan présente dans les cellules phytoplanctoniques en suspension) sont disponibles à différents niveaux de traitement. Les données utilisées ici sont la concentration en chlorophylle a, dites de niveau 3. Fournies par le LEGOS, elles sont disponibles sur une grille de 0.1°, toutes les semaines de septembre 1997 à février 2002.

II.1.a.iv Bouées dérivantes de surface (WOCE-SVP drifters)

Le réseau multinational de bouées dérivantes de surface **SVP** (Surface Velocity Program) (Figure II.2) a été mis en place dans le cadre des programmes **TOGA** (Tropical Ocean Global Atmosphere) et **WOCE** (World Ocean Circulation Experiment). Plus de 12000 trajectoires issues de ce programme sont disponibles en format ODV sur le site <http://www.ewoce.org/data/index.html>. Les données sont fournies chaque jour et organisées par année de 1979 à 2000 (Schlitzer, 2000). La date, la position, la direction et la norme du courant sont enregistrées pour chaque observation à une profondeur de 15 m. Elles permettent ainsi l'étude de la dynamique des eaux de surface, et plus particulièrement des aspects de la méso-échelle.

Ces données de bouées dérivantes vont être utilisées pour une comparaison, à l'échelle de la Polynésie française, du modèle de dérive calculé à partir des données satellites et présenté dans la troisième partie de ce chapitre.

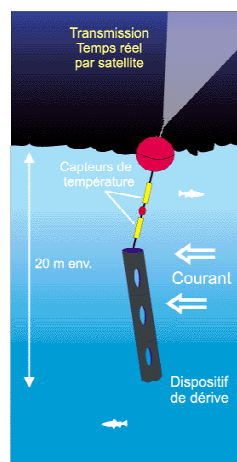


Figure II.2 : Schéma d'une bouée dérivante, le courant agit sur la drogue en toile immergée (ici de forme tubulaire) et déplace l'ensemble (<http://www.ird.nc/ECOP>).

II.1.b Les méthodes

II.1.b.i Les courants de surface

Les équations horizontales du mouvement (Navier-Stokes) avec forces de friction (vent soufflant à la surface) (Pond and Pickard, 1983) sont :

$$\frac{dU}{dt} = f \cdot V - \frac{1}{\rho \cdot a \cdot \cos(\lambda)} \cdot \frac{\partial P}{\partial \theta} + F_{\theta}$$

$$\frac{dV}{dt} = -f \cdot U - \frac{1}{\rho \cdot a} \cdot \frac{\partial P}{\partial \lambda} + F_{\lambda}$$

où F_{λ} et F_{θ} sont les composantes zonales et méridiennes de la force de friction générée par le vent (force par unité de masse), P représente la pression, f est le paramètre de Coriolis ($f = 2 \cdot \omega \cdot \sin(\lambda)$), avec ω la vitesse angulaire de la terre égale à 7.10^{-5} rad/s, λ la latitude et θ la longitude (en radians).

d/dt est la dérivée lagrangienne, et les deux gradients horizontaux tiennent compte des variations de pression.

On s'intéresse uniquement à l'écoulement horizontal de surface. Compte tenu des échelles spatio-temporelles et des jeux de données disponibles pour les calculs de vitesse, l'accélération est négligée. On obtient donc en coordonnées sphériques :

$$U=(Ug+Ue)=-\frac{1}{\rho.a.f}\frac{\partial P}{\partial \lambda} + \frac{F_{\lambda}}{f}$$

$$V=(Vg+Ve)=-\frac{1}{\rho.a.f.\cos(\lambda)}\frac{\partial P}{\partial \theta} - \frac{F_{\theta}}{f}$$

avec a le rayon de la Terre égal à 6378136,3 m, ρ (=1025 kg/m³) la densité moyenne de l'eau.

Les vitesses méridiennes V et zonales U des courants de surface sont chacune la somme de deux composantes. Une composante est associée au gradient horizontal de pression (**composantes géostrophiques Vg et Ug**) et une à la tension du vent (**composantes d'Ekman Ve et Ue**) (Le Traon and Hernandez, 1992; Lagerloef et al., 1999; Pond and Pickard, 1983). Elles peuvent donc être obtenues indépendamment à partir respectivement des données de la hauteur dynamique de la mer et de la tension du vent en surface.

Le courant géostrophique de surface

La géostrophie présentée au paragraphe précédent est établie à partir d'un équilibre géostrophique f-plan standard hors zone équatoriale [60°S-5°S], puisqu'à l'équateur le paramètre de Coriolis f devient nul invalidant alors les équations. La géostrophie à l'équateur sera calculée par une méthode β -plan, et la transition entre les deux zones se fera avec des fonctions pondérées Gaussiennes (Lagerloef et al., 1999). Les équations sont donc propres à chaque zone :

Zone [60°S-5°S] :

$$Ug = \frac{-1}{\rho.f.a} \cdot \frac{\partial P}{\partial \lambda} = -\frac{g}{f.a} \cdot \frac{\partial h}{\partial \lambda} \quad \text{et}$$

$$Vg = \frac{1}{\rho.f.a.\cos(\lambda)} \cdot \frac{\partial P}{\partial \theta} = \frac{g}{f.a.\cos(\lambda)} \cdot \frac{\partial h}{\partial \theta}$$

avec h = la hauteur de mer (=SSHA+hauteur dynamique moyenne).

Zone [5°S-5°N] :

La vitesse géostrophique totale, se décompose en somme pondérée des composantes f et β -plan (notées respectivement Uf (Vf) et Ub (Vb)).

$$Ug = Wf.Uf + Wb.Ub$$

$$Vg = Wf.Vf + Wb.Vb$$

avec $Wf=1-Wb$ et $Wb=\exp\left(-\left(\frac{\lambda}{\lambda_s}\right)^2\right)$

avec λ la latitude et λ_s la latitude fixée à 2.2°S définie par Lagerloef et al. (1999) comme zone de transition entre les deux modes (Figure II.3).

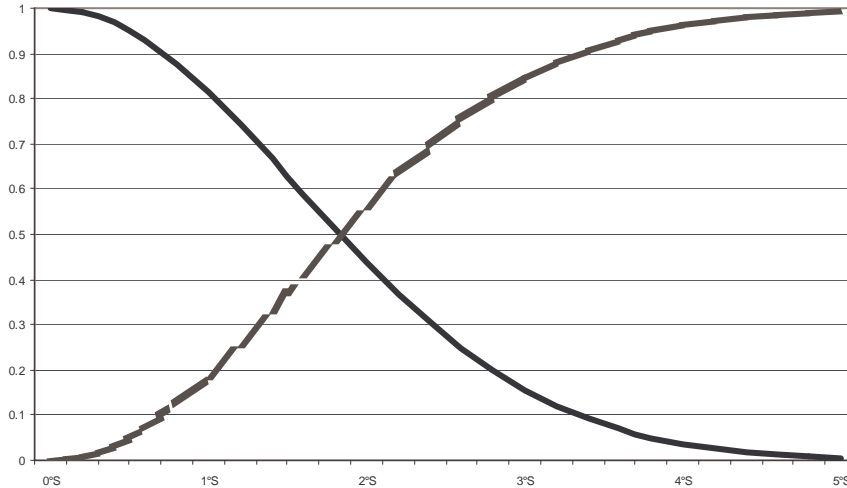


Figure II.3 : Poids relatif entre 0°S et 5°S de Wb (ligne continue) et Wf (ligne discontinue).

Qu'il s'agisse du courant géostrophique f-plan ou β -plan, le vecteur du courant géostrophique peut s'écrire : $U_{f\text{ ou } \beta} = \frac{i.g.Z}{f}$, la partie réelle représentant la composante zonale et la partie imaginaire représentant

la composante méridienne, avec :

$$Z = \frac{\partial \zeta}{\partial x} + i \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \quad \zeta \text{ le niveau de la mer}$$

$$f = f_0 + \beta \cdot y \text{ et proche de l'équateur (dans notre cas) } f = \beta \cdot y \text{ avec } y = L \cdot \lambda \text{ (} L = 1^\circ = 111 \text{ km)}$$

$$\Rightarrow f = \beta \cdot L \cdot \lambda$$

$$\beta = \frac{f}{y} = \frac{\partial f}{\partial y} \quad \text{et } y = a \cdot d\lambda \quad \Rightarrow \quad \beta = \frac{2 \cdot \omega}{a} \cdot \frac{d(\sin \lambda)}{d\lambda}$$

$$\Rightarrow U_{f\text{ ou } \beta} = \frac{g}{\beta \cdot \lambda \cdot L} \left\{ \begin{array}{l} \frac{-1}{a} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} \\ 1 \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \\ a \cdot \cos(\lambda) \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \end{array} \right.$$

Le calcul de $\frac{\partial \zeta}{\partial \lambda}$ et $\frac{\partial \zeta}{\partial \theta}$ différencie Ub et Uf.

Pour le calcul de Uf on prend ζ la hauteur de mer.

Pour celui de U_b , un polynôme du 4^{ème} ordre (Lagerloef et al., 1999) est calculé à partir des hauteurs de mer entre 5°S et 5°N, et ce pour chaque longitude de 139°W à 70°E tous les 1/3°. La valeur de ζ est alors la valeur que prend le polynôme à la longitude et latitude adéquate.

∅ La composante d'Ekman

L'énergie mécanique des vents (Alizés des eaux tropicales, vents d'ouest des zones tempérées) exerce sur la surface de la mer une force de frottement ou tension du vent (Chen et al., 1999). Si cette force de frottement due au vent est équilibrée par la force de Coriolis due à la rotation de la Terre, un courant de surface, encore appelé courant de dérive, se crée à 45° à gauche de la direction du vent dans l'hémisphère sud (Pond and Pickard, 1983). Ce courant de surface entraîne à son tour la couche d'eau sous-jacente. Le transport global de l'eau dans la couche d'Ekman est globalement dirigé à 90° à gauche de la direction du vent dans l'hémisphère sud. La profondeur de la couche entraînée par le vent, ou couche d'Ekman, peut atteindre quelques dizaines de mètres.

Dans notre étude nous nous limiterons à la circulation de surface (45° à gauche de la direction du vent dans l'hémisphère sud) qui intervient dans la dérive des débris flottants. Les données satellites nous fournissent les composantes zonales et méridiennes, wzo et wme , des vecteurs vent (à une hauteur de 10 m). Comme pour la composante géostrophique, la dynamique dépend de la latitude.

Le long de l'équateur :

Les composantes vectorielles du courant d'Ekman sont prises égales à 3% des composantes vectorielles du vent (Pond and Pickard, 1983).

Zone [60°S-5°S] :

On obtient pour les vitesses zonales et méridiennes, U_e et V_e , du courant d'Ekman à la surface de l'océan (Pond and Pickard, 1983) :

$$U_e = -V_o \cdot \cos(\pi/4 + \alpha)$$

$$V_e = V_o \cdot \sin(\pi/4 + \alpha)$$

Où $\alpha = \tan(wme/wzo)$, $V_o = \frac{\sqrt{2} \cdot \tau \cdot \pi}{De \cdot \rho \cdot |f|}$, τ est le coefficient de friction du vent (en W^2Pa) égal à

$\rho_a \cdot C_d \cdot W^2$, W la norme de la vitesse du vent, ρ_a la densité de l'air égale à 1.3 kg.m^{-3} , ρ la densité de l'eau égale à 1025 kg.m^{-3} . De , la profondeur de la couche d'Ekman, est égale à 32.5 m (Lagerloef et al., 1999).

C_d représente le coefficient de trainée (sans dimension) et sa valeur varie selon la vitesse du vent (Large and Pond, 1981; Trenberth et al., 1990) :

$$C_d = \begin{cases} 0.00218 & \text{pour } W \leq 1 \text{ m/s} \\ (0.62 + 1.56/W) \cdot 0.001 & \text{pour } 1 \text{ m/s} < W < 3 \text{ m/s} \\ 0.00114 & \text{pour } 3 \text{ m/s} \leq W < 10 \text{ m/s} \\ (0.49 + 0.065 W) \cdot 0.001 & \text{pour } 10 \text{ m/s} < W \end{cases}$$

Zone [5°S-équateur] :

On procède à une régression linéaire entre 5°S et l'équateur.

Le courant total est la somme des courants géostrophiques, calculés à partir des hauteurs résiduelles et dynamiques, et du courant d'Ekman.

Lagerloef et al. (1999) ont validé de manière satisfaisante leur modèle sur lequel s'appuie le notre. Une partie de ces résultats est repris dans la discussion menée dans la partie II.2. Nous n'avons pas repris leur produit pour les raisons suivantes : au commencement de ce travail de thèse, le produit OSCAR n'était pas disponible en ligne. De plus le produit de Lagerloef et al. (1999) couvre la période d'octobre 1992 à septembre 1998 sur une grille de 1° pour la zone [25°N-25°S]&[90°E-290°E]. Le travail présenté ici présente une couverture spatiale des données altimétriques améliorée à 1/3°, pour une période plus longue et couvrant entièrement la période d'anomalie climatique El Niño / La Niña de 1997/1999, et jusqu'à 60 °S permettant d'étudier les courants et l'application de dérive des débris flottants à l'échelle du Pacifique Sud.

§ **L'énergie cinétique tourbillonnaire**

Les cartes d'énergie cinétique tourbillonnaire (Eddy Kinetic Energy **EKE**) permettent de visualiser la distribution spatiale de la variabilité méso-échelle dans les systèmes de courant et d'examiner l'anisotropie locale du champ de vitesse géostrophique (Ducet and Le Traon, 2001). L'EKE est calculée en utilisant les données altimétriques (Jakobsen et al., 2003; Le Traon and Hernandez, 1992; Martins et al., 2002; Qiu and Chen, 2004) et la formule suivante :

$$EKE = \frac{1}{2} (\langle U_g' \rangle^2 + \langle V_g' \rangle^2)$$

U_g' et V_g' sont respectivement les composantes des fluctuations géostrophiques zonales et méridiennes obtenues en soustrayant aux données hebdomadaires la moyenne calculée à partir des 9 ans de données (de janvier 1993 à décembre 2001).

II.1.b.ii La dérive lagrangienne

En se plaçant à la surface du globe, avec pour rayon terrestre a égal à 6378 km, on obtient en coordonnées sphériques les vitesses lagrangiennes :

$$U(\lambda, \theta, t) = a \cdot \cos(\lambda) \cdot \frac{d\theta}{dt} \qquad V(\lambda, \theta, t) = a \cdot \frac{d\lambda}{dt}$$

U et V sont les courants totaux de surface (géostrophique plus Ekman), définis précédemment.

La dérivée particulière (ou lagrangienne) est donnée par Joseph and Swathi (1999), Wakata and Sugimori (1990), et Kubota et al. (2000) :

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{1}{a \cdot \cos(\lambda)} \cdot U(\lambda, \theta, t)$$
$$\frac{d\lambda}{dt} = \frac{1}{a} \cdot V(\lambda, \theta, t)$$

Il suffit alors de résoudre les équations ci-dessus pour déterminer la position (θ, λ) de tout objet flottant dérivant à un instant donné et donc sa trajectoire. La résolution de ces deux équations différentielles est effectuée par une méthode de Runge Kutta d'ordre 4 pour un système d'équations différentielles (Annexe 1).

A partir des courants de surface déterminés tous les sept jours de 1993 à 2001, les trajectoires des débris flottants vont être étudiées en faisant varier la durée des simulations ainsi que les conditions initiales géographiques et temporelles.

Les équations présentées ci-dessus nous permettent donc à partir des données satellites de déterminer les courants à la surface de l'océan. Ce calcul a été effectué pour l'Océan Pacifique Sud et les résultats sont présentés dans le paragraphe suivant. Une discussion est également menée pour comparer nos résultats aux modèles LMLN (Lagerloef et al., 1999) et OSCAR (Bonjean and Lagerloef, 2002) existants et valider ainsi notre modèle. Ces deux modèles utilisent les données satellites pour calculer les courants de surface dans l'Océan Pacifique. La différence entre notre modèle et celui LMLN est que ce dernier assimile les données des bouées dérivantes. Ce n'est pas le cas du modèle OSCAR qui en revanche introduit un cisaillement vertical, un ensemble de fonctions polynomiales orthogonales et un terme de flottabilité.

II.2 La circulation de surface à l'échelle du Pacifique

Sud

A partir des données satellites disponibles de 1993 à 2001 couvrant l'Océan Pacifique Sud, les courants de surface sont calculés.

La Figure II.4 montre la distribution de la variabilité de l'anomalie de hauteur de mer issue des données combinées TP/ ERS utilisées pour le calcul de la composante géostrophique du courant.

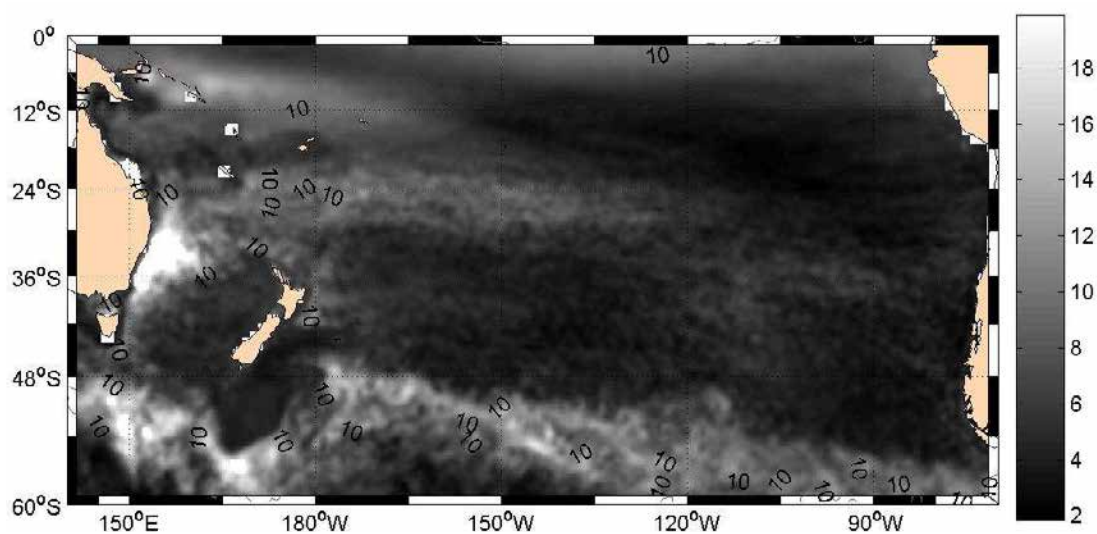


Figure II.4 : Déviation standard des anomalies de hauteur de mer (cm) sur la période 1993-2001.

On peut discerner cinq zones de forte variabilité (>10 cm), également reportées par Qiu and Chen (2004).

- ✓ La bande équatoriale [0°-6°S] où s'écoule le Courant Equatorial (EC). Plus au sud, dans la zone moins variable s'étend le Courant Equatorial Sud (SEC).
- ✓ La bande [5-15°S]/[150°E-160°W] le long de laquelle s'écoule le Contre Courant Equatorial Sud (SECC).
- ✓ La bande [21-29°S]/[167°E-135°W], associée à la zone où s'étend le Contre Courant Tropical Sud (STCC).
- ✓ Le long de la côte est Australienne entre 24°S et 40°S dans la zone du courant de bord ouest, où se situe le Courant Est Australien (EAC).
- ✓ La région du Courant Antarctique Circumpolaire (AAC) au sud de 50°S, qui traverse toute le bassin océanique d'ouest en est.

Ces zones de forte variabilité sont également les zones les plus énergétiques et l'on peut par conséquent s'attendre à y trouver les courants les plus forts et/ou les plus turbulents. En dehors de ces zones, se trouvent entre 30°S et 50°S le Courant du Pacifique Sud (SPC), et à l'est, le Courant du Pérou (PC).

II.2.a Evolution saisonnière de la circulation de surface

II.2.a.i Les caractéristiques moyennes et la variabilité

Le courant total au niveau de l'EC, orienté vers le sud ouest, est maximum entre la côte Péruvienne et 180°W avec des vitesses moyennes supérieures à 60 cm/s (Figure II.5). A l'ouest il est plus faible, de 20 à 30 cm/s. La variabilité (Figure II.6) de l'intensité du courant total est d'environ 30 cm/s à l'est de 165°W, soit 50 % du signal, et elle dépasse 40 cm/s dans le Pacifique ouest. Au sud de l'EC se situe le SEC, également orienté vers le sud ouest. Dans le Pacifique est et central, jusqu'à 130°W et 20°S, ses vitesses moyennes sont supérieures à 20 cm/s. A 160°W, cette forte intensité du SEC se trouve jusqu'à 12°S. Plus au sud, l'intensité des vitesses diminue entre 10 et 15 cm/s. La déviation standard du SEC est supérieure à 10 cm/s rms au nord de 12°S et inférieure au sud.

La bande [5°S-15°S]/[150°E-160°W] s'étend là où s'écoule de manière intermittente le SECC. Avec des vitesses de 10-15 cm/s au nord de 10°S et de 30-35 cm/s au sud, le courant total subit une variabilité de 15-20 cm/s rms dans la zone et 30 cm/s rms autour des îles Salomon.

La bande [21°S-29°S]/[167°E-135°W] est localisée près du centre du gyre subtropical du Pacifique Sud où l'on pourrait s'attendre à une faible activité tourbillonnaire (Qiu and Chen, 2004). Il existe cependant dans cette zone un courant zonal dirigé vers l'est, le Contre Courant Tropical Sud (STCC) identifié et nommé par Merle et al. (1969). Bien que faible et variable, son existence comme un courant moyen s'écoulant vers l'est est bien mis en évidence par les mesures répétées des données XBT entre la Nouvelle Zélande et les Fidji dans les travaux de Roemmich and Cornuelle (1990) et Morris et al. (1996). Comme le STCC est localisé là où la convergence d'Ekman est maximum, il est également référencé dans la littérature comme la convergence tropicale du Pacifique Sud (Roemmich and Cornuelle, 1990). Le courant total moyen et sa variabilité sont relativement faibles (10-15 cm/s chacun) et la localisation zonale de la zone de convergence entre le SEC et le SPC qui se situe en moyenne vers 30°S fluctue saisonnièrement. Au sud de 24°S, la prédominance du courant géostrophique est supérieure à 80%. Au nord le courant de surface engendré par le vent représente 50 à 70% du courant total.

Le long de la cote Australienne se situe la zone la plus tourbillonnaire de l'Océan Pacifique Sud avec une variation des anomalies de hauteur de mer supérieure à 20 cm. La vitesse moyenne du courant total est d'environ 10 cm/s avec une forte variabilité de 30 à 40-50 cm/s rms. L'EAC étant très tourbillonnaire, ses variations saisonnières sont difficiles à percevoir.

Au sud de 30°S, le SPC s'oriente vers l'est/nord-est avec des vitesses et une variabilité respectivement inférieures à 15 cm/s et 10 cm/s rms.

Au sud de 48°S se situe la zone de prédominance des vents d'ouest. L'ACC est plus intense dans la partie ouest (20 cm/s) où la variabilité est également la plus importante (30 cm/s rms). A l'est de 180°W il est d'environ 10 à 15 cm/s dirigé vers le nord est et la variabilité y est moindre (20 cm/s rms).

Le courant du Pérou, dirigé vers le nord, présente également des vitesses faibles (inférieures à 10 cm/s) et une variabilité inférieure à 10 cm/s rms qui augmente à 15 cm/s rms au nord de 30°S le long de la côte Péruvienne.

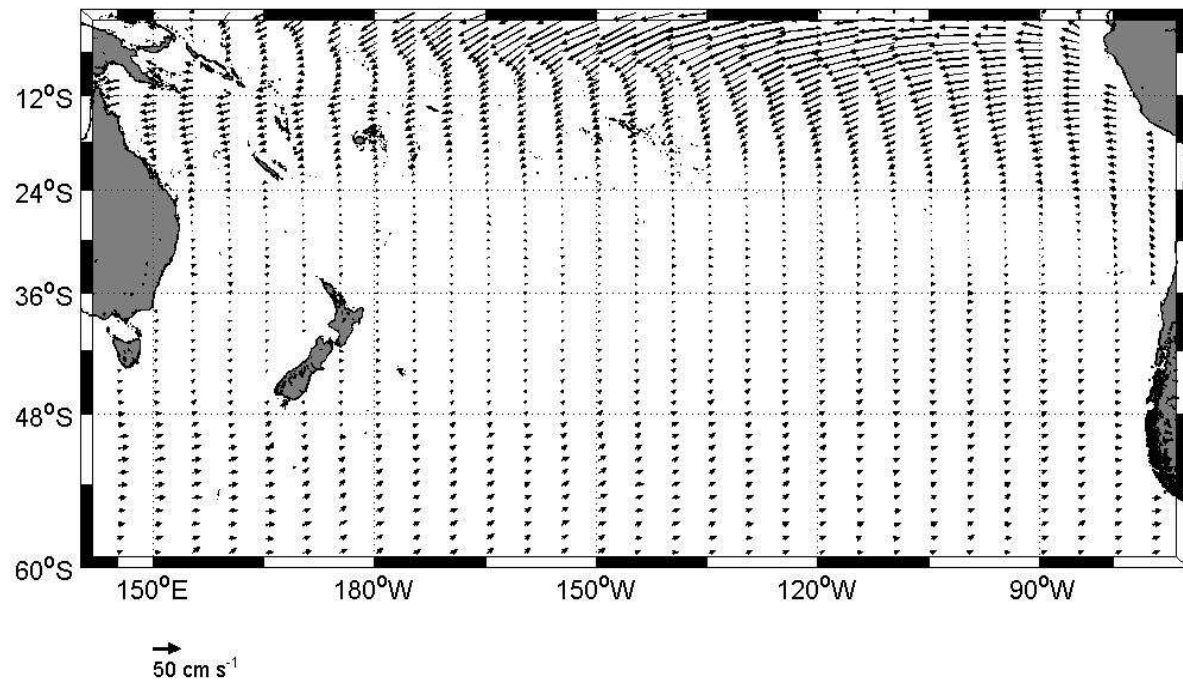


Figure II.5 : Vecteurs du courant total moyen de surface dans l'Océan Pacifique Sud (cm/s) sur la période 1993-2001.

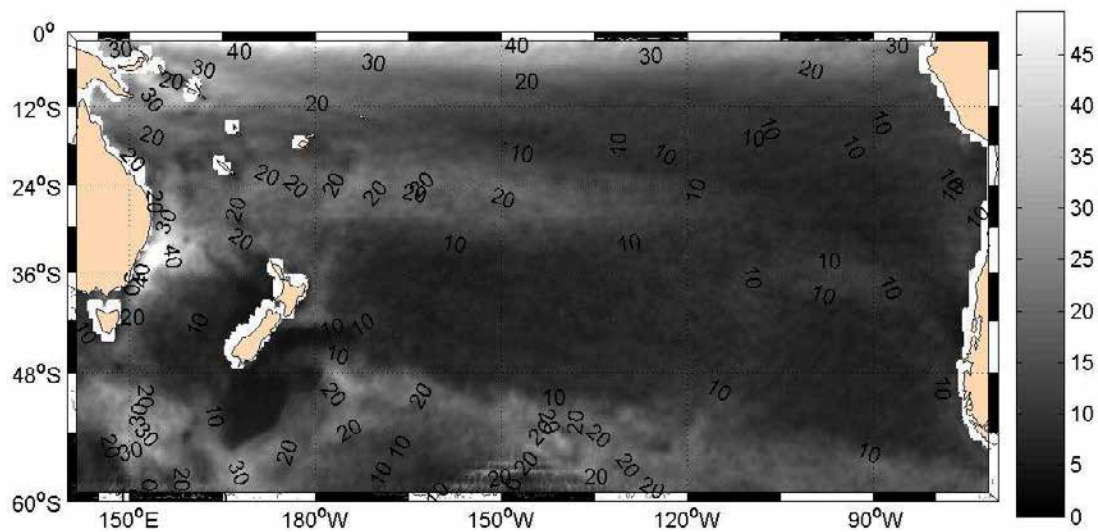


Figure II.6 : Déviation standard du courant total de surface (cm/s rms) sur la période 1993-2001.

II.2.a.ii Les caractéristiques estivales :

En été austral, l'EC (Figure II.7) s'affaiblit à l'est de 100°W (10 à 30 cm/s) et s'intensifie à l'ouest de 180°W jusqu'à 30-50 cm/s par rapport aux valeurs moyennes présentées dans le paragraphe précédent. Au cours des trois premiers mois de l'année, la composante géostrophique est prépondérante sur la composante d'Ekman (>70%) dans le Pacifique équatorial ouest. Au sud de 6°S et à l'est de 140°W, la diminution du SEC en été austral par rapport à la moyenne est faible (5 cm/s). Ce n'est pas le cas des contre-courants, SECC et STCC. La composante géostrophique du SECC est prépondérante et représente plus de 70% du signal total en été. Le contre courant se renforce et devient visible dès janvier pour atteindre en mars (10-20 cm/s) jusqu'à 165°W. Ce

résultat est en accord avec Wyrski (1975) mais en désaccord avec Gouriou and Toole (1993) qui trouvent le long de 165°E un SECC de 20 cm/s de mai à octobre et de 5 cm/s de novembre à avril. Reverdin et al. (1994) trouvent un maximum du même ordre de grandeur et à la même époque mais avec une extension du SECC atteignant 150°W. Bien que la variabilité du STCC soit de 10 à 15 cm/s rms, il est difficile de discerner les différences saisonnières. Cette variabilité provient de la turbulence de la zone et du déplacement vers l'est de ces tourbillons. Il en est de même concernant l'EAC et l'ACC (avec des vitesses respectivement supérieures à 20 cm/s et ponctuellement à 40 cm/s pour l'ACC), dont l'activité tourbillonnaire est plus marquée en été austral mais dont l'intensification ou la diminution en intensité est difficile à déterminer. Au centre du bassin, la zone de convergence, où les vents sont faibles, est dominée par la composante géostrophique (supérieure à 80%). En été austral, elle se situe sur sa position la plus au sud, jusqu'à 36°S.

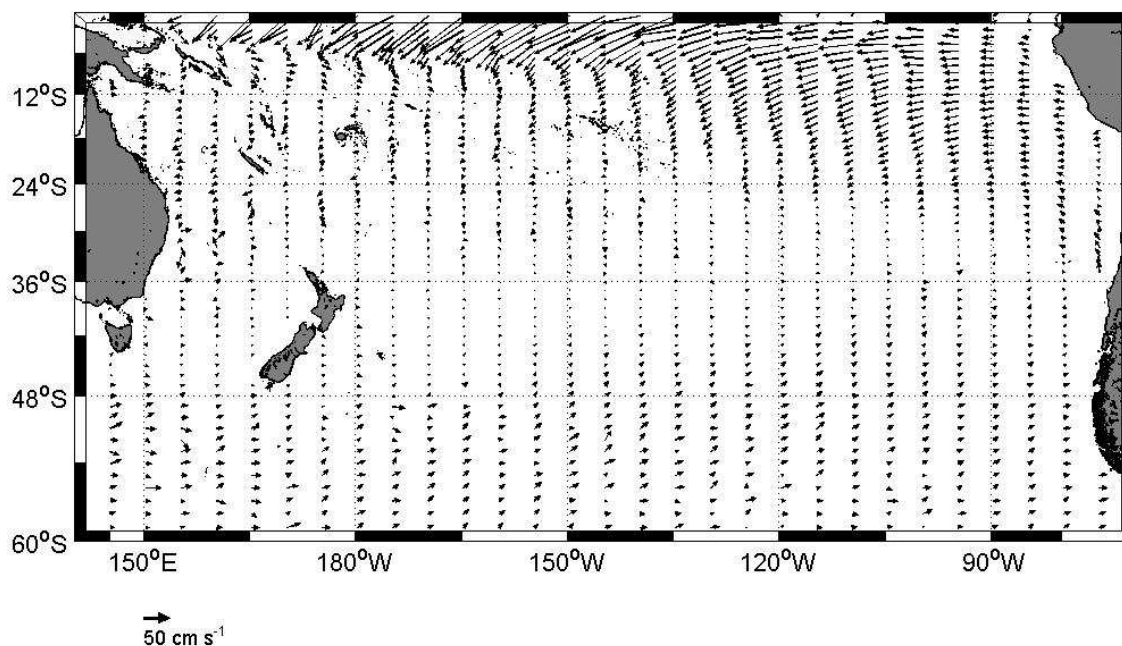


Figure II.7 : Courant total (cm/s) en été austral (climatologie mensuelle en février calculée sur la période 1993-2001).

II.2.a.iii Les caractéristiques hivernales

En hiver austral, l'EC se renforce (Figure II.8). Entre l'équateur et 5°S, et de 160°W à 95°W, ses vitesses sont supérieures à 80 cm/s. A l'ouest de 180°W, il est plus faible (20 à 30 cm/s). Plus au sud, le SEC s'est renforcé avec des vitesses supérieures à 20 cm/s jusqu'à 18°S. 80% du signal du SEC provient de la composante d'Ekman. Le SECC n'est plus visible. Plus au sud, que ce soit dans la partie sud du SEC, dans le STCC, l'EAC ou l'ACC (avec des vitesses locales atteignant respectivement 10, 10 et 20 cm/s), les variations par rapport à la période estivale sont difficiles à distinguer. En revanche, la zone de convergence se situe plus au nord aux environs de 30°S.

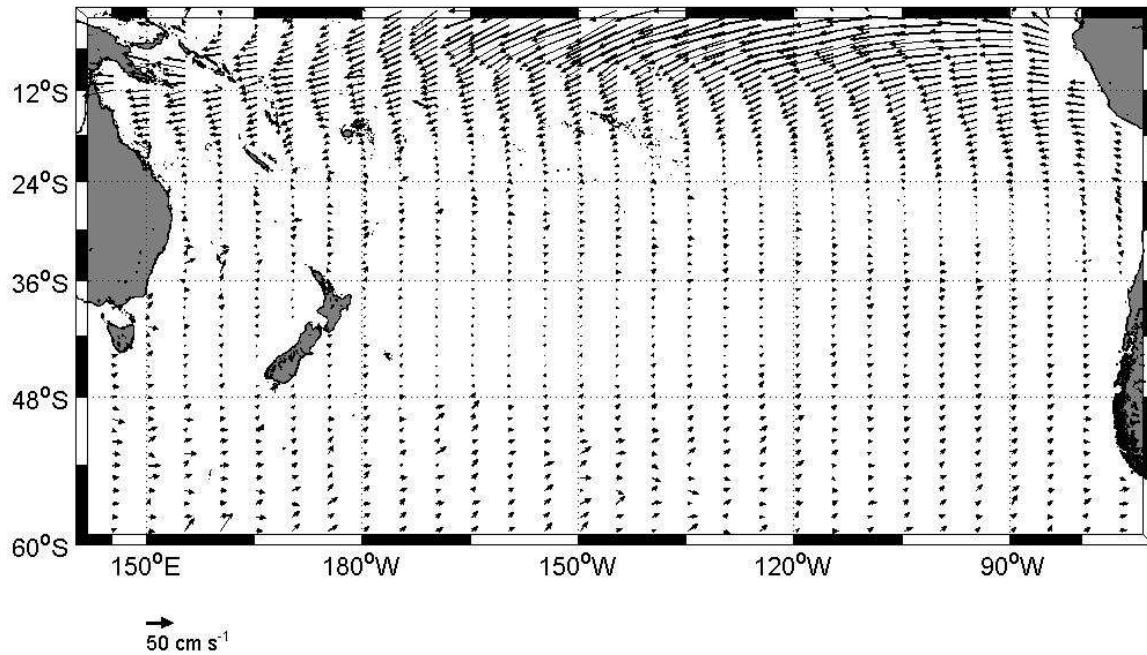


Figure II.8 : Courant total (cm/s) en hiver austral (climatologie mensuelle en juillet calculée sur la période 1993-2001)

II.2.b La circulation de surface pendant El Niño et La Niña 1997/1999

En juillet 1997, pendant El Niño, l'EC dans le nord est de la zone subit peu de modifications par rapport à la période hivernale, bien que sa zone la plus intense (vitesse supérieure à 80 cm/s) se déplace à l'est de 140°W (Figure II.9). A l'ouest de 170°W, un jet équatorial en réponse aux Westerly Wind Bursts (vitesse de 40 cm/s entre 160°E et 165°W) orienté vers l'est apparaît. Le SEC et le SPC sont plus intenses (5 à 10 cm/s), plus tourbillonnaires et, de même que le centre du gyre, plus difficilement dissociables par rapport à une période normale. Le STCC est bien visible avec des vitesses supérieures à 20 cm/s. Dans le Pacifique ouest, le courant s'intensifie également jusqu'à 20°S avec des vitesses de 40 cm/s contre 20 cm/s en période normale. Au sud de 48°S, l'ACC est également plus intense et tourbillonnaire (vitesses supérieures à 40 cm/s).

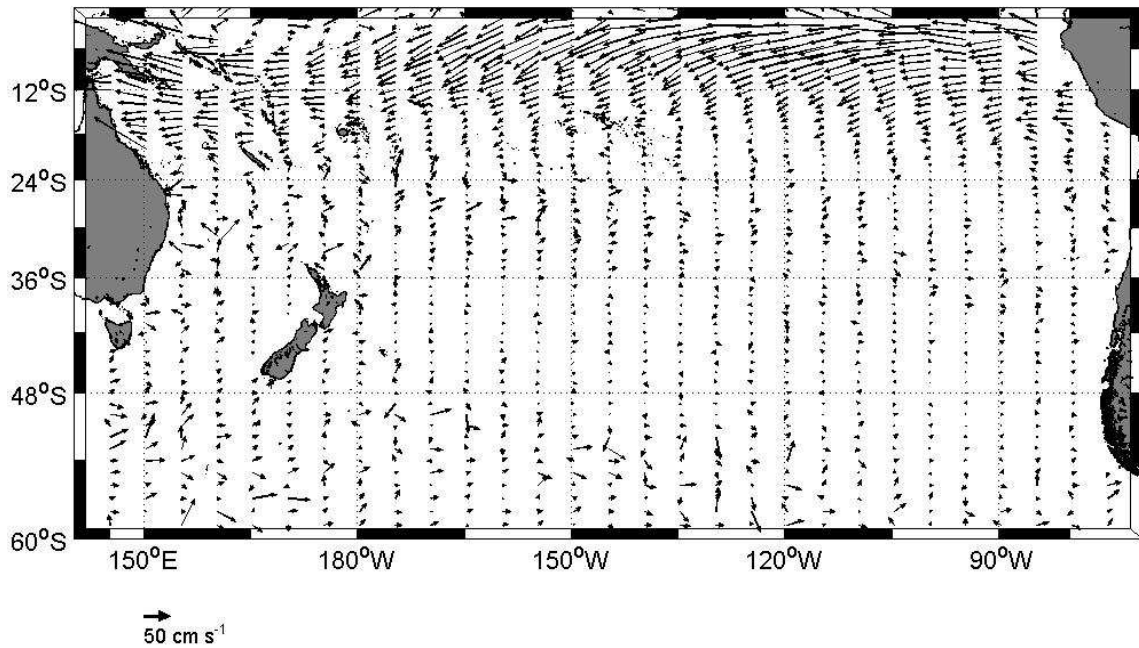


Figure II.9 : Courant total (cm/s) en juillet 1997.

En février 1998 (Figure II.10), la partie de l'EC présentant de fortes vitesses faiblit (80 cm/s) et reste dans une bande de 2 à 3° au sud de l'équateur. De 3°S à 12°S, les vitesses sont très inférieures à celles en période normale (10 à 40 cm/s contre 60 à 80 cm/s en période estivale) tandis qu'à l'est de 100°W, un contre courant vers l'est apparaît et atteint 20 cm/s. Le SECC est plus intense qu'en période estivale normale et atteint 140°W avec des vitesses zonales de 20 cm/s, tandis qu'à l'ouest de la ligne de changement de date il atteint 60 à 80 cm/s. Le STCC est plus intense (20 à plus de 40 cm/s) de même que l'EAC dont la vitesse peut atteindre localement plus de 60 cm/s. Au sud de 36°S, le SPC est plus intense (20 cm/s) qu'en juillet 1997. L'intensité de l'ACC fluctue peu mais sa composante méridienne est plus importante.

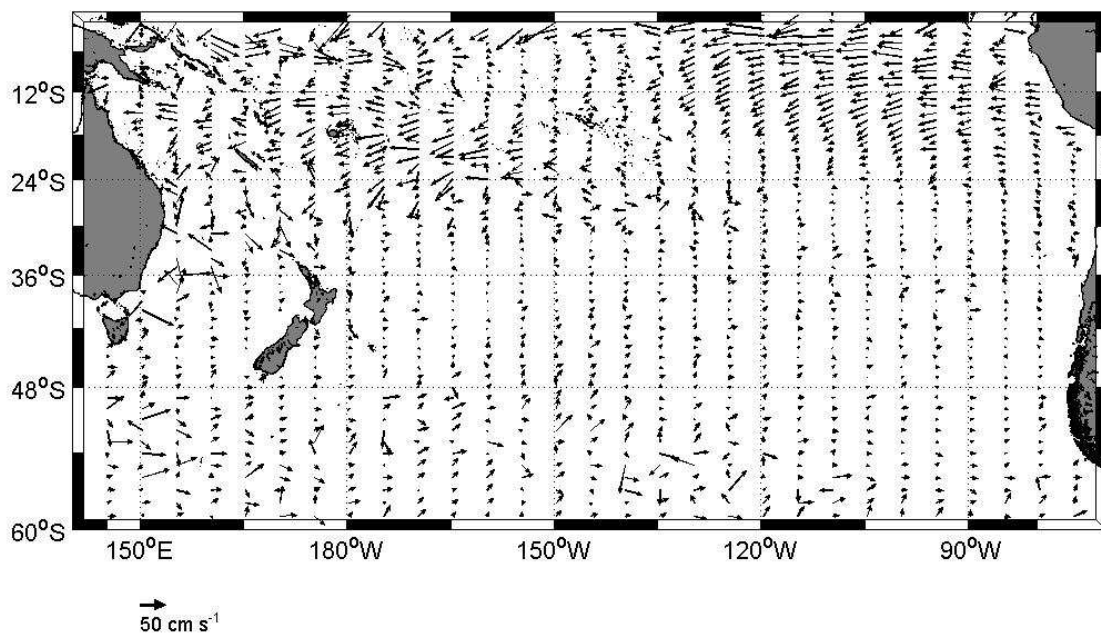


Figure II.10 : Courant total (cm/s) en février 1998.

Après cet épisode El Niño très intense, un épisode La Niña a suivi. En juillet 1998 (Figure II.11), l'EC se replace vers l'ouest et la zone de vitesses supérieures à 80 cm/s atteint 180°W. Le SEC s'intensifie et les vitesses sont supérieures à 40 cm/s jusqu'à 18°S contre environ 12°S en période normale. Le SECC n'est plus visible tandis que le STCC, bien que toujours présent, est plus faible. La zone de vitesse supérieure à 20 cm/s de l'ACC s'étend à toute la partie au sud de 50°S. A l'est de 120°W, elle a rejoint le SPC et atteint 40°S.

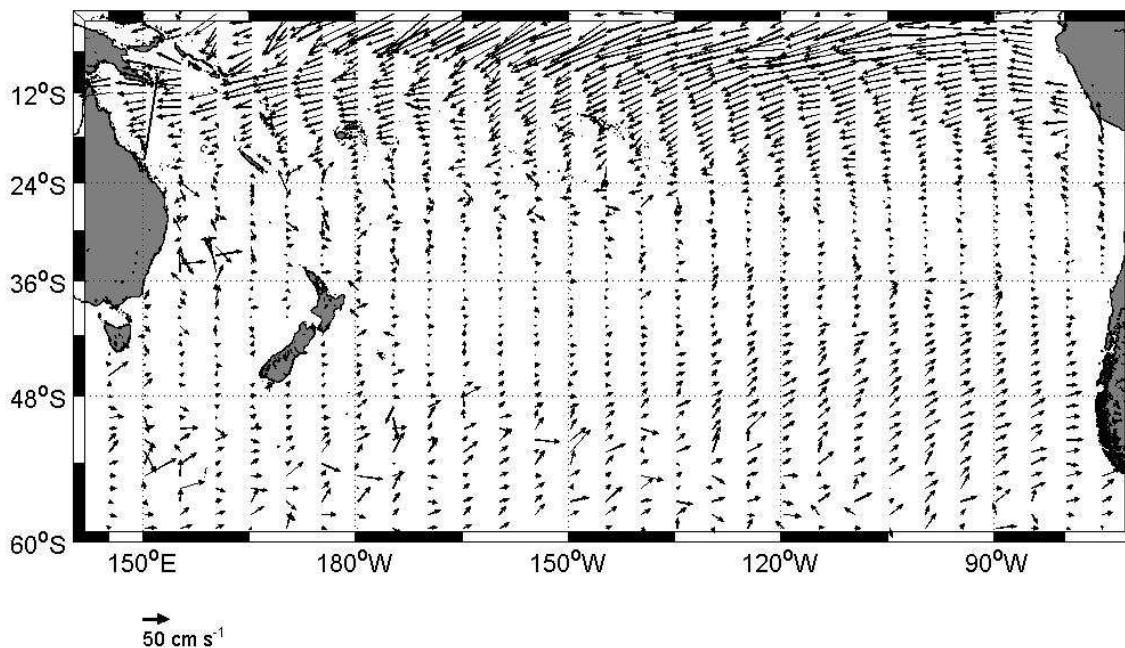


Figure II.11 : Courant total (cm/s) en juillet 1998.

En février 1999, à la fin de La Niña 1998/1999, la zone de forte amplitude de l'EC se décale vers l'ouest. La région où les vitesses sont supérieures à 14 cm/s se situe entre 180°W et 160°W contre 180°W et 140°W en période normale. A l'est de 120°W est visible le courant vers l'est tandis que dans l'ouest équatorial, le SECC est visible jusqu'à 175°W et centré sur 12°S. L'EAC est un peu plus fort avec des pics d'amplitude de 40 – 60 cm/s et le SPC est visible au sud de 40°S également un peu plus intense qu'en période normale.

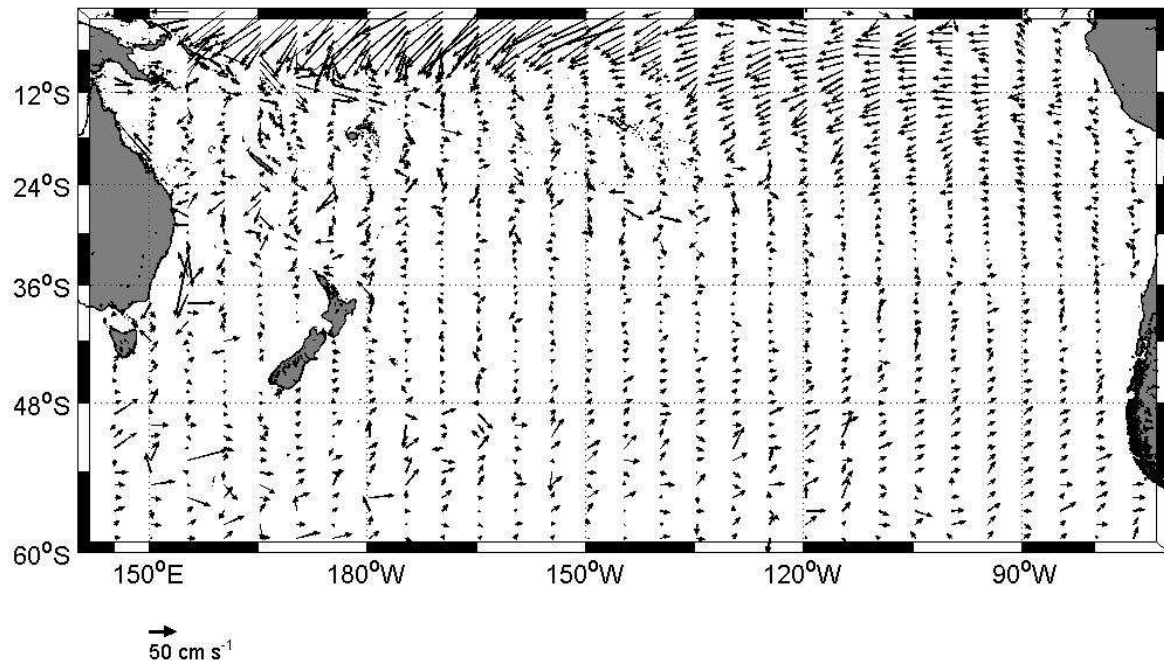


Figure II.12 : Courant total (cm/s) en février 1999.

II.2.c Discussion

Le calcul des courants de surface présenté précédemment se base sur la méthode utilisée par Lagerloef et al. (1999), pour une période plus longue et une résolution spatiale plus élevée permettant une analyse plus fine des courants et contre-courants.

La comparaison des courants du modèle de Lagerloef et al. (1999), dénommé LMLN, à ceux des données in situ de bouées dérivantes et de courantomètre fixes est en excellent accord concernant la composante méridienne, pratiquement entièrement menée par le vent. Il en est de même concernant les courants zonaux moyens au sud de l'équateur qui sont dominés par la composante géostrophique. Des différences apparaissent cependant dans la bande équatoriale. Un biais de 30 à 40 cm/s vers l'ouest apparaît au niveau de la langue d'eau froide, à l'est de 140°W le long de l'équateur. A 110°W, l'apparition saisonnière d'un courant vers l'est n'est également pas reproduite par le modèle LMLN. Ces erreurs sont également présentes dans notre modèle. Si une partie de ces différences peut être attribuée à des erreurs d'interpolation, la principale raison est due au fort cisaillement produit par le noyau de l'EUC (Equatorial Under Current). Les turbulences de l'EUC et les ondes d'instabilités introduisent de la variabilité dans les vitesses des bouées fixes qui n'est pas résolue dans le modèle LMLN.

Une comparaison entre nos cartes de courant de surface et celles du modèle LMLN en décembre 1996 et juin 1997, avant et au déclenchement du phénomène El Niño 1997/1998, a été effectuée.

En décembre 1996 (Figure II.13), les courants de notre modèle sont semblables à ceux du modèle LMLN (Lagerloef et al., 1999, Figure 10.a). On retrouve l'EC entre 0 et 8-10°S de 180°W à 90°W avec la composante du SEC plus intense jusqu'à 15°S dans le Pacifique ouest. Sur les deux cartes, le SECC s'étend de 5 à 10°S jusqu'à 150°W avec des intensités semblables, et le SPC est visible au sud de 20°S et à l'ouest de 140°W.

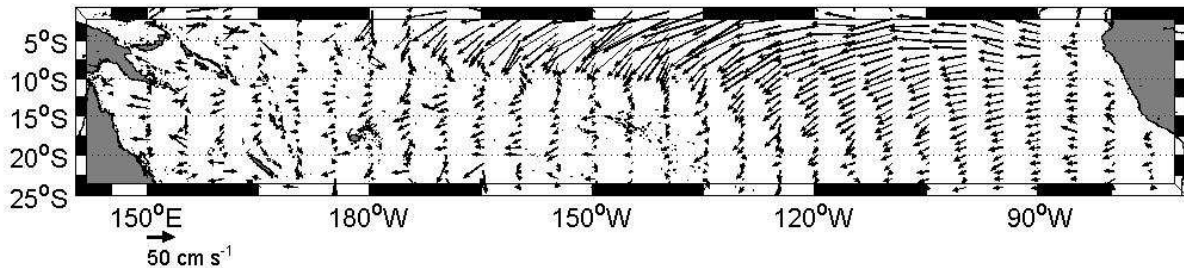


Figure II.13 : Courant de surface total (cm/s) en décembre 1996. Les données sont échantillonnées sur une grille de $1^\circ \times 5^\circ$.

En juin 1997 (Figure II.14), les résultats de notre modèle sont également semblables à ceux de Lagerloef et al. (1999, Figure 10.b). Le SECC atteint 140°W avec des vitesses d'environ 30 cm/s. À l'est de 140°W , le courant est toujours dirigé vers l'est mais avec des vitesses faibles (5 à 10 cm/s). Au nord de 10°S le SEC s'est affaibli à l'est de la ligne de changement de date et renforcé à l'ouest de même qu'au sud de 10°S .

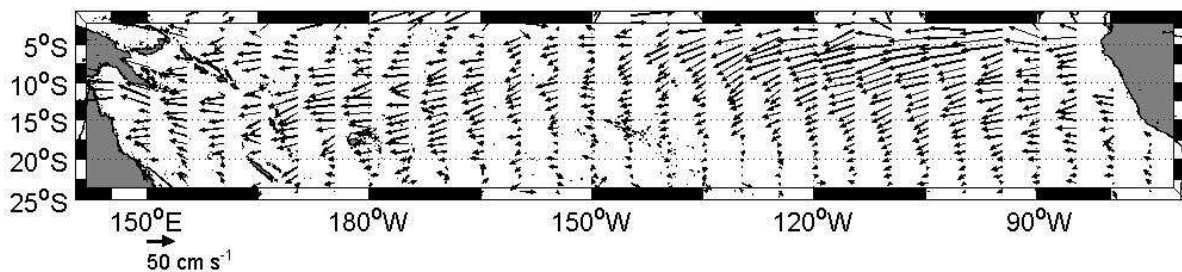


Figure II.14 : Même légende que le Figure II.13 en juin 1997.

Nos résultats sont qualitativement cohérents avec ceux du modèle LMLN en dehors de la zone équatoriale durant les événements d'anomalies climatiques.

Un autre produit de courants de surface, le produit OSCAR (Ocean Surface Current Analyses-Real time), est disponible en ligne (http://www.oscar.noaa.gov/proj_overview.html). Son but est d'améliorer l'estimation des courants de surface dans la bande équatoriale du modèle LMLN. Les améliorations clés (Bonjean and Lagerloef, 2002) par rapport au modèle LMLN sont : 1) l'introduction d'un cisaillement vertical qui représente la diffusion du mouvement vertical, 2) l'introduction d'un ensemble de fonctions polynomiales orthogonales pour donner une meilleure précision à la structure méridienne des courants près de l'équateur, 3) l'introduction d'un terme de flottabilité qui est important pour le cisaillement vertical et la vitesse. Ce modèle pallie aux limitations majeures du modèle LMLN dans la langue d'eau froide équatoriale. Partout ailleurs, les différences entre les deux jeux de courants sont pratiquement indiscernables. La comparaison de la Figure II.5 (carte de courant moyen) à celle de la Figure 3 de Bonjean and Lagerloef (2002), montre une différence (comme avec celle du modèle LMLN) à l'est de 130°W dans la bande équatoriale. Le modèle OSCAR présente une diminution du courant vers l'ouest, voir même un renversement vers l'est de ce courant. Ce contre courant est supérieur à 40 cm/s au printemps et à l'est de 130°W pour le modèle OSCAR. En été, il est visible plus à l'ouest. Puis le SEC s'intensifie (30 cm/s) et le courant s'oriente à nouveau vers l'ouest pendant l'hiver (> 20 cm/s). En dehors de cette zone les résultats sont semblables.

En conclusion, bien que notre modèle n'intègre pas les données de bouées ou le cisaillement vertical, nos résultats, en dehors de la bande équatoriale orientale, sont semblables à ceux des modèles LMLN et OSCAR. A

l'échelle du Pacifique, une amélioration de notre modèle n'est ici pas nécessaire, car nous nous intéressons aux grandes échelles spatiales et temporelles. L'avantage d'avoir mené le calcul par nous même est d'accéder aux courants de surface à l'échelle du bassin océanique entier [0°S -60°S], et non uniquement à la bande tropicale, et ceci avec une meilleure résolution spatiale.

Le travail qui va suivre porte sur la Polynésie française [160°W -130°W]/[35°S -4°S]. A l'échelle de la Polynésie, l'atout de notre modèle est sa meilleure résolution spatiale (1/3° contre 1° pour les modèles OSCAR et LMLN) malgré le fait qu'elle résulte en partie de technique d'interpolation. L'amélioration de la précision est particulièrement significative pour la composante méridienne, et, en général dans les régions hors de la zone équatoriale où la variance du signal est faible comme c'est le cas en Polynésie française (<http://www.oscar.noaa.gov>). Cette meilleure résolution spatiale permet également de mieux étudier la zone fortement tourbillonnaire et petite échelle (STCC) au sud de la Polynésie, comme il sera développé dans le chapitre suivant.

L'analyse de la circulation de surface à l'échelle du Pacifique Sud nous a montré l'importance des variations climatiques saisonnières et inter-annuelles sur les courants équatoriaux et tropicaux. Connaissant désormais le contexte global au sein duquel se situe la Polynésie française, sa circulation de surface peut être étudiée.

Les sections II.3 et II.4.b ont fait l'objet d'une publication soumise à Coral Reef (Martinez et al., 2006, reproduit dans la section « articles parus et soumis »).

II.3 La circulation de surface en Polynésie française

Les études menées antérieurement sur la ZEE Polynésienne sont peu nombreuses et datent de 10 à 20 ans. Issues de données hydrographiques, elles présentent les caractéristiques océaniques à un instant donné incluant occasionnellement un phénomène ENSO. Les variations saisonnières et inter annuelles sont donc mal connues et les résultats des travaux effectués ont été présentés dans la partie I.2. Une partie du travail de cette thèse porte donc sur l'utilisation des données satellites hebdomadaires, de 1993 à 2001 et sur une grille de 1/3°, permettant d'analyser dans un premier temps la variabilité saisonnière des courants de surface. La variabilité inter annuelle de ces courants a également pu être étudiée puisque la période 1993-2001 a été marquée par le phénomène ENSO en 1994/1995 mais surtout par El Niño 1997/1998 et La Niña 1998/1999 qui comptent parmi les plus forts du 20^{ème} siècle.

Un résumé des résultats de l'analyse des caractéristiques saisonnières et inter annuelles des courants de surface de la Polynésie française de l'article « ***Turbinaría Ornata* colonisation in the Tuamotu Archipelago, French Polynesia: an ocean drift model**, Martinez et al., 2006 » (section « articles parus et soumis ») est présenté ici.

La Polynésie française est dominée par deux saisons : la saison humide (novembre à avril) et la saison sèche (mai à octobre). En saison humide (Figure II.15.b), le Courant Equatorial Sud (SEC) est dirigé vers le sud

ouest dans le nord de la zone avec des vitesses atteignant 50 cm/s. A proximité des archipels des Tuamotu et de la Société, il décroît jusqu'à 15 cm/s et atteint 5 à 10 cm/s au niveau des Gambier. Plus au sud, entre 24°S et 30°S, se situe une zone tourbillonnaire qui fait effet de transition entre le SEC et le Courant du Pacifique Sud (SPC) dirigé vers l'est. Dans le nord ouest de la zone se situe l'extrémité est du Contre Courant Equatorial Sud (SECC) dirigé vers l'est. Pendant la saison sèche (Figure II.15.a), le SEC s'intensifie (> 60 cm/s) et le SECC disparaît. La zone tourbillonnaire est moins étendue en latitude à cause du déplacement vers le nord du SPC dont les vitesses sont plus importantes (5 à 10 cm/s).

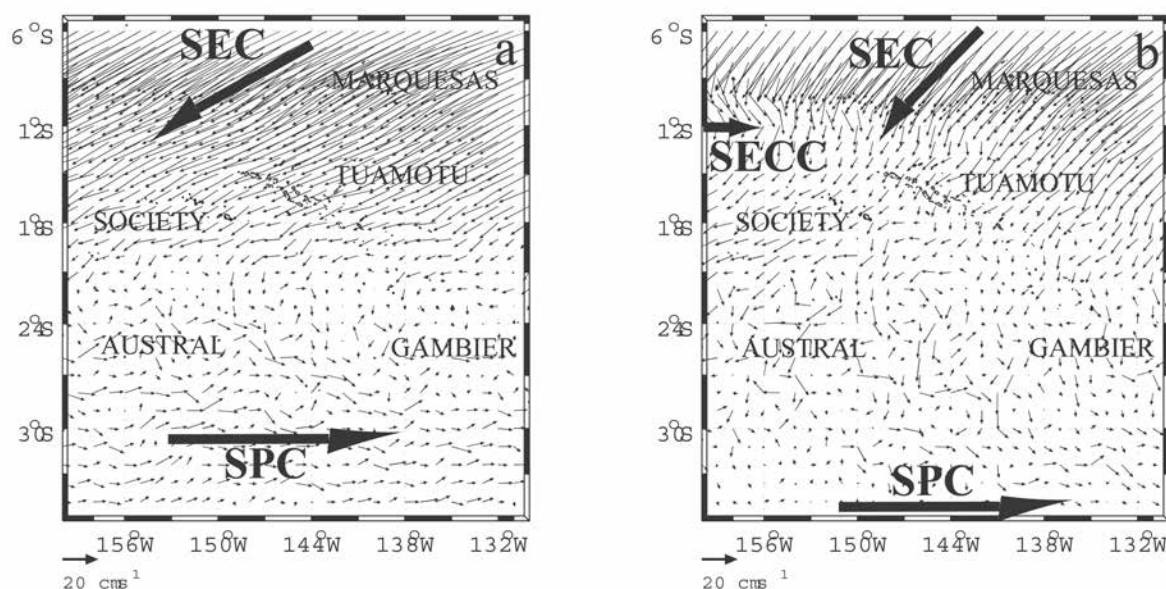


Figure II.15 : Courants moyens de surface en Polynésie française pendant : a) la saison sèche (juillet) et b) la saison humide (décembre), moyenne mensuelle. Le nom des archipels est inscrit en gras. Les flèches indiquent les courants de surface (SEC : Courant Equatorial Sud ; SECC : Contre Courant Equatorial Sud ; SPC : Courant du Pacifique Sud).

Au début d'El Niño en juillet 1997 (Figure II.16.a) peu de changements sont observés dans le nord de la zone, tandis qu'au sud de 18°S le SEC s'intensifie (10 à 30 cm/s) de même que le champs tourbillonnaire. En février 1998 (Figure II.16.b) le SEC est disloqué bien que toujours visible dans le nord est de la zone. Le courant vers l'est (SECC ou renversement du SEC) est plus intense (15 cm/s) et atteint 135°W. De 18°S à 30°S, qu'il s'agisse d'une seconde branche du SEC à l'ouest de 150°W ou de la zone tourbillonnaire, le courant est plus intense qu'en période normale (> 40 cm/s).

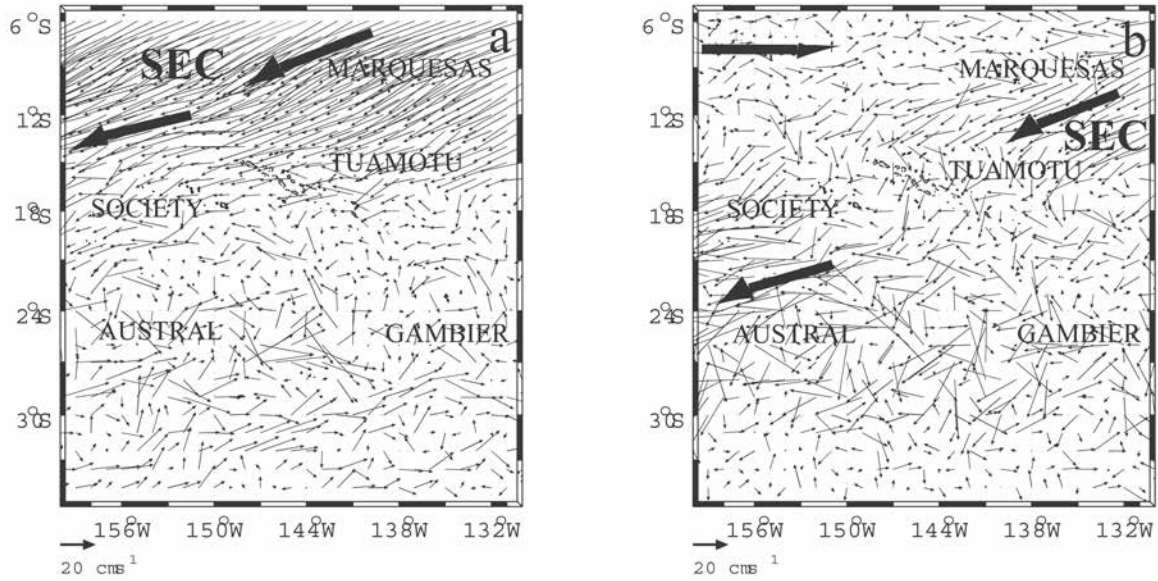


Figure II.16 : Même légende que la Figure II.15 pendant El Niño en juillet 1997 (gauche) et février 1998 (droite).

Pendant La Niña en juillet 1998, (Figure II.17.a), le courant s'intensifie partout (jusqu'à 80 cm/s au nord). Le SEC s'étend plus au sud (22°S) et le SPC s'est déplacé de 25°S vers 30°S. En février 1999 (Figure II.17.b), comparé à une période normale, le SEC faiblit au sud de 10°S. Au sud de 18°S, la circulation est tourbillonnaire et intense (30 à 40 cm/s jusqu'à 30°S et 10 à 20 cm/s plus au sud). Le SPC n'est pas visible.

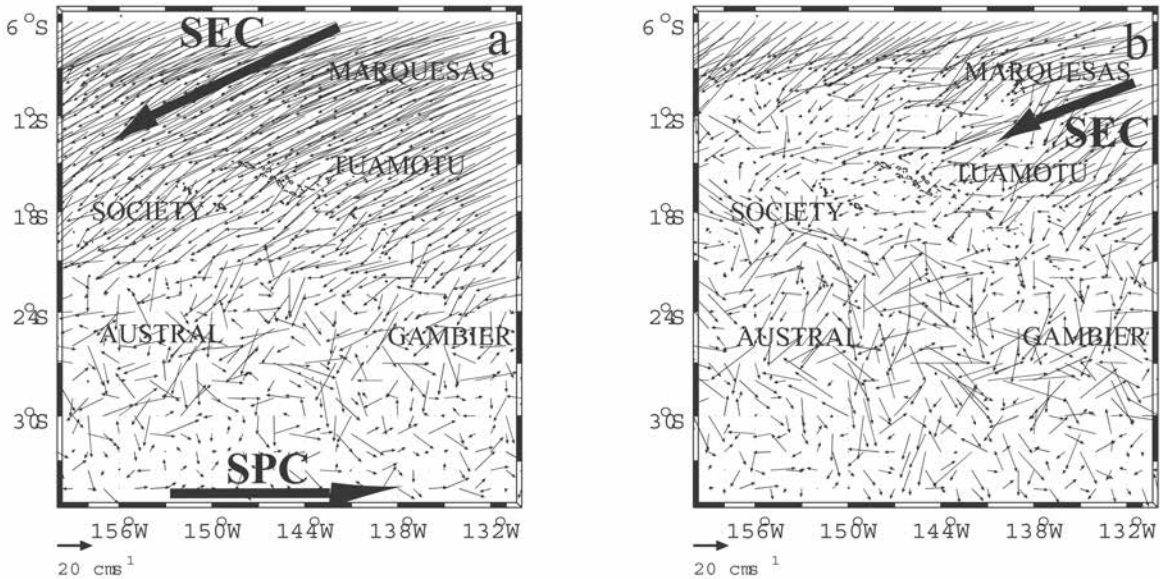


Figure II.17 : Même légende que la Figure II.15 pendant La Niña en juillet 1998 (gauche) et février 1999 (droite).

II.4 Application à la dérive des particules flottantes

Depuis des décennies, la croissance de la quantité de déchets produite par l'activité humaine se répercute sur l'environnement. Du point de vue océanique, on remarque une augmentation des débris flottants à la dérive pouvant avoir des répercussions sur la vie animale (sac plastique entraînant par exemple la noyade de dauphins ou de tortues). Souvent non biodégradables, ils vont dériver pendant de longues périodes et peut-être s'accumuler dans certaines zones. Leur transport par les courants océaniques est donc un problème important en matière de pollution de l'environnement de même que du point de vue de la physique des océans. Même s'il existe des études sur la dérive des hydrocarbures (France) ou des bateaux (pour la sécurité au Canada, Australie..), peu ont été menées sur les mouvements et l'accumulation des débris marins flottants. Wakata and Sugimori (1990) ont effectué des simulations de dérive en utilisant des données de dérive de bateaux. Trois régions de forte densité de matière flottante, dont une se trouvant au nord d'Hawaï, sont toujours présentes et circulent avec une période de trois ans dans le Pacifique Nord. Ce mécanisme d'accumulation au nord d'Hawaï a été clarifié par Kubota (1994) en simulant la dérive des débris à partir des vitesses de courant de surface estimées en combinant les dérives d'Ekman et de Stokes ainsi que le courant géostrophique. Les dérives de Stokes et d'Ekman étaient dérivées des vents COADS et la composante géostrophique des données de température et de salinité Levitus. Kubota et al. (2005) ont ensuite utilisé les vents ERS mensuels et la hauteur de mer tous les 5 jours sur une grille de 1° pour calculer les courants de surface dans le Pacifique Nord. Après cinq années de dérive, 75% des débris flottants se sont accumulés autour d'Hawaï tandis que 25% se concentrent à des latitudes moyennes.

Le travail qui suit s'attèle donc à caractériser les mouvements et l'accumulation des particules flottantes uniquement le long des courants de surface (sans prise au vent) dans l'Océan Pacifique Sud avec une couverture globale en espace et en temps optimale grâce à l'utilisation des données satellites. Ce modèle permet d'identifier les grandes tendances de dérive à l'échelle du Pacifique Sud tels que les zones tourbillonnaires, d'accumulation ou de passage rapide des débris (Martinez and Maamaatuaiahutapu, 2004a et 2004c). Une seconde application sera menée sur la Polynésie française afin de déterminer si l'apparition d'algues invasives dans les archipels des Tuamotu et des Gambier a pu se produire suite à leur dérive en surface au départ des archipels de la Société ou des Australes.

II.4.a Trajectoires de dérive des particules flottantes dans l'Océan Pacifique Sud

Les intégrations des trajectoires de dérive des débris à partir des courants de surface dans l'Océan Pacifique Sud sont menées sur les huit années de données, de janvier 1993 à janvier 2001. La résolution des équations lagrangiennes donne les positions des particules tous les sept jours.

Deux types d'intégrations ont été menées. La première consiste à échantillonner le bassin océanique en plaçant une particule tous les quatre degrés en latitude et longitude. Une intégration avec comme point de départ

temporel le début de chaque saison pour chacune des huit années a été effectuée. A chaque fois, la durée d'intégration était maximale car menée jusqu'à janvier 2001.

La seconde consiste à échantillonner les zones côtières et insulaires, d'où proviennent principalement les débris flottants, avec une résolution spatiale plus fine, 0.2° en longitude et latitude, pour le même échantillonnage temporel.

II.4.a.i Distribution globale

Bien que les trajectoires soient soumises aux variations saisonnières et inter-annuelles des courants régissant la circulation océanique de surface dans l'Océan Pacifique Sud décrite dans le chapitre précédent, la tendance globale est la même. Les résultats présentés ci dessous sont ceux de l'intégration la plus longue avec un départ le premier janvier 1993 et une durée de huit ans.

La Figure II.18.a montre la distribution initiale des débris. 514 particules couvrent entièrement l'Océan Pacifique Sud sur une grille de 4° en longitude et latitude. Au bout d'un an (Figure II.18.b), parmi les 74.3% des particules qui ne se sont pas échouées sur les côtes ou n'ont pas été éjectées du bassin par la mer de Corail ou le passage de Drake, 92.1% se rassemblent entre 24°S et 48°S . Leur répartition en longitude à travers le bassin océanique est homogène. On retrouve les résultats du chapitre II.2 montrant un courant total avec des composantes méridiennes importantes dans les zones nord et sud du bassin ($[0^\circ\text{S}-20^\circ\text{S}]$ et $[48^\circ\text{S}-60^\circ\text{S}]$). En effet, avec une composante méridienne moyenne de 10 cm/s il faut 1 an aux particules les plus éloignées pour rejoindre 30°S . Après deux années de dérive (Figure II.18.c), 69.3% des particules initiales se retrouvent dans la zone de convergence tropicale du front Tasman aux côtes Péruviennes. Le peu de particules présentes dans la zone sud est lié en partie à l'évacuation du bassin par l'ACC, mais surtout au nord de 60°S à une composante méridienne du courant total dirigée vers le nord qui entraîne les particules en surface vers la zone de convergence. 79.5% se situent entre 24°S et 40°S , et se concentrent plus particulièrement sur une bande d'environ 12° de latitude, dont la position latitudinale fluctue selon la longitude. La tendance à se regrouper également vers l'est de 150°W commence à être visible (68.3% des particules). Deux ans plus tard (Figure II.18.d), toutes les particules (68.7% du nombre initial) ont passées la ligne de changement de date. Leur resserrement selon la latitude continue à augmenter tandis qu'elles s'accumulent de plus en plus vers le centre du gyre subtropical. Entre 24°S et 36°S , 91% et 83% d'entre elles se trouvent respectivement à l'est de 150°W et 120°W . Ces deux tendances culminent après six années de dérive (Figure II.18.e) puisque 95% des particules sont groupées sur $[24^\circ\text{S}-36^\circ\text{S}]$ à l'est de 120°W . Après huit ans (Figure II.18.f) elles sont toutes rassemblées dans le centre du gyre.

Les particules situées initialement dans le nord ouest du bassin seront celles qui mettront le plus de temps à rejoindre le centre du gyre. La cause principale n'est pas leur éloignement mais le fait qu'elles vont transiter dans l'EAC et la zone du STCC qui sont les plus tourbillonnaires (chapitre II.2). Elles y resteront de un à deux ans (Figure II.18.b et c) avant de rejoindre le front Tasman et la zone de convergence. La zone de convergence est moins tourbillonnaire mais les particules étant soumises à des vitesses méridiennes plus faibles (3 à 5 cm/s), il leur faudra plusieurs années selon leur éloignement pour atteindre le centre du gyre. Pour des vitesses moyennes de 3 à 5 cm/s, respectivement 6.5 à 10.5 ans leur seront nécessaire pour traverser de 180°W à 90°W .

Plusieurs intégrations ont été lancées en couvrant une zone de $5^\circ \times 5^\circ$ avec un pas de 0.2° et centrées sur le centre du gyre. Il est intéressant de noter que même après plusieurs années, aucune particule n'est éjectée de la zone.

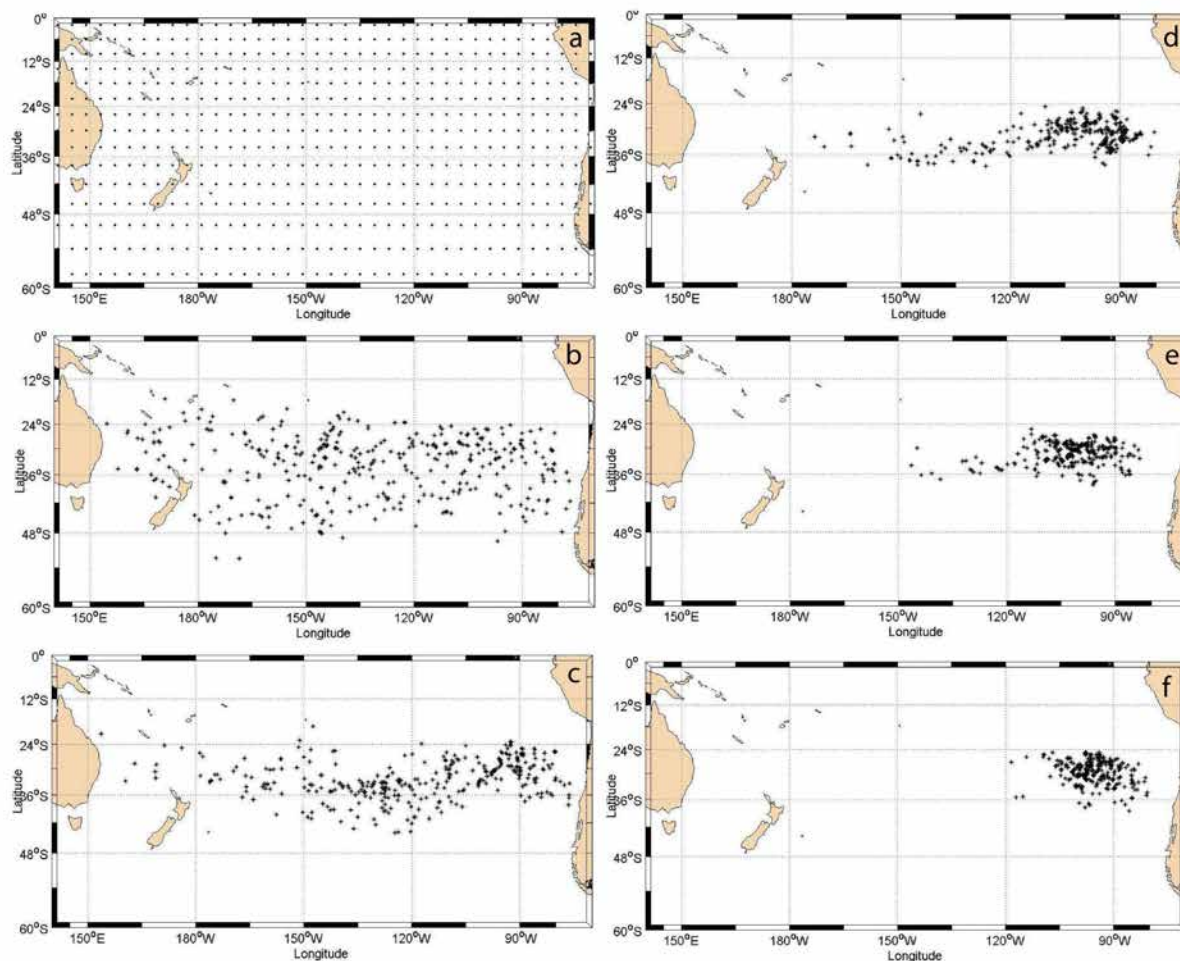


Figure II.18 : a) Distribution initiale, et zone d'accumulation après une dérive de: b) 1 an, c) 2 ans, d) 4 ans, e) 6 ans et f) 8 ans.

La Figure II.19 présente les résultats obtenus après une et deux années de dérive pendant les phénomènes El Niño (instant de départ le 1^{er} janvier 1997) et La Niña (To= 1^{er} janvier 1998). L'accumulation des particules entre 24°S et 48°S montre une tendance identique en période normale (Figure II.19.b) et en période El Niño (Figure II.19.a) après une année de dérive. En période La Niña le déplacement des particules vers la zone de convergence est plus marqué et celles ci sont moins dispersées (Figure II.19.c). Après deux années de dérive, les particules issues des simulations en période ENSO (Figure II.19.b et d) sont plus regroupées qu'en période normale (Figure II.19.c) et se situent entre 24°S et 38°S . Les différences de trajectoires des particules, aux échelles spatiales et temporelles utilisées ci dessus, entre les périodes dites normales et ENSO sont faibles. Elles ne portent pas à conséquence quant à la tendance globale de dérive qui est l'accumulation dans la zone de convergence puis l'écoulement vers le centre du gyre.

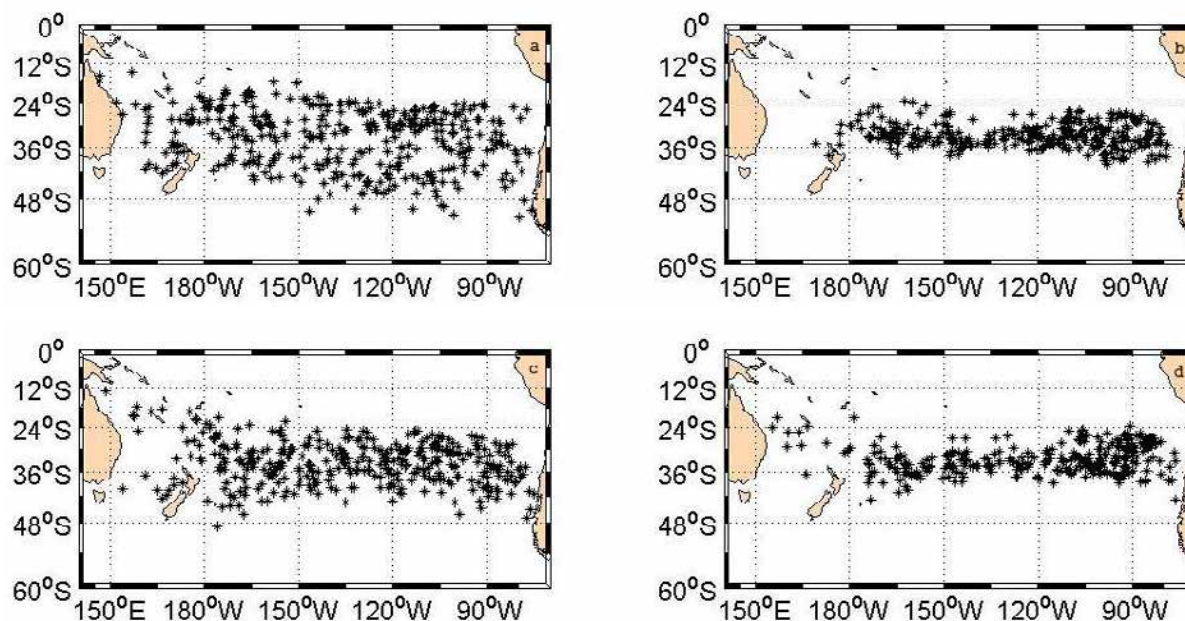


Figure II.19 : Position des particules : a) après un an de dérive ($T_0 = 1^{\text{er}}$ janvier 1997), b) après 2 ans de dérive ($T_0 = 1^{\text{er}}$ janvier 1997), c) après un an de dérive ($T_0 = 1^{\text{er}}$ janvier 1998), d) après 2 ans de dérive ($T_0 = 1^{\text{er}}$ janvier 1998).

II.4.a.ii Conditions initiales le long des côtes continentales et insulaires

L'échantillonnage spatial est affiné sur les zones côtières et insulaires d'où proviennent la majeure partie de la pollution humaine. Des quadrilatères avec un pas de 0.2° en latitude et longitude définissent les conditions spatiales initiales à partir des côtes de la Polynésie française, de l'Australie, de la Nouvelle-Zélande, de la Tasmanie, des Fidji, de la Nouvelle Calédonie et le long de la côte Péruvienne.

L'intégration se fait sur les mêmes plages temporelles que celles du paragraphe précédent. Seule, la plus longue intégration au cours des huit années de données est présentée ici (Figure II.20).

A partir de la Polynésie française (Figure II.20.a) ou du Pérou (Figure II.20.f), tous les débris atteignent le centre du gyre après respectivement quatre et deux ans de dérive. Ils ne rencontrent pas de zone de fortes EKE et la proximité du gyre leur permet de « rapidement » l'atteindre.

Au départ de la Nouvelle Zélande (Figure II.20.e) il leur faudra environ quatre années pour atteindre 100°W et entre 6 et 7 ans pour le centre du gyre. Cela s'explique par le temps passé dans la zone très tourbillonnaire (forte EKE) du STCC jusqu'à 150°W .

Concernant les Fidji (Figure II.20.b) et la Nouvelle Calédonie (Figure II.20.c), respectivement seulement une et deux particules des 20 points de départ n'ont pas été éjectées du bassin ou ne se sont pas échouées. Au départ de la Nouvelle Calédonie, la plupart ont atteint l'Australie ou la Nouvelle Zélande, tandis qu'en partant des Fidji, elles se sont majoritairement échouées en Nouvelle Calédonie et en Australie. Les trois particules restantes, sont quant à elles restées dans le tourbillonnaire EAC pendant une année avant de s'écouler dans la zone de convergence tropicale pour une dérive de 4 à 5 ans. Ce sont les particules qui ont les plus longues dérives, à partir des côtes jusqu'au centre du gyre, en raison du temps qu'elles passent dans les différentes zones d'intense EKE.

Au départ de la Tasmanie (Figure II.20.d), seulement 10% des particules émises atteignent le centre du gyre après sept à huit ans tandis qu'une est positionnée à 150°W. Les autres se sont échouées sur les côtes australiennes et néo-zélandaises. De même que pour les simulations lancées à partir de la Nouvelle Calédonie et des Fidji, celle ci montre le temps nécessaire aux cinq particules « rescapées » pour sortir de la zone de convergence fortement tourbillonnaire.

Au départ de l'Australie (Figure II.20.g), les particules mettent entre quatre et six ans pour s'écouler dans l'EAC puis le long de la zone de convergence, bloquées dans ces deux zones d'intense EKE à l'ouest de 150°W. Après huit années de dérive, deux particules n'ont toujours pas atteint le centre du gyre tandis que les autres y sont depuis quelques mois.

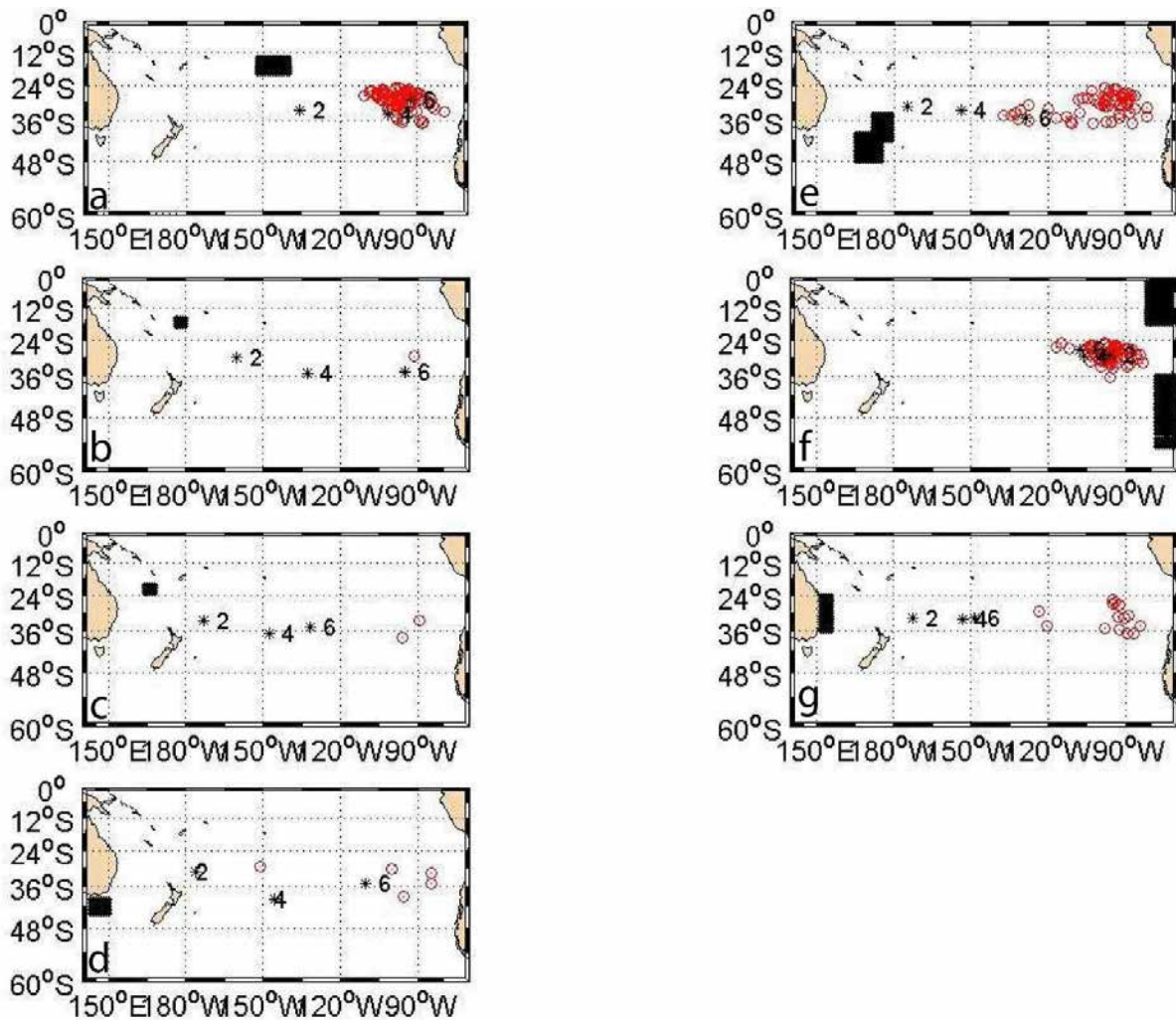


Figure II.20 : Trajectoires des débris dans le Pacifique Sud avec des points de départ depuis: (a) la Polynésie française, (b) les Fidji, (c) la Nouvelle Calédonie, (d) la Tasmanie, (e) la Nouvelle Zélande, (f) le Pérou et (g) l'Australie. Les points de départ sont marqués par les quadrilatères noirs, la position finale des débris par un cercle, et leur position moyenne après 2, 4 et 6 ans de dérive par une étoile suivie du nombre d'année de dérive.

II.4.a.iii Discussion

Les nombreuses intégrations menées ici montrent que la dérive des particules flottantes suit les principaux courants de surface. Lorsque les particules rencontrent une zone tourbillonnaire de forte EKE (Figure II.21), elles y restent longtemps avant de rejoindre le centre du gyre. Celles au départ des environs de l'Australie en sont une bonne illustration puisqu'elles restent entre 4 et 6 ans dans la bande ouest de la zone de convergence qui est fortement énergétique et tourbillonnaire.

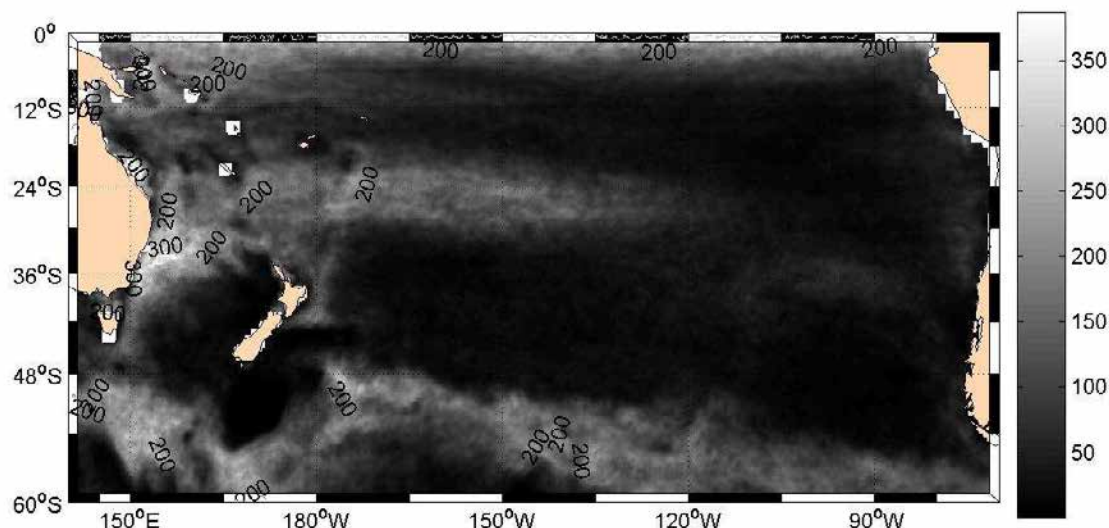


Figure II.21 : EKE moyenne (cm^2/s^2)

Quelque soit leur point de départ, après quelques années de dérive, les particules s'écoulent vers la zone de convergence puis se regroupent dans le centre du gyre subtropical autour de $80^{\circ}W-100^{\circ}W$ et $24^{\circ}S-36^{\circ}S$. Ces résultats sont en accord avec ceux de Wakata and Sugimori (1990) qui ont étudié les zones de convergence des matières flottantes à l'échelle mondiale. Ils présentent deux aires de convergences dans l'Océan Pacifique Sud, l'une se situant à l'est de l'Australie et la seconde au centre du bassin océanique. Nos résultats présentent des dérives sur une période de temps plus longue. Ainsi, même si une partie des particules converge à l'est de l'Australie, elles finissent par s'accumuler au centre du gyre. Des intégrations supplémentaires ont été lancées avec comme point de départ le centre du gyre. Même après plusieurs mois, aucune particule n'en est éjectée. On peut donc se demander ce qu'il advient de ces particules accumulées et qui ne se seraient pas désagrégées (accumulation massive, plongée des eaux... ?).

Des comparaisons de trajectoires entre les sorties du modèle issues des données satellites et les bouées dérivantes à 15 m de profondeur (SVP drifters) du programme WOCE ont été faites. Ces dernières présentent des trajectoires plus tourbillonnaires que celles des particules simulées dans les zones de fortes EKE présentées dans le chapitre précédent. L'insuffisance de la résolution, spatiale et temporelle des données satellites en est une première cause qui se répercute aussi de manière significative dans les régions côtières lorsque nos particules s'échouent tandis que les bouées dérivantes montrent parfois une trajectoire tourbillonnaire suivie d'une recirculation vers la pleine mer. Une différence de vitesse entre les bouées dérivantes (moins rapides) et les

particules de notre modèle est visible. Elle peut s'expliquer par la différence de profondeur de dérive entre les deux types de trajectoires, la composante de courant due au vent étant plus forte en surface qu'en profondeur. Les erreurs inhérentes au modèle de courant développé dans cette thèse et présentées dans la discussion de la partie II.2 peuvent également expliquer une partie des différences entre les trajectoires. Une autre source d'erreur ou d'inexactitude potentielle est associée à l'impact des vagues sur la circulation de surface. Le spectre des vagues est généralement gouverné par trois processus physiques dominants (Perrie et al., 2003) : l'envoi d'énergie aux vagues par le vent, le transfert non linéaire entre les composantes spectrales dues aux interactions vagues –vagues, et la dissipation des vagues. Une partie de la tension du vent agit donc directement sur les vagues qui transmettent à leur tour cette tension à l'écoulement sous jacent par des événements intermittents de déferlements des vagues. On parle de dérive de Stokes (Smith, 2005). Cette dérive peut avoir une incidence profonde sur les courants puisqu'en surface l'angle de déflexion entre la tension du vent et le courant induit par le vent serait alors proche de 75° , contre 20° à 45° si l'on ne tient pas compte de la dérive de Stokes (Lewis and Belcher, 2004). Lewis and Belcher (2004) montrent également que les vagues changent qualitativement la nature de la couche d'Ekman dans les zones de prédominance des vents dans l'Océan Pacifique Sud pour des vents forts. Dans le modèle de dérive développé et présenté dans la section précédente, la dérive de Stokes n'a pas été prise en compte dans le calcul des courants de surface. L'incertitude engendrée paraît cependant minime hors période de tempête et vents forts aux vues des résultats de Lewis and Belcher (2004) et de Perrie et al. (2003). Ces derniers montrent que les vagues ont un impact important sur les courants de surface lors de tempêtes avec un développement rapide. Dans cette situation et pour une période de temps court, le courant de surface peut augmenter de 40% uniquement en raison de l'impact des vagues, mais une fois la tempête passée, cet impact sur les courants devient négligeable. Ces résultats sont en accord avec ceux de Smith (2005) qui démontre que la dérive de Stokes en pleine mer est hautement intermittente. Concernant la houle générée par une tempête et qui se propage dans une zone calme, la traînée engendrée est également négligeable (Weber, 2003). Nos résultats se semblent donc pas être remis en cause par l'approximation faite sur la dérive de Stokes, dont l'importance est significative de manière intermittente.

Un travail similaire et confortant nos résultats a été effectué par le Dr N. Maximenko (SOEST, Université d'Hawaï), qui a simulé l'évolution temporelle de la concentration de traceurs passifs, distribués de manière homogène à l'instant initial (Figure II.22) à partir des données de courant des bouées dérivantes. Dans l'Océan Pacifique Sud, au bout de 1.36 ans, la majorité des particules du bassin se concentrent entre 15°S et 40°S , et entre 20°S et 40°S au bout de 4 ans. Au bout de 9.5 ans, elles ont pratiquement toutes atteint le centre du gyre et s'y accumulent.

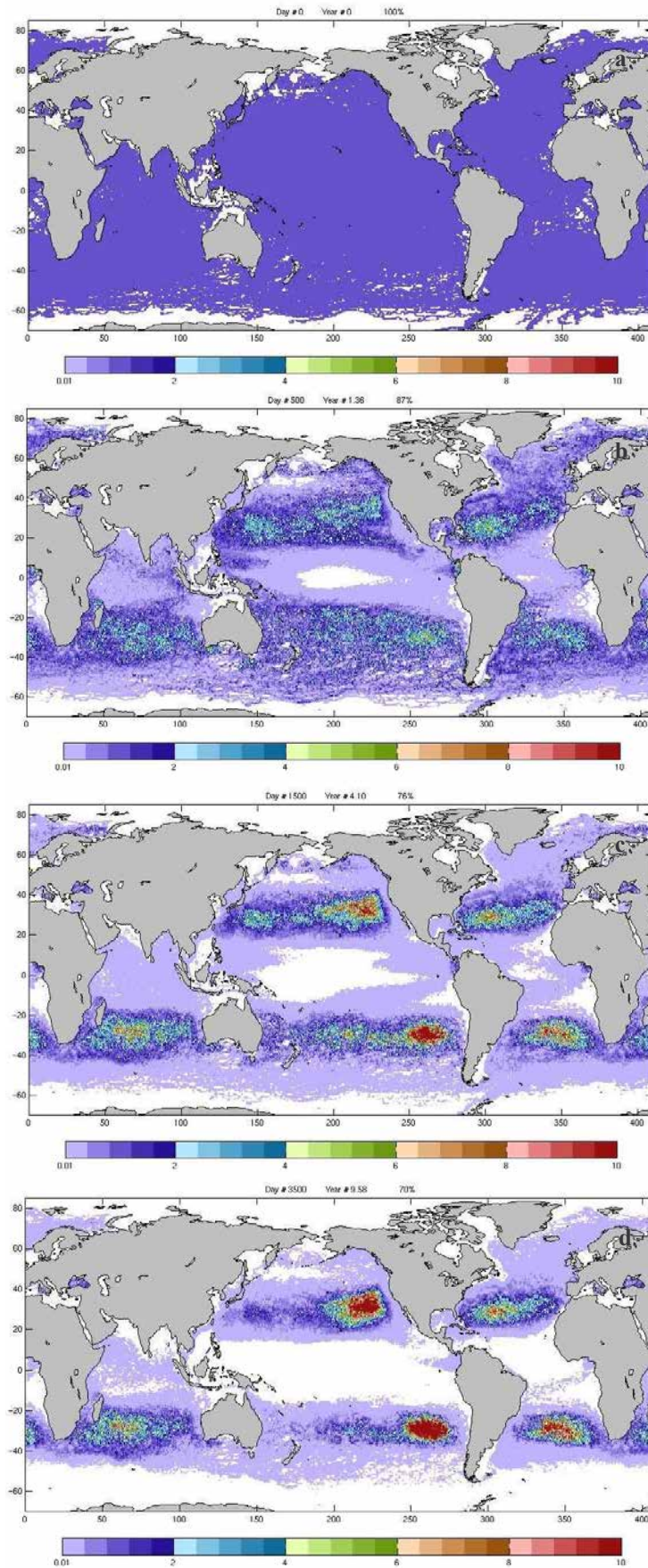


Figure II.22 : Evolution temporelle de la position de traceur passifs à : a) l'instant initial, b) après 2 ans de dérive, c) 4 ans, d) 10 ans (N. Maximenko, communication personnelle).

II.4.b Application à la dérive des algues en Polynésie française

La seconde application du modèle de dérive lagrangienne vise à estimer les trajectoires possibles suivies par les radeaux d'algues en Polynésie française (Martinez and Maamaatuaiahutapu, 2004c ; Martinez et al., 2002). Une algue brune *Turbinaria ornata* est très présente sur les récifs des îles hautes de Polynésie française, telle que Tahiti et Moorea. Cette algue, qui était uniquement visible dans les archipels de la Société et des Australes avant les années 1980, est depuis le fort événement El Niño de 1983 apparue progressivement au nord et au sud de l'archipel des Tuamotu. De nombreux thalles flottent dans les lagons puis se concentrent pour former des radeaux flottants. Lorsque le vent se lève, ces radeaux sont évacués dans l'océan par les passes, puis dérivent portés par les courants.

Le modèle de dérive lagrangienne a été utilisé pour calculer les trajectoires possibles suivies par les radeaux d'algues au départ des archipels de la Société et des Australes. L'objectif est d'estimer si ces radeaux d'algues peuvent (ou non) ainsi atteindre l'archipel des Tuamotu (Figure II.23). Ces résultats font l'objet de l'article sus nommé Martinez et al. (2006), reproduit dans la section « articles parus et soumis » et sont résumés ci dessous.

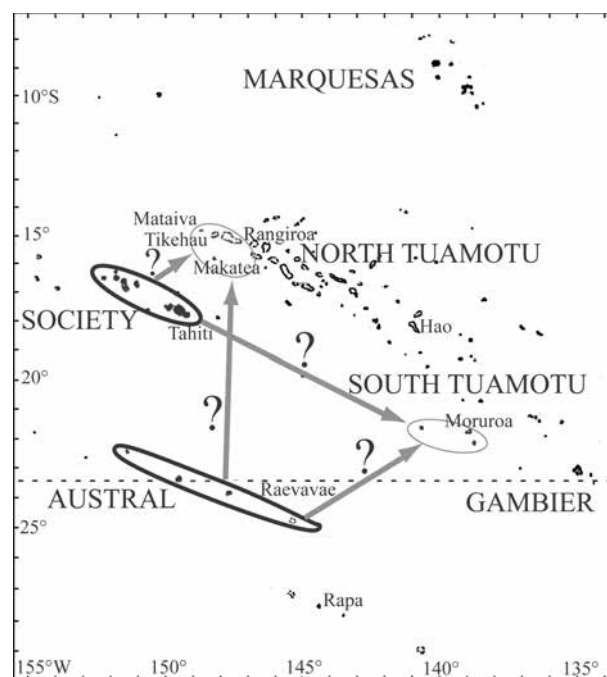


Figure II.23 : Zones de présence (trait gras) et d'apparition (trait fin) des algues ces deux dernières décennies en Polynésie française. Les noms des archipels sont indiqués en lettres majuscules et ceux des îles en lettres minuscules.

Les trajectoires de dérive ont été intégrées à partir des courants de surface pour une durée de quatre mois, avec un départ des archipels de la Société et des Australes au début de chaque mois tout au long des huit années de données. Cet échantillonnage temporel permet d'observer les trajectoires et leurs variations selon les conditions climatiques saisonnières et inter annuelles. Ainsi pendant la saison sèche (Figure II.24.a), les particules au départ des îles de la Société dérivent vers le sud ouest sous l'influence du SEC puis vers l'est en suivant le SPC. Au départ des Australes, elles traversent la zone tourbillonnaire puis suivent le SPC. En saison

humide (Figure II.24.b), au départ de l'archipel de la Société les radeaux sont expulsés de la ZEE Polynésienne par le sud ouest, tandis qu'ils restent concentrés dans la zone tourbillonnaire après un départ des îles Australes. Quelque soit la saison, aucun radeau n'approche de manière significative l'archipel des Tuamotu.

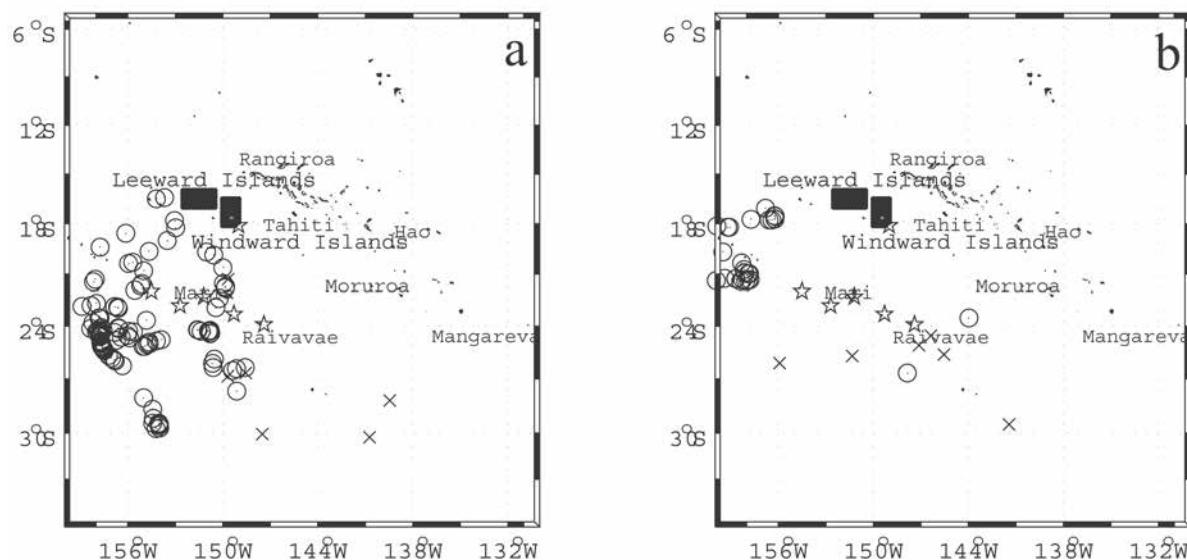


Figure II.24 : Positions des radeaux d'algues après quatre mois de dérive pendant a) la saison humide (mars 1995) et b) la saison sèche (août 1995), au départ des archipels de la Société et des Australes. Leurs positions initiales pour les cinq îles des Australes (excepté Rapa), sont représentées par des étoiles et leurs positions finales par des croix. En raison de l'échantillonnage plus importants pour les îles de la Société, les positions initiales sont représentées par les rectangles noirs (échantillonnés tous les 0.2° en latitude et longitude) qui représentent les Îles du Vent (Windward islands, rectangle vertical) et Sous le Vent (Leeward islands, rectangle horizontal) et les positions finales par des cercles.

Pendant El Niño et La Niña, les radeaux d'algues issus des îles de la Société et des Australes atteignent ou approchent de manière significative, après un ou deux mois de dérive, les îles du sud des Tuamotu tel que Moruroa (Figure II.25). Nos résultats montrent également qu'au départ de l'archipel de la Société certains radeaux dérivent vers le nord est avant de bifurquer vers le sud ouest dans le SEC. Bien que ces trajectoires n'atteignent jamais les îles des Tuamotu Nord., elles les approchent suffisamment pour nous suggérer que des contacts épisodiques peuvent survenir.

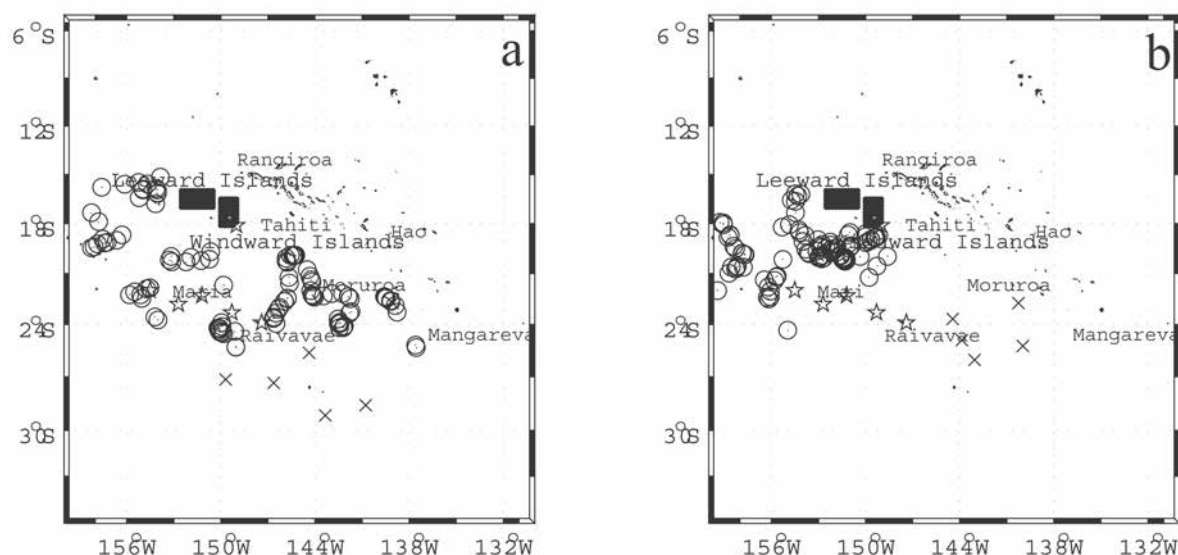


Figure II.25 : Même légende que la Figure II.24 en a) février 1994 et b) juin 1999.

Une comparaison de nos trajectoires de dérive intégrées à celles des bouées dérivantes à 15 m (SVP drifters issues du programme World Ocean Circulation Experiment) a été développée par Martinez et al. (2006). Notre modèle lagrangien produit des trajectoires réalistes à grande échelle (comme la tendance de dérive vers le sud ouest dans la partie nord de la ZEE polynésienne), mais ne rend pas compte des détails des écoulements turbulents à petite échelle (dans la région sud) à cause des limitations de la résolution spatiale et temporelle des jeux de données satellites.

Cet article met en évidence la possibilité d'invasion des Tuamotu Sud par les algues suite à leur dérive le long des courants. La colonisation des Tuamotu Nord en revanche n'a pas été expliquée même si une tendance de dérive des îles de la Société vers Rangiroa est observée pendant ENSO. D'autres intégrations de trajectoires ont été effectuées à partir du sud des Tuamotu mais aucun lien évident n'est apparu avec le nord de l'archipel. Cependant il n'est pas exclu que l'occurrence de tempêtes ou de phénomènes de petites échelles non résolus par notre modèle contribuent à une propagation inter-îles au sein de l'archipel des Tuamotu.

II.5 Effets d'îles et blooms phytoplanctoniques dans l'archipel des Marquises

Cette section, qui a fait l'objet d'une publication parue en 2004 dans *Geophysical Research Letters* : « **Island mass effect in the Marquesas Islands : Time variation** » (Martinez and Maamaatuaiahutapu, 2004), reproduite dans la section « articles parus et soumis », vise à répondre à une problématique de petite échelle.

La présence d'eaux riches en phytoplancton près des îles Marquises est connue de longue date. Cette abondance, bien qu'étonnante au vu de la localisation géographique des Marquises, au sein d'une des zones les plus oligotrophes à l'échelle mondiale, peut avoir comme origine un phénomène dit « d'effet d'îles » (Doty and Oguri, 1956). L'augmentation de la production biologique résulte de plusieurs mécanismes tels que l'afflux de macro et micro nutriments provenant des îles (Dandonneau and Charpy, 1985; Perissinotto et al., 2000), la contribution des procédés benthiques (Signorini et al., 1999) ou le mélange turbulent du aux tourbillons formés en aval des îles suite aux perturbations de l'écoulement ou au pompage d'Ekman (Heywood et al., 1990; Coutis and Middleton, 1999; Barton et al., 2000; Palacios, 2002; Signorini et al., 1999). L'abondance de cette richesse dans l'archipel des Marquises a été expliquée un temps par l'hypothèse d'endo-upwelling géothermique (Wauthy et al., 1988 ; Rougerie et al., 1990). Il semblerait cependant que cette source ne puisse être à l'origine d'une telle quantité et étendue de phytoplancton (communication personnelle).

Aux Marquises, Dandonneau and Charpy (1985) ainsi que Signorini et al. (1999) reportent un environnement pauvre en fer mais suffisamment riche en nitrate (concentrations de 2 μM) pour ne pas limiter la croissance du plancton. Ces auteurs expliquent que l'apport en micronutriment (fer) se fait par le drainage des terres lors des pluies (Dandonneau and Charpy, 1985; Signorini et al., 1999) ou par les flux hydrothermaux à travers des formations volcaniques anciennes (Rougerie et al., 1992; Signorini et al., 1999). Ces micronutriments se mélangent et se dispersent en aval des îles à cause de l'interaction du Courant Equatorial Sud (SEC) avec la topographie abrupte des îles (Figure II.26.a). Les résultats de Signorini et al. (1999), sur le bloom d'août à décembre 1998, suggèrent que le facteur majeur de la dispersion des eaux enrichies en fer est la force et la persistance du SEC à cette époque. Leur travail, basé sur les données de couleur de la mer issues du satellite SeaWiFS, montre également que l'étendue des blooms ne se limite pas aux régions côtières mais s'étale sur plusieurs centaines de kilomètres en aval des îles.

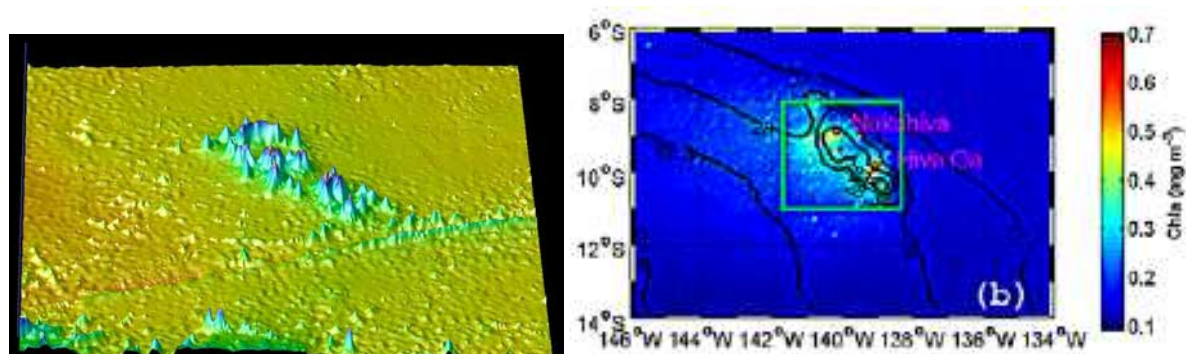


Figure II.26 : a) bathymétrie de l'archipel des Marquises, b) concentration moyenne en Chlorophylle a autour des îles Marquises obtenue à partir des données SeaWiFS.

Une étude de ces blooms phytoplanctoniques autour de l'archipel des Marquises a été menée dans le cadre de cette thèse afin d'examiner leur variation temporelle et tenter d'apporter une explication quant à leur origine (Martinez and Maamaatuaiahutapu, 2004b et 2004d). Les concentrations en chlorophylle-a ([Chla]) issues du satellite SeaWiFS ont été analysées de septembre 1997 à février 2002. Cette analyse a été effectuée en parallèle à celles de la pluviométrie et des données satellites de température de surface, de vent, et d'anomalie de hauteur de mer (dont les courants ont été déduits comme expliqué dans le chapitre II). Ces résultats, présentés dans l'article de Martinez and Maamaatuaiahutapu (2004) montrent qu'en plus d'une présence élevée de [Chla] tout au long de l'année (Figure II.26.b), il existe trois types de blooms : les blooms saisonniers qui s'initient généralement au 3^{ème} trimestre pour atteindre leur apogée au dernier trimestre, les blooms épisodiques mais d'intensité très importante en juin 1999 et surtout en mars 2000, et un dernier bloom relatif à l'événement La Niña de 1998/1999. Certains blooms (La Niña et mars 2000) résultent du mélange turbulent survenant suite à l'interaction de la chaîne des îles avec de forts évènements de courant géostrophique (comme le montrent les résultats de Signorini et al., 1999). Les autres blooms surviennent deux à trois mois après des maxima de courant total.

Nos résultats portent donc sur la dispersion des micro nutriments disponibles et non sur l'origine de la présence de ces micro nutriments dans cette zone fortement oligotrophe. L'hypothèse selon laquelle ces micro nutriments proviennent du drainage des terres suite aux pluies est invalidée car l'occurrence ou l'intensité des pluies ne coïncident pas avec celle de [Chla] (Martinez and Maamaatuaiahutapu, 2004). Une des perspectives serait d'étudier les phénomènes se produisant au sein de la colonne d'eau (pouvant être à la base de la remontée des nutriments dans la couche euphotique) à partir du modèle ROMS qui est présenté dans le chapitre suivant.

Chapitre III

*Résultats et validation
du modèle ROMS en
Polynésie française à
partir de données satellites
et in situ*

III RESULTATS ET VALIDATION DU MODELE

ROMS EN POLYNESIE FRANCAISE A

PARTIR DE DONNEES SATELLITES ET IN SITU

Le chapitre précédent a permis, à partir des données satellites, de définir la distribution spatiale des courants de surface ainsi que leur variabilité au sein de la Polynésie française après une présentation plus globale à l'échelle du Pacifique Sud. Bien que réalistes, ces résultats ne nous renseignent nullement sur la distribution des courants sur la verticale ni sur celle de la température ou de la salinité. En outre, la résolution spatio-temporelle du produit satellite utilisé ($1/3^\circ$, 7 jours au mieux) est un facteur limitant à l'analyse de la circulation fine et complexe due aux interactions avec les îles. Les données hydrologiques étant peu nombreuses pour couvrir la ZEE avec une résolution spatiale et temporelle satisfaisante, un modèle numérique régional a été implanté. Les objectifs de ce chapitre sont doubles. Il s'agit d'une part de valider le modèle de circulation océanique régional ROMS en comparant ses sorties aux données satellites et in situ et d'autre part de caractériser les variations spatio-temporelles des courants, de la température et de la salinité dans la ZEE polynésienne.

La première partie de ce chapitre présente les paramètres de configuration du modèle ROMS ainsi que les jeux de données utilisés pour le forçage et les conditions aux limites et d'initialisation du modèle. La base de données utilisée dans la seconde partie pour la validation du modèle est également présentée ainsi que les méthodes d'analyses utilisées. La seconde partie présente les résultats d'analyses des données satellites et in situ dans la ZEE Polynésienne et les compare aux sorties du modèle ROMS.

III.1 Le modèle : « Regional Ocean Modeling System »

(ROMS)

III.1.a Présentation générale du modèle régional

Le modèle régional de circulation océanique ROMS est un modèle numérique développé conjointement par les universités de Rutgers et de Californie à Los Angeles (http://www.atmos.ucla.edu/cesr/ROMS_page.html). Depuis que le modèle ROMS est fonctionnel, de nombreuses études ont été menées et portent sur des régions côtières soumises à de forts courants afin d'étudier essentiellement les processus tourbillonnaires et les phénomènes d'upwelling. La majeure partie d'entre elles traite du système de Courant de Californie (Marchesiello et al., 2004; Marchesiello et al., 2003; Marchesiello and Shchepetkin, 2001; Capet et al., 2005), tandis que les autres portent surtout sur la dynamique du courant des Aiguilles dans la région de Benguela (Lutjeharms and Roy, 2001; Penven et al., 2001a; Penven et al., 2001b; Penven et al., 2000). Les résultats de ces études montrent que le modèle reproduit bien les caractéristiques de la circulation régionale à grande échelle et de très bons résultats sont obtenus concernant la circulation méso échelle en augmentant la résolution spatiale.

En plus de porter sur une zone peu connue, ce qui différencie cette utilisation du modèle régional ROMS des précédentes, c'est l'application à un domaine insulaire dans une zone centrale du gyre subtropicale (et non côtière), où les courants peuvent être de faible intensité suivant leur localisation, et où se forme une masse d'eau (la SPTW).

Le modèle ROMS résout les équations primitives de Navier Stokes dans un environnement de rotation géocentrique avec l'approximation de Boussinesq (les variations de densité sont négligeables sauf concernant la force gravitationnelle), incompressible et hydrostatique (Lutjeharms and Roy, 2001). ROMS utilise les différences finies sur un maillage tridimensionnel orthogonal et curviligne sur la sphère (grille C-Arakawa). Un schéma d'advection d'ordre 3 est utilisé pour les courants et les traceurs. Il emploie une procédure de correction de la diffusion numérique pour augmenter la résolution (Shchepetkin and McWilliams, 1998).

La physique de mélange verticale utilisée est le schéma K Profile Parameterization (KPP, Large et al., 1994). Deux paramètres distincts sont définis : un pour l'intérieur de l'océan et un pour la couche frontière de surface. La profondeur de cette couche de surface dépend du forçage à la surface, de la flottabilité ainsi que de la vitesse verticale. Elle est déterminée par le nombre de Richardson relatif à la surface à une valeur critique (Lutjeharms and Roy, 2001). En dessous, le mélange vertical est considéré comme la somme de trois procédés : le cisaillement vertical, le déferlement des ondes internes et la double diffusion. Le modèle KPP simule ainsi avec précision les processus tels que l'enfoncement des couches limites convectives, les cycles diurnes et les forçages de tempêtes. La discrétisation sur la verticale utilise les coordonnées sigma, indépendantes de la profondeur (entre 0 et 1), qui suivent la topographie du fond. L'épaisseur entre chaque niveau est donc variable. C'est à la fois son principal avantage et désavantage à cause des erreurs de gradients de pressions induites par la présence de pentes trop abruptes et pouvant alors aboutir à des instabilités (Marchesiello et al., 2003). Pour pallier à ces erreurs potentielles de gradient, un filtre de Shapiro est appliqué pour lisser la bathymétrie.

Les flux en surface de chaleur latente et sensible sont calculés extérieurement au modèle, à partir de la température de l'air, du taux d'humidité dans l'air, des radiations à courtes (Q_s) et longues (Q_b) longueurs d'ondes, des précipitations et de la vitesse du vent. La formulation bulk (Gill, 1982) donne :

- ✓ Le flux net de chaleur latente (Q_e).
- ✓ Le flux de chaleur sensible (par conduction et convection, Q_h)
- ✓ Le flux total de chaleur ($Q_t = Q_s + Q_b + Q_e + Q_h$)

Les conditions aux frontières ouvertes implémentées dans ROMS estiment les vitesses de phases horizontales au voisinage des frontières (Marchesiello and Shchepetkin, 2001). Si la propagation se dirige vers l'extérieur de la zone d'étude, les caractéristiques produites à l'intérieur du modèle sont évacuées en suivant une condition de radiation. Si la propagation se fait vers l'intérieur, les valeurs aux frontières sont lissées vers les données.

III.1.b Implémentation de ROMS en Polynésie française

Il a fallu dans un premier temps implanter le modèle à l'Université de la Polynésie française. Cette implantation a eu lieu sur la plateforme bi-Xeon 2,1 Ghz qui équipe le laboratoire de l'Equipe Terre/Océan. Trois simulations majeures ont été effectuées et sont présentées ci-dessous, chaque simulation paraissant plus réaliste que la précédente. Il a fallu 36H pour que le serveur réalise la première et près de trois semaines pour réaliser la même (paramètres identiques) pour une plus longue durée (15 ans au lieu de 10) et une meilleure résolution spatiale ($1/6^\circ$ au lieu de $1/4^\circ$). Au vu du temps de calcul nécessaire lorsque l'on augmente la résolution spatiale, les deux autres simulations ont été lancées sur le cluster de l'IRD à Nouméa. La troisième simulation, qui est la plus aboutie, est présentée ci dessous avec les jeux de données forçant et initiant le modèle.

La grille d'étude de cette troisième simulation englobe la Zone Economique Exclusive (ZEE) de la Polynésie française qui se positionne au sein du gyre anticyclonique subtropical (Figure III.1). La limite nord du domaine (2°S) coïncide en surface avec l'axe longitudinal de la veine du Courant Equatorial (EC). La limite sud (36°S) se situe aux abords de la zone de convergence du SEC et du Courant du Pacifique Sud (SPC). Les bords ouest et est sont respectivement situés à 161°W et 116°W . Comparativement aux simulations précédentes, la zone a été agrandie afin d'inclure la région de l'EC, très énergétique au nord, et du SPC au sud. En longitude, la région est élargie à l'est pour englober la frontière est du STCC et la zone de formation de la SPTW.

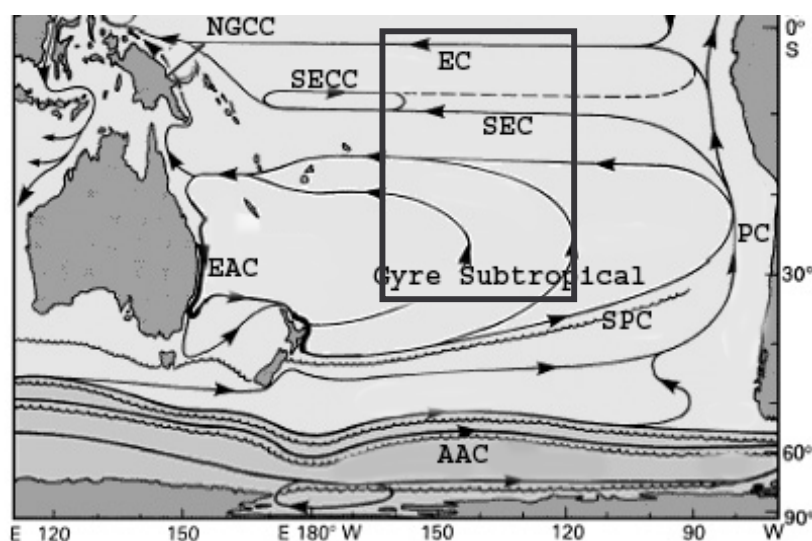


Figure III.1 : Courants de surface dans le Pacifique Sud : Courant Equatorial (EC), Courant Equatorial Sud (SEC), Contre Courant Equatorial Sud (SECC), Courant Côtier de Nouvelle Guinée (NGCC), Courant Est Australien (EAC), Courant du Pacifique Sud (SPC), Courant du Pérou (PC), Courant Antarctique Circumpolaire (AAC), Gyre subtropical (Tomczak and Godfrey, 1994). Le parallélogramme noir délimite la zone d'étude du modèle.

Le domaine atteint une dimension de 3774 km dans le sens zonal et 4995 km dans le sens méridien. Le pas de temps du modèle est de 1800 s pour une période de simulation du 1^{er} janvier 1993 au 31 décembre 2004. Les données de sorties sont moyennées tous les cinq jours. La résolution de la grille à $1/6^\circ$ (environ 18 km) permet de résoudre pour toute la zone le rayon de déformation de Rossby du premier mode barocline (Figure 6

de Chelton et al., 1998), et donc les instabilités baroclines. Cette haute résolution permet également de bien représenter les champs tourbillonnaires et les systèmes de front (Webb, 2000).

La grille 206 x 191 (latitude x longitude) comporte 30 niveaux en coordonnées sigma sur la colonne, ajustés en surface de manière à bien représenter la couche de mélange ($\theta_s=6$, $\theta_b=0$, $H_c=5\text{m}$). Les sorties du modèle ont été regrillées sur un axe vertical en coordonnées z pour la compréhension des résultats (Annexe 2).

La bathymétrie utilisée provient d'une solution à 30' combinant sur les parties terrestres Gtopo30 et sur la partie océanique Etopo2. La résolution est insuffisante pour rendre compte de certaines îles, lesquelles apparaissent dans la grille d'étude sous la forme de monts sous-marins. Pour combler cette lacune, un masque a été appliqué.

Les limites ouvertes du modèle comportent une bande tampon d'une étendue de 150 km de large où est appliquée une condition radiative oblique à laquelle sont adjoints des termes de relaxation. La viscosité horizontale est fixée à $1000 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ dans cette bande de transition. Le frottement au fond est linéaire avec un coefficient de traînée C_d de $3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$.

La simulation est initialisée et forcée sur ses frontières latérales par les champs de température, de salinité, d'élévation de la surface libre et de courants issus du modèle assimilé ECCO-2 (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, voir la section ci-dessous). Les conditions aux limites latérales sont fournies tous les 1° et resserrées à $1/3^\circ$ au niveau des tropiques sur l'horizontal et suivant 46 niveaux sur la verticale tous les dix jours. De 1993 à 2004, les variables T , S issues de ROMS sont rappelées aux limites vers les données ECCO-2 en fixant un temps de rappel de 3 jours en flux entrant et 360 jours en flux sortant. Pour les écoulements, les temps de rappels sont respectivement de 10 et 360 jours. En surface, les conditions aux frontières sont de deux types : la friction du vent pour les équations de mouvement, et les flux de surface de chaleur et de salinité effective respectivement pour les équations de la température et de la salinité. Le forçage dû au vent provient des données satellites (ERS 1 & 2 et QuikSCAT, raccordés en interpolant spatialement les champs ERS1&2 sur celui de QuikSCAT). Le forçage engendré par les flux de surface est calculé mensuellement grâce à la formulation bulk et les données grillées à 2.5° issues du modèle NCEP pour la même période. La Figure III.2 récapitule les conditions initiales et de forçage.

Pour le champ de courant géostrophique initial, le niveau d'écoulement nul est pris à 2000 m (Tomczak and Herzfeld, 1998).

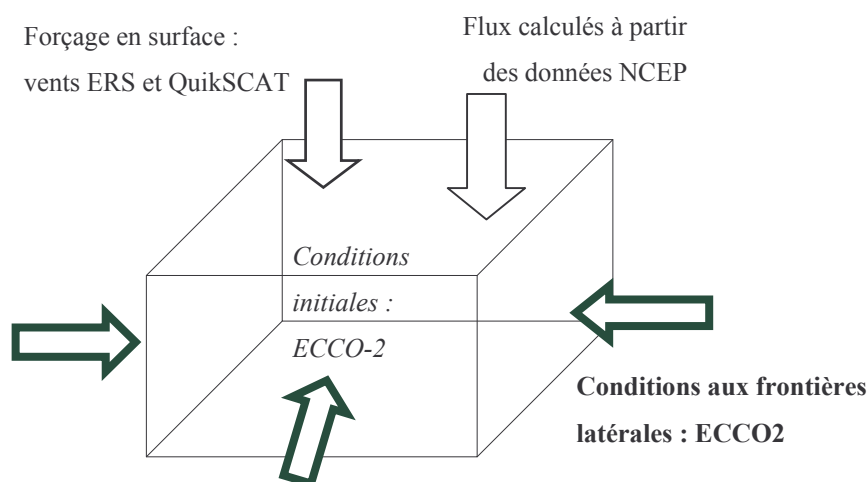


Figure III.2 : Schéma récapitulatif des conditions initiales (texte au centre), aux frontières latérales (textes et flèches en gras) et forçage en surface (texte et flèche sur la partie supérieure de la boîte).

Les forçages :

Les conditions initiales et aux frontières latérales : le modèle ECCO-2

Le modèle ECCO-2 (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean 2) est un outil quasi opérationnel pour étudier la dynamique de l'océan à grande échelle en temps quasi-réel et examiner son rôle dans la variabilité du climat. Son utilisation a été préférée à d'autres modèles tels que les modèles globaux SODA ou MERCATOR-MiniPOG. La comparaison des températures de subsurface des modèles ECCO-2 (1°) et MERCATOR (2°) avec les données climatologiques Levitus, montrent une meilleure représentation par le modèle ECCO-2. Concernant les sorties SODA (1.2°), à l'époque du lancement des simulations de ROMS, elles n'étaient disponibles que mensuellement pour une période de temps ne couvrant pas toute notre période d'étude et l'altimétrie n'était pas assimilée. Le modèle ECCO-2 quant à lui (c'est ce qui le différencie du modèle ECCO) assimile les données altimétriques des satellites TOPEX/Poseidon et Jason en utilisant un filtre de Kalman (Fukumori, 2002), ainsi que les mesures hydrographiques et d'écoulement in situ afin d'évaluer de manière optimale l'évolution temporelle de la circulation océanique et les incertitudes liées.

ECCO-2 utilise le modèle de circulation global du MIT (Massachusetts Institute of Technology) pour un domaine quasi global (78°S~78°N). Le modèle résout les équations primitives de Naviers Stokes avec l'approximation de Boussinesq non-hydrostatique et utilise une méthode de volumes finis. La résolution du modèle est de 1° horizontalement excepté dans la zone des tropiques où la résolution méridienne diminue graduellement jusqu'à 0.3° à 10° de l'équateur. Il y a 46 niveaux verticaux avec 10 m de résolution dans les 150 m de surface. Les dimensions totales de la grille sont $360 \times 224 \times 46 = 4 \times 10^6$. Le calcul de mélange isentropique de Gent and McWilliams (1990) (GM) et la formule de couche de mélange KPP (Large, 1994) sont utilisés. Le modèle est forcé par les produits réanalysés NCEP (tension du vent toutes les 12H ; flux air-mer diabatiques journaliers).

Pour l'initialisation et le forçage latéral de la simulation ROMS les données de salinité, de hauteur du niveau de la mer, de température et les vitesses méridiennes et zonales moyennées tous les 10 jours du 1^{er} janvier 1993 au 31 décembre 2004 ont été téléchargées à partir du site: "<http://ecco.jpl.nasa.gov/cgi-bin/nph-dods/datasets/kf040o2/>" (*"This is a contribution of the Consortium for Estimating the Circulation and Climate of the Ocean (ECCO) funded by the National Oceanographic Partnership Program."*)

Les grilles de données sont en format Netcdf avec les particularités suivantes :

- La grille horizontale est une grille C-Arakawa.
- W, la vitesse verticale, se situe sur les frontières des couches. Toutes les autres variables se situent au centre des couches.
- Les valeurs de profondeur correspondent au milieu des couches.
- Le temps de référence est toujours 1970-01-01.
- Les fichiers moyennés le sont sur 10 jours. Le temps assigné comme nom correspond au jour 5 de la période de moyenne [1-10]. Par exemple, pour les 10 premiers jours de moyenne, le nom correspond au jour 5, pour les 10 suivants, au jour 15...

Le forçage en surface : les diffusiomètres ERS 1 & 2 et QuikSCAT

Le forçage dû au vent est calculé à partir des tensions de vent issues des diffusiomètres ERS 1 & 2 (1993 à 2001) et QuikSCAT (2001 à 2004) fournies respectivement sur une grille de 1° et 0.5° tous les 7 jours. Les données des diffusiomètres ERS 1 et 2 ont été présentées dans la partie II.1. Pour une exploitation plus aisée dans cette partie les vecteurs de tensions du vent ont été rapatriés à partir du site du CERSAT : <http://www.ifremer.fr/cersat/en/data/download/download.htm>. Les données hebdomadaires, de tensions zonale et méridienne du vent ainsi que du module de la vitesse à la surface, sont fournies sur une grille de 1° de 1993 à 2001.

A partir de juin 1999 a été lancé le diffusiomètre à micro-onde SeaWinds sur le satellite Quikbird. Il est communément fait référence à cet instrument sous le nom de QuikSCAT. Il opère sur la Ku-band (Fréquence proche de 14 Ghz) tandis que les diffusiomètres ERS 1&2 opéraient sur la bande-C (approximativement 5 Ghz). De 2001 à 2004, les champs de tension du vent en surface QuikSCAT sont utilisés. Ils sont disponibles hebdomadairement sur une grille de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ pour une couverture globale au format netcdf sur le site du CERSAT ([/pub/ifremer/cersat/products/gridded/mwf-quikscat](http://pub.ifremer.fr/cersat/products/gridded/mwf-quikscat)).

Il faut savoir que les diffusiomètres sont défaillants en présence de pluie. En effet, la pluie est à l'origine de vecteurs perpendiculaires à la trace du satellite erronés, et/ou fournis des vitesses trop élevées (http://www.ssmi.com/qscat/qscat_description.html). Leur utilisation a cependant été préférée à celle des données NCEP en raison d'une meilleure couverture spatiale (1° pour les données satellites contre 2.5° pour le modèle) et d'une représentation plus réaliste.

Les flux en surface : le modèle NCEP:

Le projet de réanalyse NCEP/NCAR est un projet commun entre le National Center for Environmental Prediction (NCEP) et le National Center for Atmospheric Research (NCAR). Le but de cet effort commun est de produire de nouvelles analyses atmosphériques à partir de données historiques (1957 à aujourd'hui) et de produire des analyses cohérentes de l'état des courants atmosphériques (Climate Data Assimilation System, CDAS).

Utilisées pour le calcul des flux de surface, les données mensuelles suivantes sont disponibles avec un résolution de 2.5° de 1992 à 2005 sur le site: www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html#surface_gauss (*NCEP Reanalysis data provided by the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>*):

- ✓ Température de l'air ($^\circ\text{C}$) à 2 m de la surface
- ✓ Vitesse du vent (m/s) à 10m
- ✓ Humidité relative de surface (fraction)
- ✓ Taux de précipitation (cm/jour)
- ✓ Radiation nette de courte longueur d'onde (Watts/m^2) (flux de chaleur du au rayonnement solaire incident, Q_s)
- ✓ Radiation nette de longue longueur d'onde (Watts/m^2) (flux de chaleur réémis, Q_b)

Les flux de chaleur latente et sensible sont calculés mensuellement sur une grille de 2.5° .

III.1.c Simulations préliminaires

La première simulation est saisonnière, et a été lancée en utilisant la climatologie de Levitus aux frontières latérales et pour les conditions initiales. L'intérêt de cette première simulation était d'apprécier la réponse de la dynamique interne du modèle dans cette région avec des conditions de forçages simples. Le forçage à la surface est basé sur les données COADS. Les pas en espace et en temps sont respectivement de 0.25° et 3400 s avec un découpage vertical sur 20 niveaux pour la région $[5^\circ\text{S}-30^\circ\text{S}]/[160^\circ\text{W}-120^\circ\text{W}]$. La simulation a été lancée sur 10 ans. La comparaison des sorties (température, salinité, courant) du modèle aux données Levitus montre que le modèle conserve bien les structures régionales qui ont servies à l'initialisation et au forçage. Il y a donc compatibilité entre forçage et dynamique interne. La comparaison des sorties (température de surface (SST), anomalies de hauteur de mer (SSHA)) du modèle aux données satellites (TMI pour la SST et TP/ERS pour la SSHA) montrent un biais de la répartition spatiale des isothermes au nord-est de la zone. La variabilité de SST du modèle est plus faible (0.2°C rms) que celle des données satellites (0.5°C rms) dans les régions équatoriales et tropicales. Les SSHA du modèle et des satellites ont des structures assez semblables bien que le modèle soit moins énergétique. Ces différences par rapport aux données satellites peuvent venir du fait que le modèle a été forcé par une climatologie saisonnière nécessairement lisse par rapport aux variations réelles. La même simulation, nommée « 1bis » dans la partie IV.4, a été menée sur 15 ans avec pour seules différences la résolution spatiale (0.18°) de la zone d'étude, et un zoom de un an mené sur les îles Marquises avec une résolution spatiale à 0.06° .

La seconde simulation est initiée et forcée aux frontières latérales par le modèle ECCO de janvier 1992 à décembre 2000 (le modèle ECCO-2 est présenté par la suite. Le modèle ECCO diffère du modèle ECCO-2 uniquement sur le fait qu'il n'assimile pas les données altimétriques). Le forçage en surface a utilisé les vents ERS et les flux ont été calculés par la formulation bulk à partir des données du modèle NCEP. La résolution verticale est restée la même (20 niveaux) tandis que les résolutions spatiale et temporelle sont respectivement 0.18° et 1800 s sur la région $[5^\circ\text{S}-30^\circ\text{S}]/[160^\circ\text{W}-120^\circ\text{W}]$. Le zoom sur les Marquises n'a pas été réitéré car il a été choisi d'étudier en priorité la circulation océanique à l'échelle de la Polynésie française. Ultérieurement d'autres simulations pourront être menées sur cet archipel pour tenter d'apporter des réponses complémentaires à la problématique des blooms phytoplanctoniques soulevée dans le chapitre II.

Les comparaisons des sorties du modèle aux données satellites montrent que la répartition spatiale et la variabilité des SST sont similaires (ce qui n'était pas le cas pour le run saisonnier). En revanche, on peut noter une sous estimation moyenne de la SST du modèle dans la zone d'eau chaude de 0.8°C et jusqu'à 1.5°C en été. La comparaison des SSHA montre que le modèle est moins énergétique au sud, dans la zone méso échelle, que les données de TP/ERS. La carte de variabilité montre également que la zone équatoriale du modèle varie moins tandis que la partie ouest de la zone méso échelle varie plus par rapport aux données satellites. De plus, le modèle atténue la variabilité inter annuelle dans la zone tropicale. Pour palier à ces différences il a donc été décidé de relancer une simulation en changeant les conditions initiales et aux frontières, ainsi que les champs de forçage. En surface les vents ERS et QuikSCAT ont été utilisés. Cela a permis d'étendre la période de simulation du 1^{er} janvier 1993 au 31 décembre 2004 et de doubler la résolution spatiale des vents (ERS est à 1° de résolution et QuikSCAT à 0.5°). Les données NCEP ont été conservées pour le calcul des flux en surface par la formulation bulk. Concernant les données aux frontières latérales et les conditions initiales, le modèle ECCO,

utilisé dans la seconde simulation, a été comparé aux modèles ECCO-2 (1°) et Mercator (2°) (défini dans le paragraphe suivant). Ces deux derniers modèles ont une meilleure reconstitution des SSHA que le modèle ECCO (Figure III.3). Concernant la SST, les modèles ECCO et ECCO-2 sont équivalents et présentent une température supérieure de 1°C à celle de Mercator dans la région tropicale. La simulation avec ECCO tendant déjà à sous estimer la température dans cette région, il a donc paru plus judicieux de privilégier le modèle ECCO-2 à Mercator.

Le modèle Mercator se construit à partir du modèle OPA. La formulation repose sur les équations dites " primitives " traduisant l'évolution temporelle de la vitesse, de la température et de la salinité de l'océan dans ses trois dimensions horizontales et verticale. Ces équations sont dérivées des équations de Navier-Stokes dans les approximations d'eau peu profonde, de répartition hydrostatique des pressions sur la verticale, de Boussinesq et d'incompressibilité. Le modèle assimile les données altimétriques et les mesures *in situ*. Les données hebdomadaires utilisées pour la comparaison sont celles du prototypes système PSY2G1, présentant une résolution spatiale de 2° sur l'océan global et 31 niveaux verticaux.

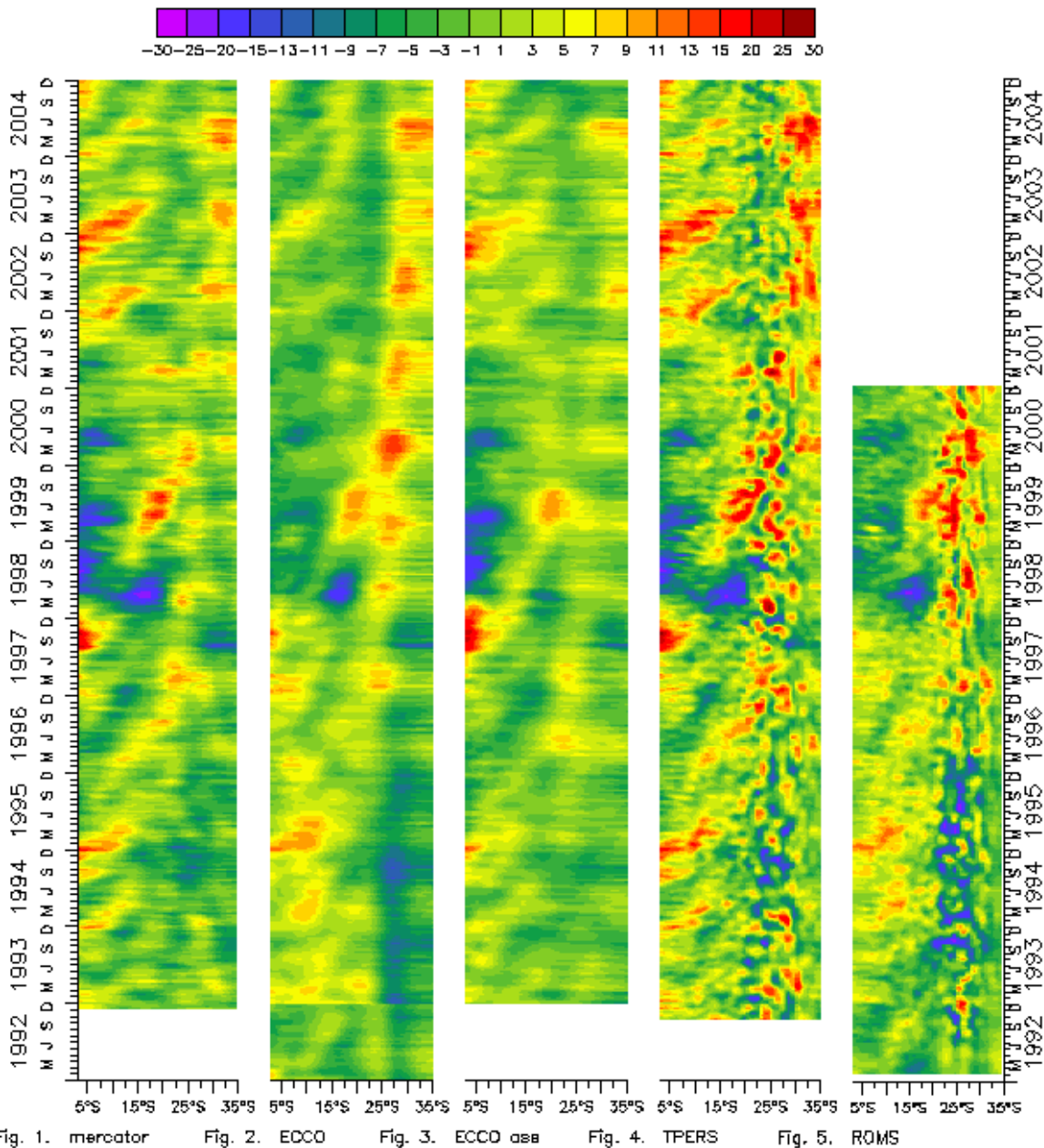


Figure III.3 : Diagramme latitude temps des SSHA issues de 1) Mercator, 2) ECCO, 3) ECCO-2, 4) TP/ERS, 5) la simulation réelle de ROMS utilisant le modèle ECCO à 155°W.

III.1.d Les données et méthodes utilisées pour la validation du modèle

Pour l'étape de validation, les données satellites (SSA, SST) et hydrographiques (CTD, TAO, XBT) sont utilisées.

III.1.d.i Les données satellites

Deux jeux de données satellites ont été utilisés:

- Les anomalies de hauteur de mer issues des données altimétriques combinées des satellites TP/ERS (années 1993 à 2004). Ces données sont présentées et utilisées dans la seconde partie de cette thèse (II.1.a.i).
- Les données de température à la surface (SST) de la mer issues du radiomètre TRMM Microwave Imager, plus communément appelé TMI. Le satellite TRMM suit une orbite semi-équatoriale d'ouest en est et fournit ainsi les SST sur la bande [40°S-40°N] avec une résolution de 0.25°, quotidiennement pour les traces ascendantes et descendantes depuis décembre 1997 (http://www.ssmi.com/tmi/tmi_browser.html). Elles nous ont été fournies par le Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère du LEGOS, à résolution journalière de janvier 1998 à juin 2003, sur une grille de 0.25° en longitude et latitude.

Toutes les données présentées ci dessus ont été interpolées linéairement en temps et en espace sur la grille ROMS pour la rigueur des comparaisons.

III.1.d.ii Les données hydrographiques

Les bouées TAO/TRITON :

Le dispositif TAO (renommé TAO/TRITON le 1^{er} janvier 2000) est un réseau d'environ 70 bouées mouillées dans l'Océan Pacifique équatorial transmettant des données océanographiques et météorologiques en temps réel via le système de satellite ARGOS. Son développement a été motivé par le phénomène ENSO 1982-1983, un des plus forts du 20^{ème} siècle, qui n'avait été ni prédit ni détecté avant d'atteindre pratiquement son apogée. C'est le début du développement des bouées ATLAS (Autonomous Temperature Line Acquisition System) dont le déploiement en 1984 et 1985 marque le début du programme international (1985-1995) TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere). Depuis 1995, le dispositif TAO est intégré au programme international CLIVAR (Climate Variability and Predictability program) (http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/taohis.html).

Le dispositif TAO/TRITON mesure en temps réel les vents de surface, la SST, l'humidité relative, la température de l'air, la température de subsurface à dix niveaux de profondeurs sur les 500 premiers mètres. Depuis 2001, la nouvelle génération de bouées ATLAS est capable de mesurer et transmettre en temps réel la salinité, les radiations à courtes et longues longueurs d'ondes, la pression barométrique et les courants horizontaux. Ces mesures sont cependant effectuées pour des sites sélectionnés souvent en collaboration avec d'autres programmes de recherche (Figure III.4).

Les mesures de température de subsurface utilisées pour la validation du modèle sont celles des deux bouées situées à 155°W, à 5°S et 8°S, et celle de la bouée positionnée à 140°W-5°S. Seule cette dernière bouée fournit les valeurs de la salinité en surface (SSS). Les mesures sont échantillonnées toutes les dix minutes. Elles sont également calibrées et filtrées. Une procédure de qualité est appliquée aux moyennes quotidiennes qui sont transmises via le satellite ARGOS. D'autres contrôles de qualité hebdomadaires et mensuels font de ces mesures un produit fiable. Une évaluation de la précision des instruments indique des erreurs de l'ordre de 0.03°C pour les données de SST des bouées et de 0.1°C pour la température de subsurface (Kara et al., 2005).

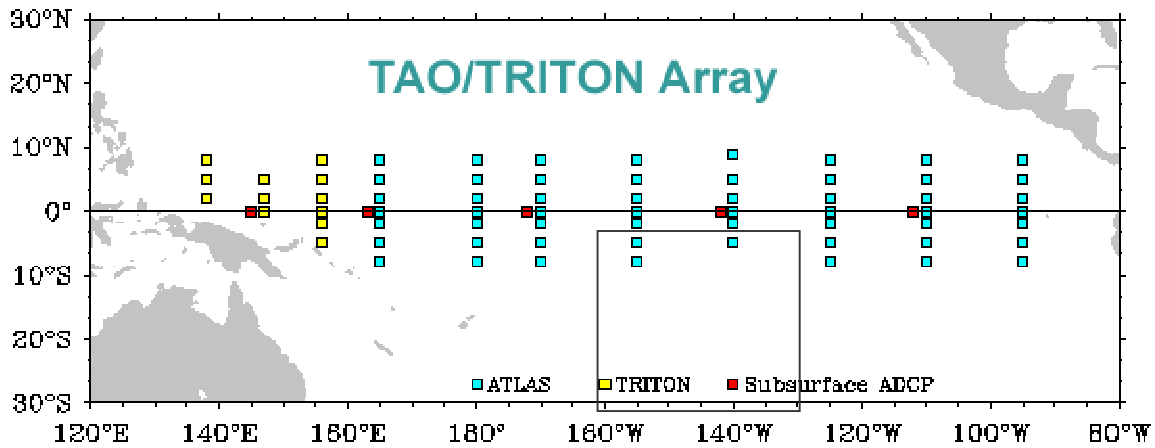


Figure III.4 : Distribution des bouées TAO/TRITON dans l'Océan Pacifique. Le cadre noir représente la ZEE Polynésienne.

⌘ Les CTD WHP :

Les sections de CTD WHP (WOCE Hydrographic Program) haute résolution de température et salinité issues du Programme d'hydrographie WOCE (World Ocean Circulation Experiment), sont disponibles sur les sites <http://www.ewoce.org/data/index.html> et <http://whpo.ucsd.edu/>. Les données de température ont été calibrées et traitées avant d'être mises à disposition. Les sections disponibles au sein de la ZEE Polynésienne sont présentées sur la Figure III.5.

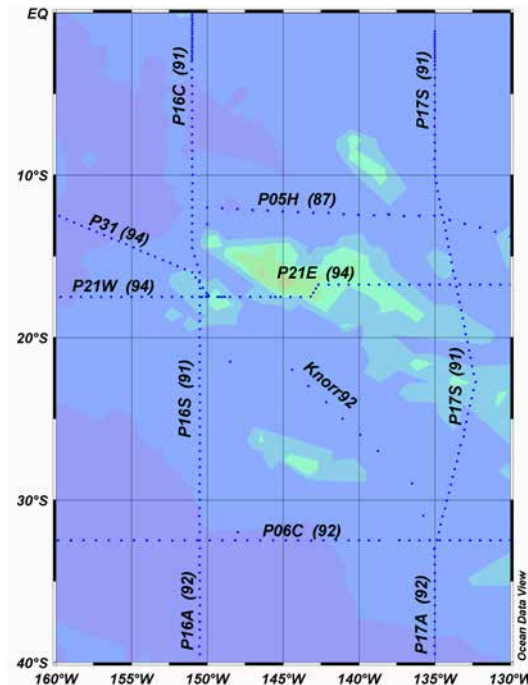


Figure III.5 : Sections des CTD dans la ZEE Polynésienne. Elles sont représentées par leur nom, et l'année où elles ont été faites est indiquée entre parenthèses.

Notre période d'étude couvrant les années 1994 à 2004, une seule section a été retenue. Il s'agit de la section P21 à 17°S avec 55 stations dans la zone dont la première a été effectuée le 4 mai 1994 (130°W-

16.45°S) et la dernière le 26 mai 1994 (159.4°W - 17.3°S). Le pas d'échantillonnage en longitude est de 0.4° puis deux fois 0.8° et ainsi de suite.

Ces stations CTD sont les seuls profils disponibles, à ma connaissance, dans la zone au moment de cette étude.

Les données de SSS issues du programme SOOPIP, de bouées TAO/TRITON, de CTD et de STD

L'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) dédié à la salinité de surface (<http://www.legos.obs-mip.fr/en/observations/sss/>), labellisé comme Service d'Observation par l'INSU maintient des appareils de mesures de salinité de surface sur des navires de commerces sélectionnés, ainsi que sur plusieurs navires de recherche. Ces données, avec les données provenant des bouées TAO/TRITON, des mesures CTD (Conductivity Temperature Depth) et STD (Salinity Temperature Depth) issues de campagnes océanographiques, sont aussi disponibles sous la forme d'un produit grillé 30°N-30°S (<http://www.legos.obs-mip.fr/en/observations/sss/datadelivery/products/>). Les SSS ont été calibrées, soumises à des procédures de contrôle de qualité et traitées (Delcroix et al., 2005). Puis, elles ont été grillées mensuellement sur 1° en latitude le long des traces orientées nord-sud, et 2° en longitude le long de celles orientées est-ouest.

Trois traces sont disponibles sur la ZEE Polynésienne : La PX18, PX12, PX17 (Figure III.6). Elles traversent ou relient la Polynésie française à la Californie de 1980 à 1991 (PX18), Panama (0°S-97°W) de 1979 à 1999 (PX17) et la Nouvelle-Calédonie (165°E-22°S) de 1975-2001 (PX12).

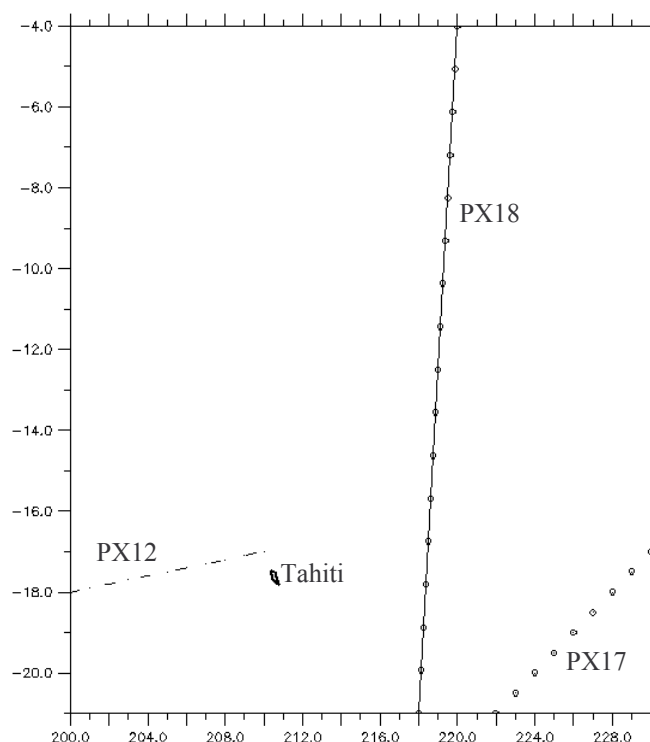


Figure III.6 : Traces des bateaux fournissant les données de salinité de surface : PX12, PX17 et PX18. La largeur des rails est de 1° en latitude le long des traces orientées nord-sud, et 2° en longitude le long de celles orientées est-ouest

⌘ Les données eXpendable BathyTermograph (XBT)

Les données XBT (eXpendable BathyTermograph) sont les données hydrographiques les plus nombreuses dans la ZEE Polynésienne (Figure III.7). Il apparaît cependant sur la figure qu'en dehors des traces répétées, l'échantillonnage est dispersé dans le temps et l'espace. L'exploitation du jeu climatologique de température de subsurface fourni par le BMRC (Bureau of Meteorology Research Center à Melbourne) sur une grille régulière en temps et en espace associé à des cartes d'erreurs semble donc judicieuse.

La climatologie de température du BMRC a été fournie par le Dr. Neville R. Smith du BMRC. Les données de température des bouées TAO et des XBT combinées, ont subi des analyses objectives permettant d'obtenir un produit mensuel sur une grille de 2° en longitude et 1° en latitude. Les températures sont disponibles pour la bande latitudinale [30°S - 30°N] pour tout le bassin du Pacifique de janvier 1992 à décembre 2000. Elles sont discrétisées verticalement sur 14 niveaux (Tableau III-1).

Niveau	Profondeur (m)	Niveau	Profondeur (m)
1	0	8	125
2	10	9	150
3	20	10	200
4	30	11	250
5	50	12	300
6	75	13	400
7	100	14	500

Tableau III-1 : Profondeurs des données de température climatologique du BMRC.

Une analyse séparée a également été menée au sein du BMRC sur la profondeur des isothermes 20°C en utilisant une période d'analyse de 10 jours dans le but de capturer la variabilité des plus hautes fréquences. Ces données sont fournies mensuellement sur les mêmes grilles en longitude et en latitude que celles de la température de subsurface.

Ces deux jeux de données sont complétés par leurs fichiers d'estimation d'erreur correspondants, qui sont grillés temporellement et spatialement de manière identique à ceux de température et de profondeur de la Z20. Il s'agit de l'estimation de l'erreur correspondant à chaque valeur de température. Les basses valeurs correspondent aux zones bien échantillonnées, comme pour la bande [0-8°S] où se situent les bouées TAO/TRITON, où se trouvent les routes marchandes (Panama-Nouvelle Zélande, Tahiti-Los Angeles, Tahiti-Nouméa).

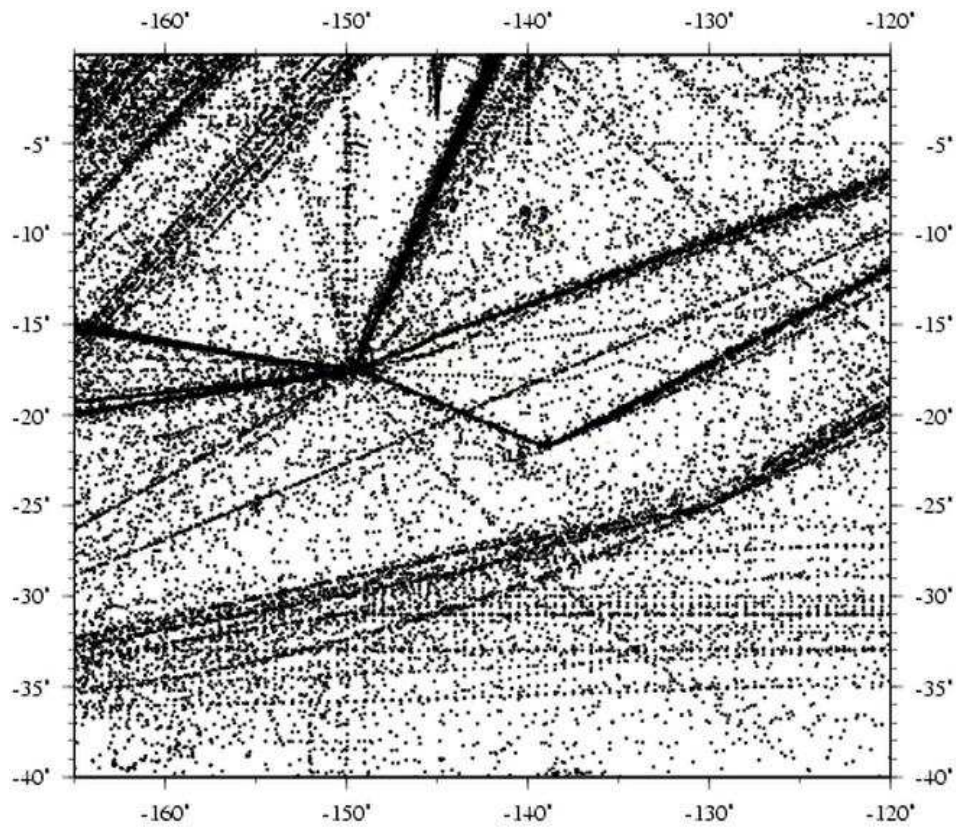


Figure III.7 : Distribution des 30296 XBT disponibles dans la ZEE Polynésienne (<http://nodc.noaa.gov/OCL/>)

III.1.e Application du modèle ROMS

Le modèle ROMS a été intégré de janvier 1993 à décembre 2004. Après une période de stabilisation d'environ un an, les énergies cinétiques moyennées sur le volume (Figure III.8.a) et la surface (Figure III.8.b) entament un cycle oscillatoire quasi périodique autour d'une valeur d'équilibre qui semble constante jusqu'à l'avènement d'ENSO de 1997/1999, puis tend à augmenter. Une tentative d'explication de cette augmentation est fournie dans ce chapitre. La température et la salinité moyennées sur le volume (Figure III.8.c et d) ont dès le début de la simulation une réponse bien marquée au forçage saisonnier ainsi qu'à celui du phénomène ENSO de 1997/1999.

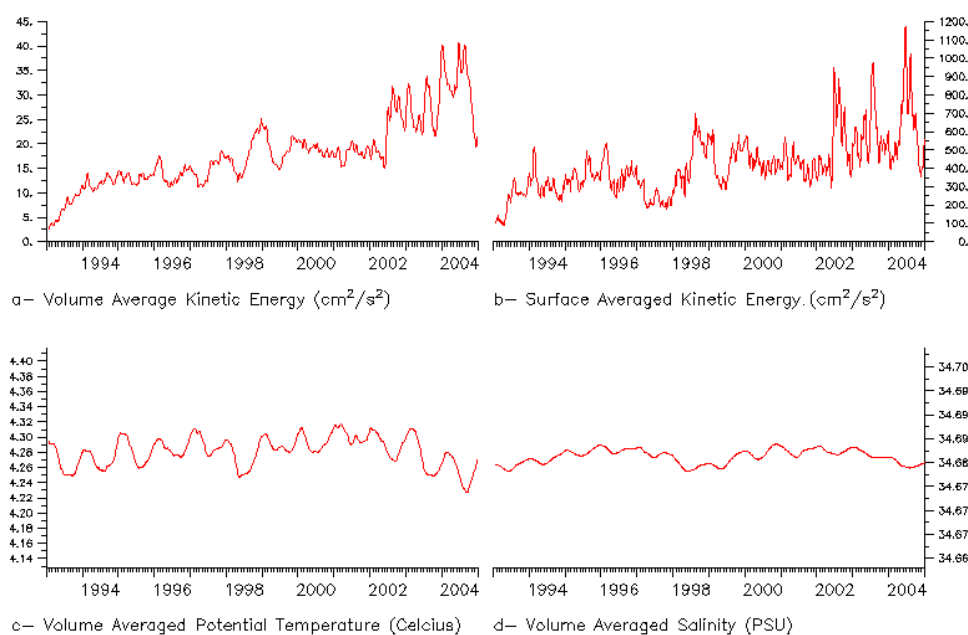


Figure III.8 : Série temporelle du modèle de : a) l'énergie cinétique moyennée sur le volume (cm^2/s^2), b) l'énergie cinétique moyennée à la surface (cm^2/s^2), c) la température potentielle moyennée sur le volume ($^{\circ}\text{C}$) et d) la salinité moyennée sur le volume (psu).

Toutes les comparaisons entre le modèle et les données, satellites et in situ, se feront sur dix années complètes : du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 2004. Les résolutions spatiales et temporelles des données présentées dans le chapitre précédent, sont différentes de celles des sorties issues de ROMS. Des interpolations linéaires en temps et en espace ont été appliquées afin d'homogénéiser les différents jeux de données à celui du modèle ROMS et permettre leur comparaison.

Bien que la simulation soit disponible pour la région $[2^{\circ}\text{S}; 36^{\circ}\text{S}]/[161^{\circ}\text{W}; 116^{\circ}\text{W}]$, la zone d'étude englobant la ZEE Polynésienne se réduit à $[4^{\circ}\text{S}; 33^{\circ}\text{S}]/[160^{\circ}\text{W}; 130^{\circ}\text{W}]$. Cela permet également d'avoir nos frontières latérales à plus de 1.5° des bordures extérieures du domaine ROMS, évitant ainsi les erreurs dues aux effets de bords dans la zone tampon.

En surface, les variations spatio-temporelles des anomalies de hauteur de mer (SSHA) et de la température (SST) sont étudiées et comparées au modèle dans une première partie. Puis, la comparaison avec les données in situ permettra de définir certaines caractéristiques spatiales et temporelles de la colonne d'eau polynésienne.

III.2 Comparaison avec les données satellites

Dans un premier temps, l'étude porte sur l'analyse et la comparaison des sorties du modèle ROMS et des données de surface issues des altimètres et des radiomètres infrarouges embarqués respectivement sur les satellites TP/ERS et TRMM (TMI).

Les moyennes annuelles et saisonnières sont présentées ainsi que la déviation standard (notée rms=root mean square, la moyenne ayant été enlevée). Sont également utilisés des paramètres statistiques entre deux jeux de données tels que le coefficient de corrélation ou la racine carrée des carrés des différences (RMSD). Des Fonctions Orthogonales Empiriques (EOF) sont ensuite calculées pour mettre en évidence la variabilité des signaux saisonnier et inter annuel de SSHA (Sea Surface Height Anomalies) et de SST (Sea Surface Temperature) au sein de la ZEE Polynésienne. Des diagrammes longitude/latitude – temps viennent ensuite compléter cette analyse le long de différentes sections.

III.2.a Anomalies de hauteur de mer

III.2.a.i Moyenne et variabilité spatiale

Travaillant ici avec des *anomalies* du niveau de la mer, la valeur moyenne est nulle par construction.

Les cartes de déviation standard (rms) permettent d'estimer la variabilité des anomalies de hauteur de mer du modèle et de TP/ERS par rapport à leur valeur moyenne (Figure III.9.b). Trois zones se distinguent au sein de la ZEE Polynésienne sur la carte de rms calculée à partir des données satellites.

- Au nord, la rms supérieure à 8.5 cm souligne la forte variabilité de la bande équatoriale (particulièrement pendant les événements ENSO). Les isolignes de rms sont zonales, très serrées et décroissent jusqu'à 9°S où elles atteignent 4 cm rms.
- De 10°S à 20°S et centrée sur 15°S, une zone de faible variabilité (3.5 à 4 cm rms) vient par l'est en suivant le SEC. Sa limite ouest, marquée par des iso-rms d'environ 5 cm, apparaît vers 150°W-155°W. Cette zone plus stable fait effet de zone de transition entre les deux zones de forte variabilité qui l'encadrent.
- Au sud, de 22°S à 30°S, se situe un front tourbillonnaire méso échelle venant de l'ouest avec les valeurs de variabilité les plus importantes de la ZEE (de 8 à 10.5 cm rms). Il s'agit de l'extrémité est du STCC (South Tropical Counter Current) décrit par Qiu and Chen (2004) qui se dissipe au cours de la traversée de la zone vers l'est.

De manière globale, le modèle ROMS reproduit bien la structure des trois zones décrites ci dessus. On peut cependant noter une sous estimation des valeurs de la rms du modèle dans la zone équatoriale fortement soumise aux variations inter annuelles (6 cm rms) (Figure III.9.a). Entre 3°S et 10°S, le gradient de rms est donc moins important et les isolignes sont moins serrées. La région centrale, stable, est bien représentée avec des valeurs inférieures de 0.5 cm par rapport aux rms issues de TP/ERS. Sa répartition spatiale diffère cependant à cause de la présence d'une zone de plus forte variabilité (7 à 8 cm rms) centrée sur 16°S entre 160°W et 155°W. Pour les mêmes longitudes entre 25°S et 30°S se trouve une seconde zone de sur-évaluation de la SSHA du

modèle (12 cm rms). La Figure III.9.c présente la variabilité du modèle ECCO-2 qui force ROMS aux frontières. Si sa rms est d'une manière générale inférieure à celle de TP/ERS et de ROMS, on remarque des valeurs supérieures venant de l'ouest sur la frontière ouest de la zone et centrées aux mêmes latitudes que les zones de sur évaluation de la variabilité de SSHA par ROMS. Concernant le reste de la bande énergétique du STCC, la dissipation lors de la propagation vers l'est du modèle est plus importante que celle des données satellites (les tourbillons ayant une rms supérieure à 7 cm atteignent respectivement 137°W et 130°W). Malgré cet écart, le modèle ROMS reproduit bien la variabilité intrinsèque de la zone méso-échelle du sud.

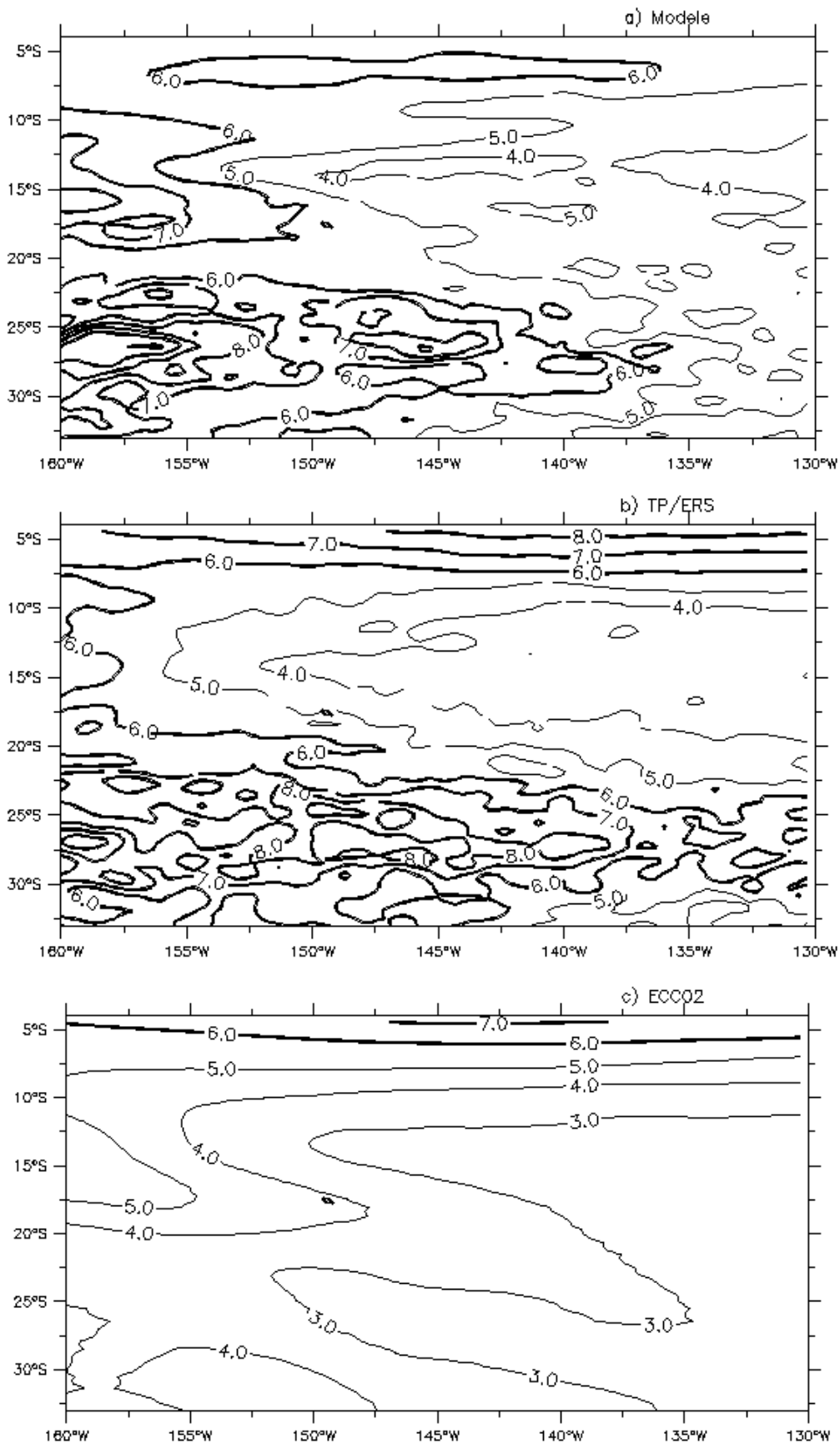


Figure III.9 : Variabilité (cm) d'anomalies de hauteur de mer de janvier 1994 à décembre 2004 a) du modèle, b) de TP/ERS, c) du modèle ECCO-2. Les iso contours sont tracés tous les 1 cm rms, et sont en gras pour des valeurs supérieures à 6 cm rms.

Les cartes des variations saisonnières (Figure III.10) montrent au nord une bonne reproduction des SSHA du modèle par rapport aux données satellites. Cet aspect est particulièrement important car il s'agit de la zone d'entrée du SEC qui domine et influence la circulation de la région d'étude. En été (Figure III.10.a), la SSHA de TP/ERS s'élève (10 cm) à l'ouest, entre 5°S et 12°S, marquant la présence dans la ZEE du SECC. Le modèle bien que reproduisant l'apparition du contre courant le sous estime de 1 à 2 cm. Ce biais ne semble pas venir des conditions aux frontières. La présence du SECC est reproduite par le signal de SSHA issue de ECCO-2 en été (Figure III.11.a) et l'amplitude de la SSHA, bien que moins élevée que celle de TP/ERS, reste supérieure à celle de ROMS (respectivement 2 cm contre 1 cm).

Dans la région sud, l'intensité de la turbulence de la zone méso-échelle diminue de manière progressive de l'automne au printemps. En revanche, son augmentation se fait de manière brutale et plus rapide lors de la transition du printemps à l'été. Cette transition correspond au pic de l'énergie cinétique en surface au début de chaque année (Figure III.8.b). La sous estimation de l'amplitude de la SSHA dans cette région semble avoir pour origine celle des SSHA issues de ECCO-2 sur la frontière ouest de la zone et portées vers l'est par le STCC ou le SPC.

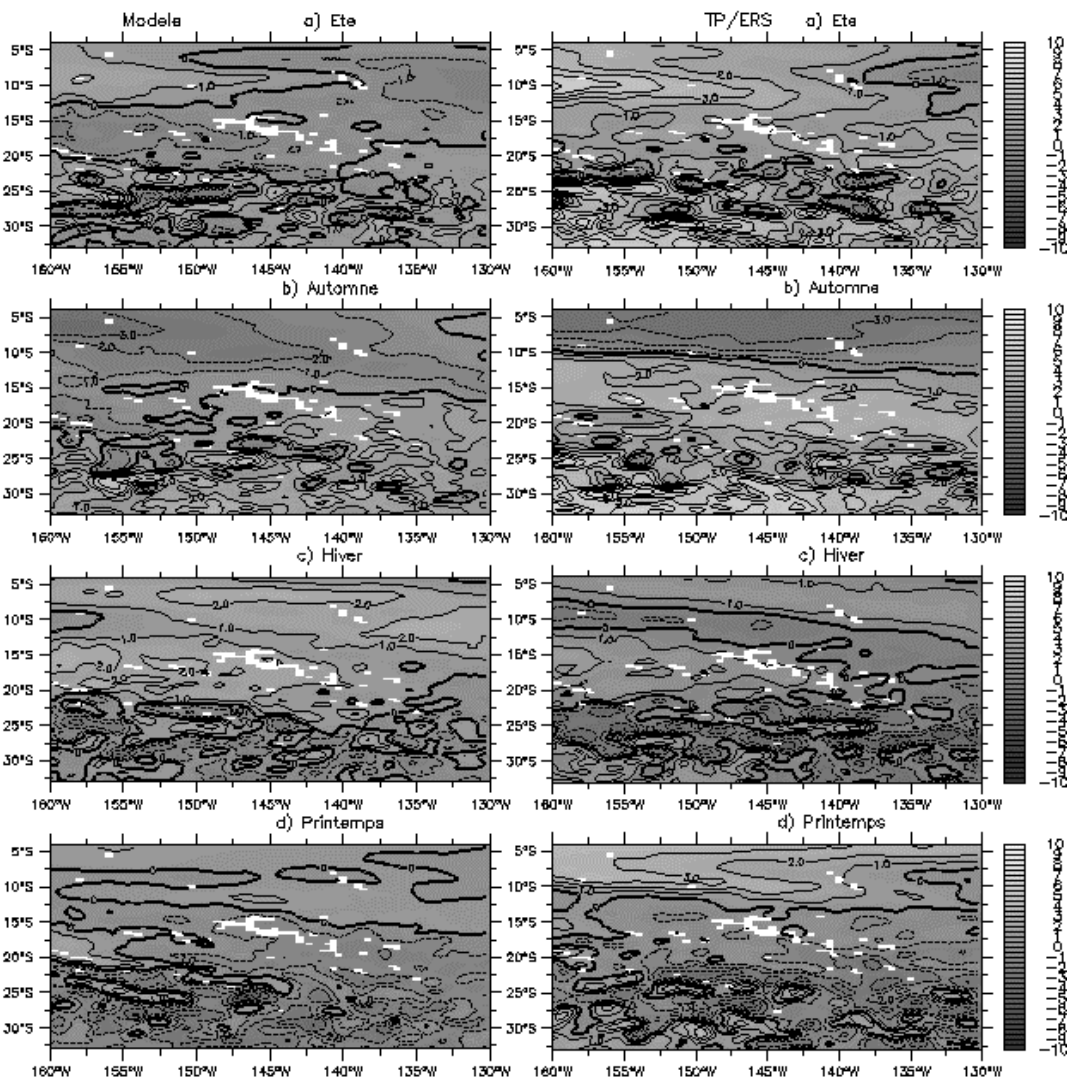


Figure III.10 : Moyennes saisonnières des SSHA du modèle ROMS (gauche) et de TP/ERS (droite) de janvier 1994 à décembre 2004 en : a) été (centré sur février), b) automne (centré sur mai), c) hiver (centré sur août) et d) printemps (centré sur novembre). Le trait gras marque l'isoligne de SSHA égale à 0 cm.

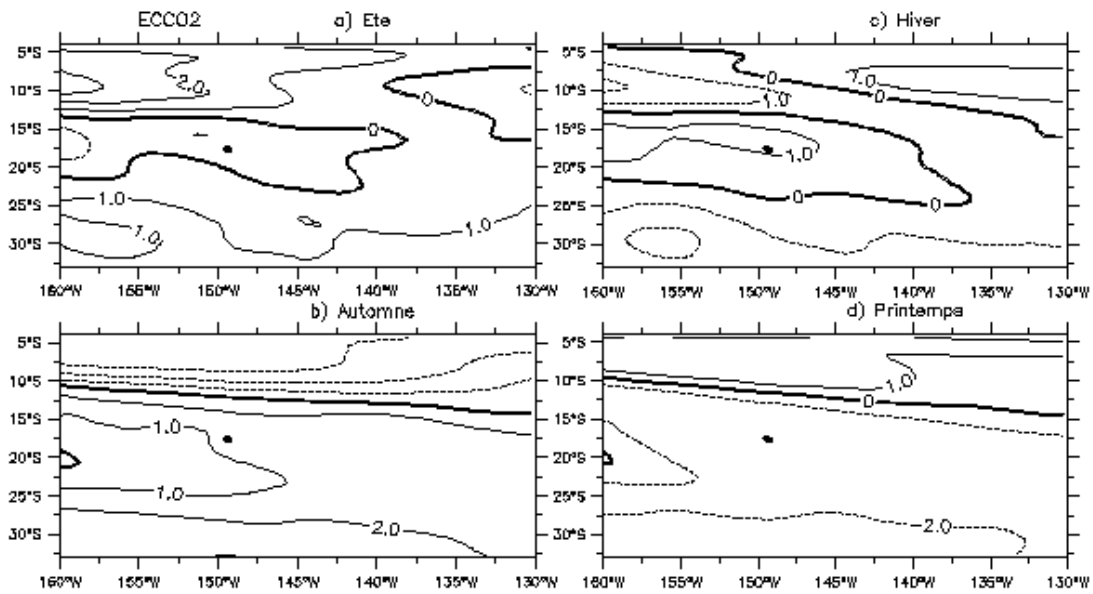


Figure III.11 : Moyennes saisonnières des SSHA du modèle ECCO-2, de janvier 1994 à décembre 2004, en : a) été, b) automne, c) hiver et d) printemps. Les iso contours sont tracés tous les 1 cm, et les valeurs négatives sont en pointillées.

La corrélation entre les SSHA altimétriques et issues de ROMS est supérieure à 0.6 dans toute la partie nord de la zone (Figure III.12). Au centre, vers 130°W et 14°S, elle est en moyenne de 0.5. Cette diminution de la corrélation se situe dans la région la moins variable de la ZEE, mais il est notable que sur la frontière est, le comportement saisonnier de la SSHA est semblable à celui du modèle ECCO-2. Au sud, elle est beaucoup plus faible dans la région tourbillonnaire méso-échelle, le modèle ne pouvant reproduire fidèlement les tourbillons et leur évolution.

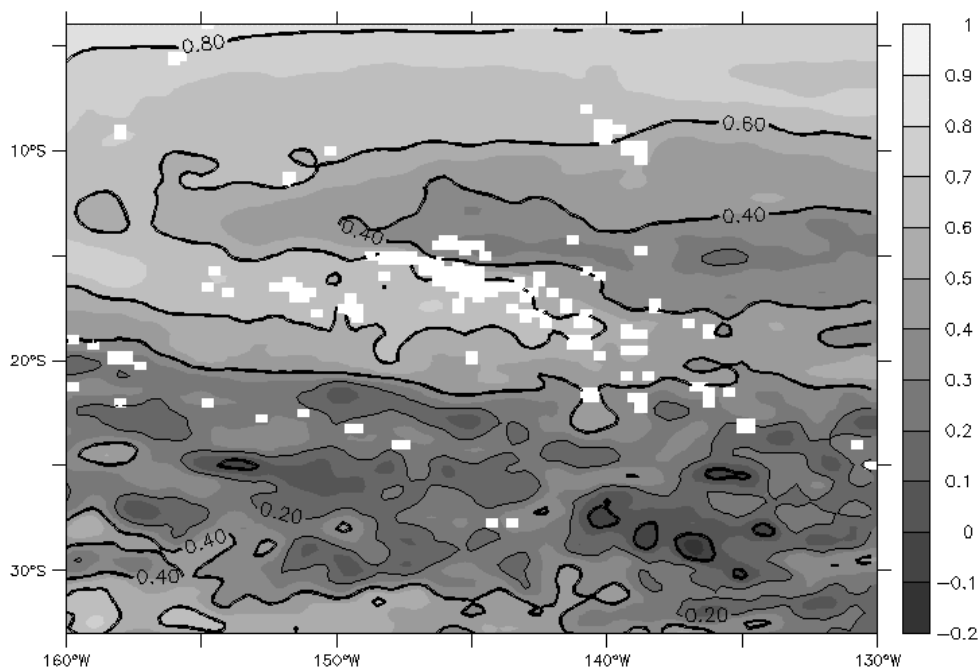


Figure III.12 : Corrélation entre les SSHA du modèle et de TP/ERS du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 2004. Les iso contours sont tracés tous les 0.2, et sont en gras pour des valeurs supérieures à 0.4.

III.2.a.ii Fonctions Orthogonales Empiriques (EOF)

La composante inter annuelle du signal de SSHA a été calculée en appliquant au signal mensuel un filtre de Hanning de 25 mois (Delcroix and Picaut, 1998). Au signal initial on retranche cette composante inter annuelle pour obtenir la composante saisonnière. Chaque signal est divisé par son écart type afin de normaliser les signaux issus de la décomposition en EOF qui est appliquée au signal inter annuel et au signal saisonnier afin de caractériser la variabilité de la SSHA de TP/ERS et du modèle ROMS.

La Figure III.13 présente les trois premiers modes des EOFs du signal inter annuel de la SSHA de TP/ERS. Le mode 1 représente 38 % de la variance totale du signal. Le gradient méridien de variabilité spatiale est très marqué avec une opposition entre le nord et le sud par rapport à 16°S, la région de plus forte variabilité étant la zone équatoriale. Le signal temporel montre que ce gradient spatial provient du signal ENSO. On retrouve les crêtes correspondant aux événements El Niño à la fin des années 1995, 1997 et 2002, tandis qu'en opposition de phase, les creux correspondent aux événements La Niña de 1996 et celui très fort de 1998/1999. Les travaux de Delcroix (1998) ont porté sur un signal inter-annuel, de hauteur dynamique relative à 400 dbar, dans le Pacifique de 30°N à 30°S (20°S au niveau de la Polynésie française), de 1973 à 1995 et à partir de données XBT et CTD et de bouées TAO. Ses résultats montrent un phénomène oscillatoire entre l'ouest et l'est du Pacifique équatorial qui se traduit par une élévation du niveau de la mer à l'est (où se trouve notre région d'étude) pendant El Niño et un abaissement pendant La Niña. Dans la ZEE Polynésienne, on retrouve ce phénomène d'élévation (abaissement) de la SSHA pendant El Niño (La Niña) sur [4°S-15°S] et le phénomène inverse entre [15°S-28°S]. La structure spatiale et le signal temporel de ce mode semblent correspondre au mode 2 dans ROMS (31 % de la variance totale).

Avec 23 % du signal inter annuel des observations, le mode 2 présente une tendance du signal de plus basse fréquence que le mode 1 bien que le phénomène El Niño de 1997/1998 soit parfaitement marqué. Ce pic dans le signal temporel se traduit par une opposition de phase du comportement de la SSHA entre la région du SECC et le reste de la zone. Peut être en raison de l'incursion particulièrement forte vers l'est (jusqu'à 150°W) de ce contre courant en Polynésie française pendant El Niño 1997/1998.

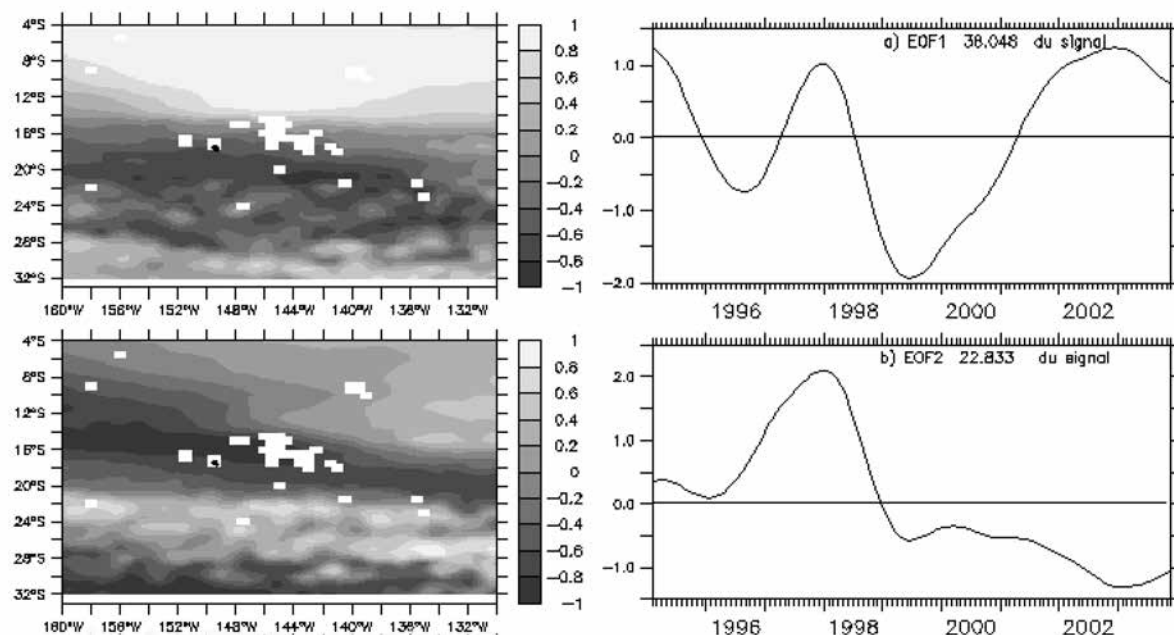


Figure III.13 : Deux premiers modes des EOFs du signal inter annuel de SSHA (TP/ERS) de 1995 à 2003. La colonne de gauche représente la variation spatiale et celle de droite la variation temporelle. La variance de chaque mode est indiquée dans la colonne de droite.

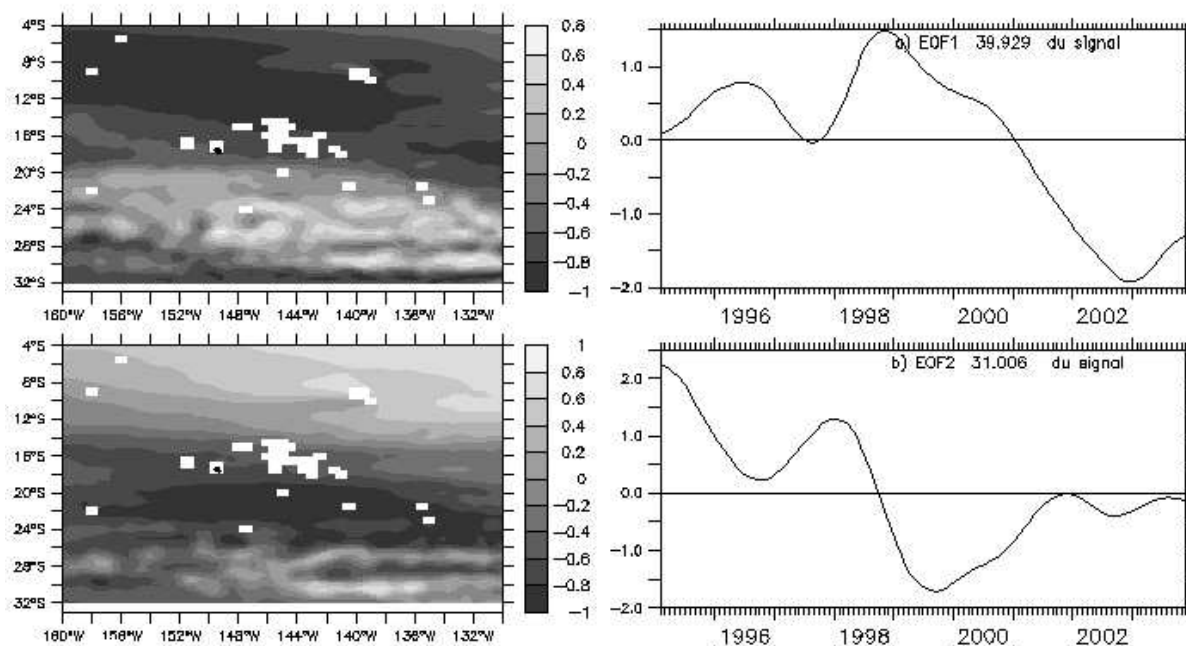


Figure III.14 : Même légende que la Figure III.13 pour le signal inter annuel de SSHA du modèle ROMS.

La Figure III.15 présente les trois premiers modes des EOFs du signal saisonnier de la SSHA de TP/ERS. Le mode 1 représente 23.5 % de la variance totale du signal. Les extrema de ce signal oscillatoire se positionnent en été austral et hiver austral. Spatialement, le mode 1 traduit la variation nord/sud dans la ZEE, avec une SSHA beaucoup plus élevée au sud les deux premiers trimestres de l'année comme le montrait précédemment la Figure III.10 des SSHA saisonnières. En accord avec les résultats de Delcroix and Picaut (1998), au nord la SSHA est plus basse en automne et en hiver.

Sur le mode 2 (11.6 % de la variance totale), le caractère saisonnier du signal est moins régulier. De 8°S à 18°S, les SSHA varient d'est en ouest. Ce mode met en valeur la présence saisonnière du SECC, centré sur 12°S en été austral, ainsi que son renforcement pendant El Niño 1997/1998 avec un pic plus important sur le signal temporel en 1998. En effet, cette bande en latitude est divisée en deux parties : à l'ouest s'écoule vers l'est le SECC, à l'est s'écoule vers l'ouest le SEC. Au sud de 22°S les contrastes de gradients dans la zone tourbillonnaire méso-échelle sont bien marqués.

La décomposition en EOFs du signal saisonnier des SSHA du modèle (Figure III.16) est proche, de celle de TP/ERS. Le premier mode (21 % de la variance totale du signal contre 23.5 % pour TP/ERS) présente un signal saisonnier bien marqué avec un pic signalant le phénomène El Niño à la fin de l'année 1997, et une distribution de la variabilité spatiale orientée nord/sud. Le mode 2 (12 % du signal) présente bien la variabilité saisonnière du signal temporel, et la variabilité spatiale est proche de celle présentée ci dessus pour le signal de TP/ERS.

En conclusion, le modèle ROMS reproduit de manière satisfaisante chaque mode du signal saisonnier. L'événement El Niño 1997-1998 est bien représenté, mais les deux premiers modes inter annuels sont difficilement comparables.

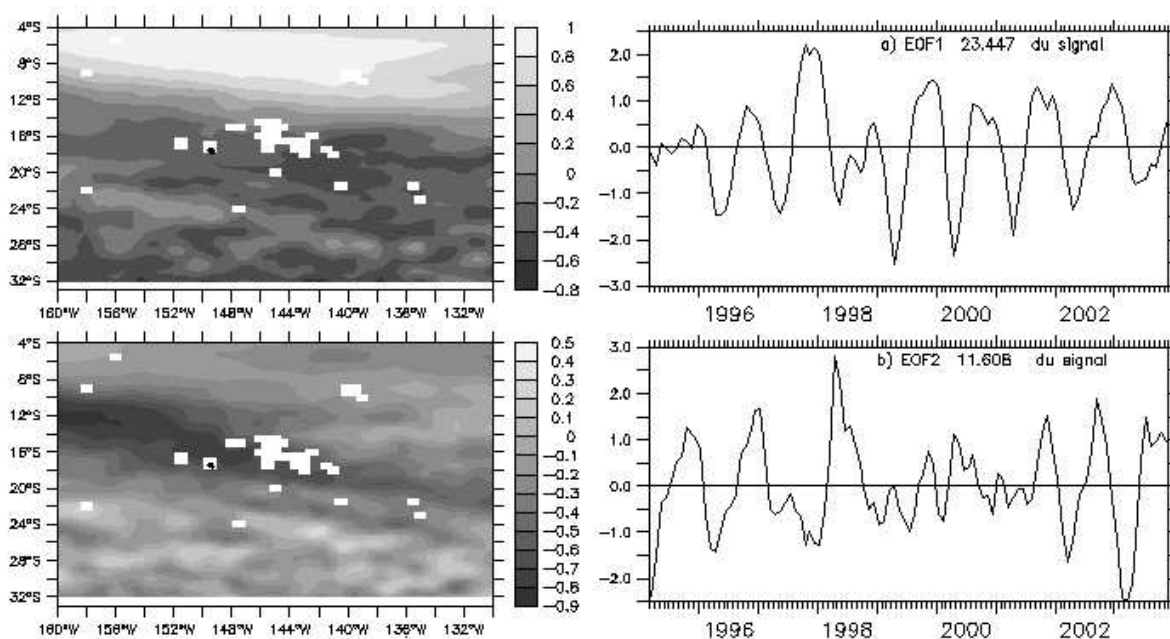


Figure III.15 : Trois premiers modes des EOFs du signal saisonnier de SSHA (TP/ERS) de 1995 à 2003. La colonne de gauche représente la variation spatiale et celle de droite la variation temporelle. La variance de chaque mode est indiquée dans la colonne de droite.

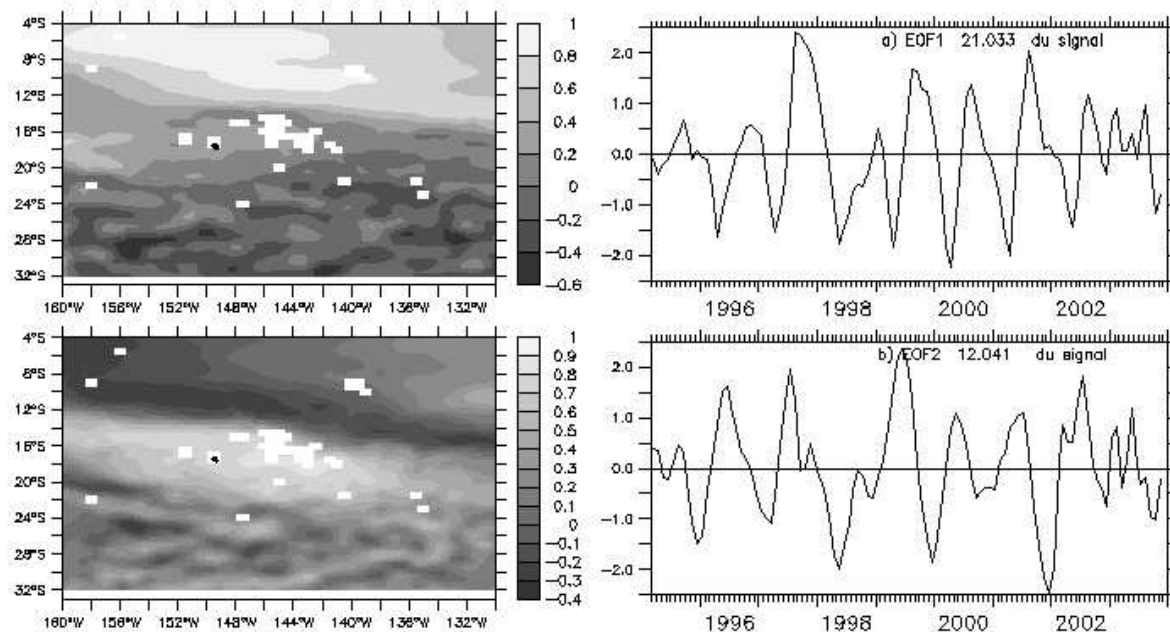


Figure III.16 : Même légende que Figure III.15 pour le signal saisonnier de SSHA du modèle ROMS.

III.2.a.iii Diagrammes Latitude (Longitude) - Temps

L'analyse précédente a permis de visualiser dans leur globalité les variations temporelles et spatiales. L'analyse de séries temporelles a donc pour objectif de quantifier les variations de SSHA et d'identifier certains phénomènes physiques qui sont à la base de ces fluctuations. Les diagrammes latitude-temps et longitude-temps des sorties du modèle et des sorties satellites sont respectivement tracés à 160°W, 150°W, 140°W et 130°W, et à

5°S, 10°S, 15°S, 20°S, 25°S et 30°S. Pour des raisons de concision ne seront présentées dans cette section que ceux tracés à 160°W, 140°W, 5°S et 25°S, les autres n'apportant pas (ou peu) d'informations complémentaires.

A 160°W, le diagramme issu des données altimétriques TP/ERS (Figure III.17.b) montre deux régions avec un comportement bien distinct. Au nord, de 3°S à 20°S, les SSHA oscillent entre 7 cm et -7 cm sur des périodes de temps très courtes hors périodes El Niño. Pendant les trois phénomènes El Niño marquant la période 1994-2004 (1994/1995, 1997/1998 et 2002/2003), la SSHA augmente et atteint 20 à 25 cm jusqu'à 10°S-15°S. Seul le phénomène La Niña de 1998/1999 est bien visible avec une forte baisse de la SSHA (-20 à -30 cm) jusqu'à 20°S. Le premier événement El Niño se traduit par avec une élévation du niveau de la mer supérieure à 10 cm vers novembre 1994 entre 4°S et 10°S. Celle-ci se propage vers le sud à partir de janvier 1995 et atteint 15°S en mars 1995. D'août à décembre 1997, une seconde élévation importante est visible jusqu'à 10°S. Elle marque le très fort El Niño de 1997/1998. Il est suivi par un très fort phénomène La Niña qui se traduit par un abaissement du niveau de la mer jusqu'à -20/-30 cm entre 3°S et 10°S, d'avril 1998 à juin 1999 et atteignant même 20°S de février à août 1998. De décembre 2001 à 2004, plusieurs événements de SSHA fortement positives (20 cm) apparaissent entre 3°S et 7°S puis se propagent vers le sud jusqu'à 17°S au cours des 3 à 4 mois suivants, semblant être associés à un début d'événement El Niño. Seul l'événement initié fin 2002 est associé à un El Niño, l'augmentation de la SSHA se propageant vers le sud et atteignant 17°S vers mars 2003.

Plus au sud, entre 20°S et 30°S, se situe la zone tourbillonnaire. Des tourbillons stationnaires sont visibles et les amplitudes de SSHA sont très fortes (de 20 cm à -20 cm). Entre 1994 et 1996 on observe une tendance des anomalies à être négative, puis celle-ci s'inverse à partir de 1997.

Le modèle reproduit bien à 160°W (Figure III.17.a) les différentes structures au nord comme au sud de la zone. Cependant, la Figure III.17.c montre que le signal du modèle est moins énergétique que celui de TP/ERS avec une sous estimation des SSHA dans la région nord ([3°S-15°S]) de 1 à 3 cm en moyenne et jusqu'à une quinzaine de centimètres de 10°S à 20°S pendant El Niño de 1994 à 1996 et en 1998/1999. De 20°S à 33°S, l'amplitude des différences entre les deux jeux de données (Figure III.17.c) provient en partie de la différence de phase de la propagation des tourbillons. Le niveau de la mer dans la ZEE Polynésienne tend à augmenter à partir de 2002 pour l'ensemble de la zone (Figure III.17.a et b) et particulièrement entre 10°S et 20°S pour le modèle, expliquant ainsi l'augmentation sur la série temporelle des énergies cinétiques moyennées sur le volume (Figure III.8.a) et la surface (Figure III.8.b). La différence plus importante entre la SSHA de TP/ERS et celle de ROMS de 5°S à 15°S traduit une mauvaise propagation vers le sud des SSHA plus élevées du modèle pendant le phénomène El Niño de 2002. Cet écart encore bien visible à 150°W s'amenuise vers l'est en s'éloignant de la zone d'influence à l'ouest.

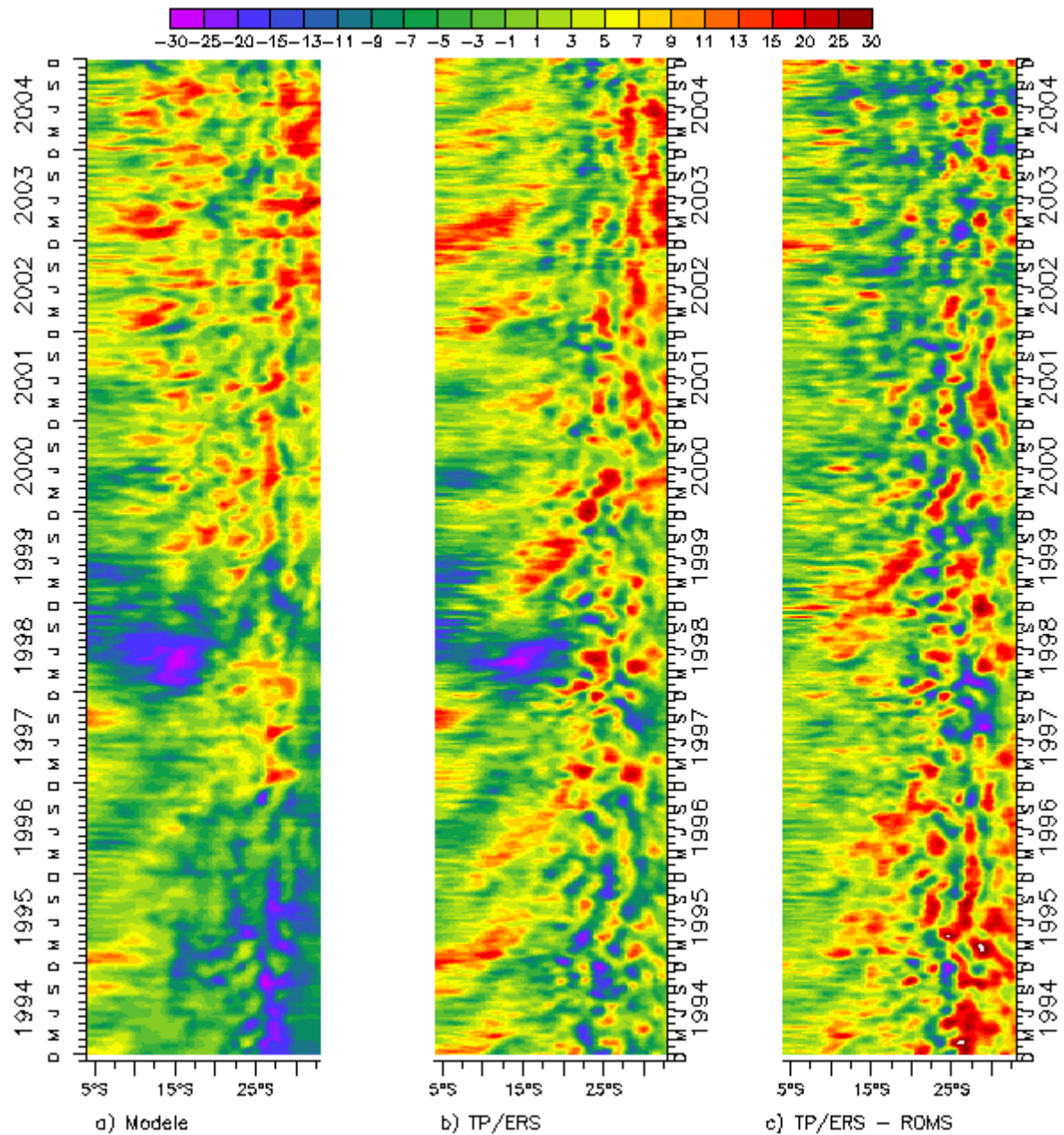


Figure III.17 : Diagrammes latitude-temps des SSHA (cm) a) du modèle ROMS, b) de TP/ERS, c) de la différence entre les deux signaux, du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 2004, à 160°W.

Les diagrammes latitude-temps à 150°W, 140°W et 130°W sont assez similaires à celui présenté à 160°W concernant les différents types de structures entre le nord et le sud de la zone (Figure III.18). En revanche, pour TP/ERS comme pour le modèle, les amplitudes de SSHA diminuent vers l'est ainsi que la différence entre les deux jeux de données (Figure III.18). Paradoxalement, le signal de 1997 est plus marqué à l'est de 160°W. Il est visible jusqu'en février 1998 et se propage vers le sud jusqu'à 15°S à 140°W et 18°S à 130°W. Au sud, dans la zone tourbillonnaire, les tourbillons méso-échelles se dissipent lors de leur propagation vers l'est.

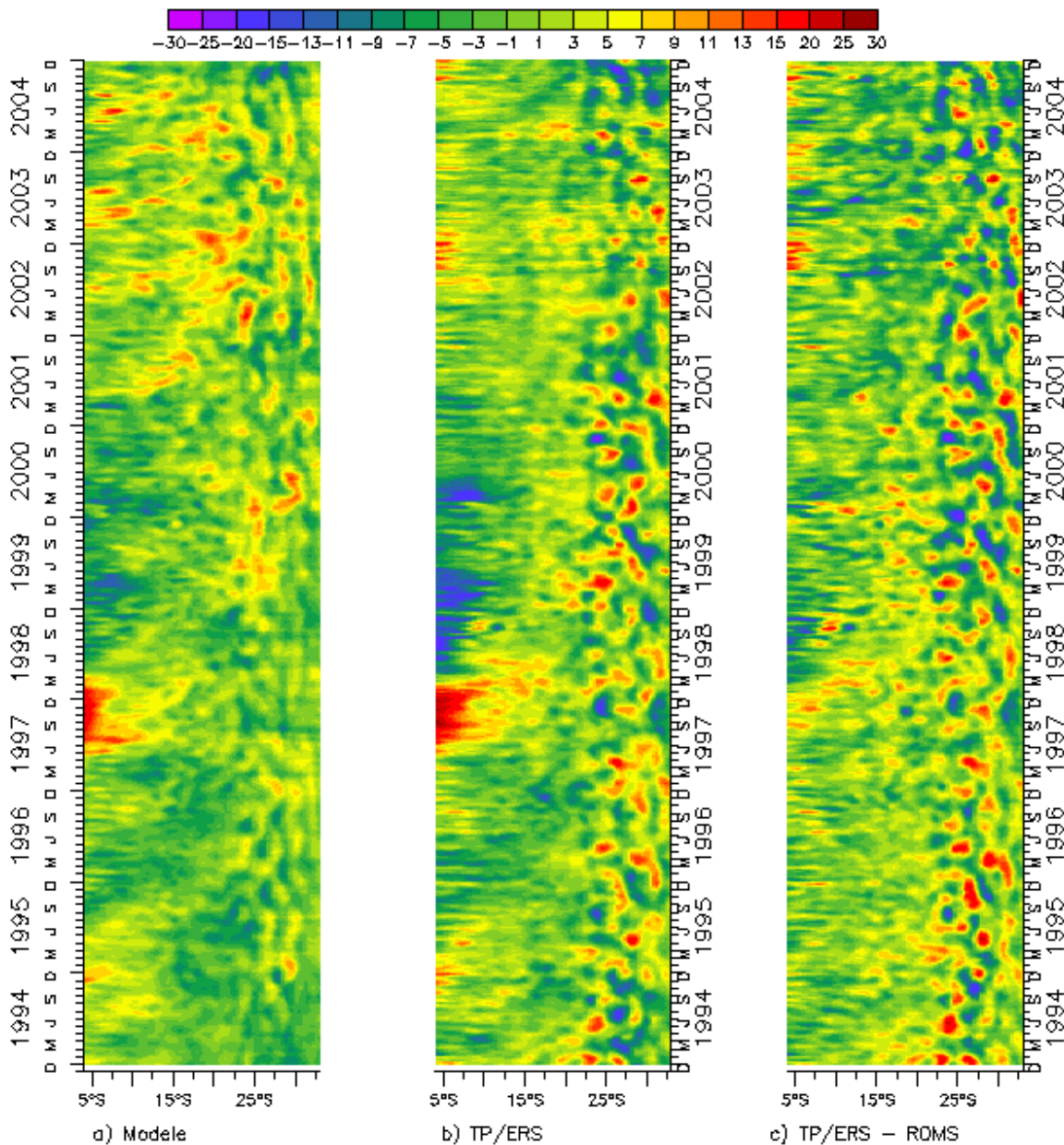


Figure III.18 : Diagrammes latitude-temps des SSHA (cm) a) du modèle ROMS, b) de TP/ERS, c) de la différence entre les deux signaux, du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 2004 à 130°W.

Les diagrammes longitude-temps apportent des informations supplémentaires sur le sens de propagation des SSHA. A 5°S, les données altimétriques montrent une propagation est/ouest de l'élévation de SSHA associée aux ondes de Rossby et le SEC pendant les phénomènes El Niño de 1994, 1997 et 2002 (Figure III.19, zoom à 5°S sur la période ENSO 1996-1999). Qu'elles soient négatives ou positives, les anomalies de hauteur de mer traversent la zone de part en part de manière zonale. Ce n'est plus le cas à 10°S et 15°S pendant ENSO où les extrema de SSHA ne traversent en général que la moitié de la zone et s'arrêtent entre 135°W et 145°W. Plus l'on va vers le sud, plus la propagation des SSHA d'est en ouest le long du SEC est nette. Le modèle reproduit très bien la dynamique visible sur les données TP/ERS. Cependant, comme il a été vu précédemment, il tend à sous estimer la SSHA de 5 à 10 cm pendant les événements d'anomalies extrêmes, qu'elles soient négatives ou positives.

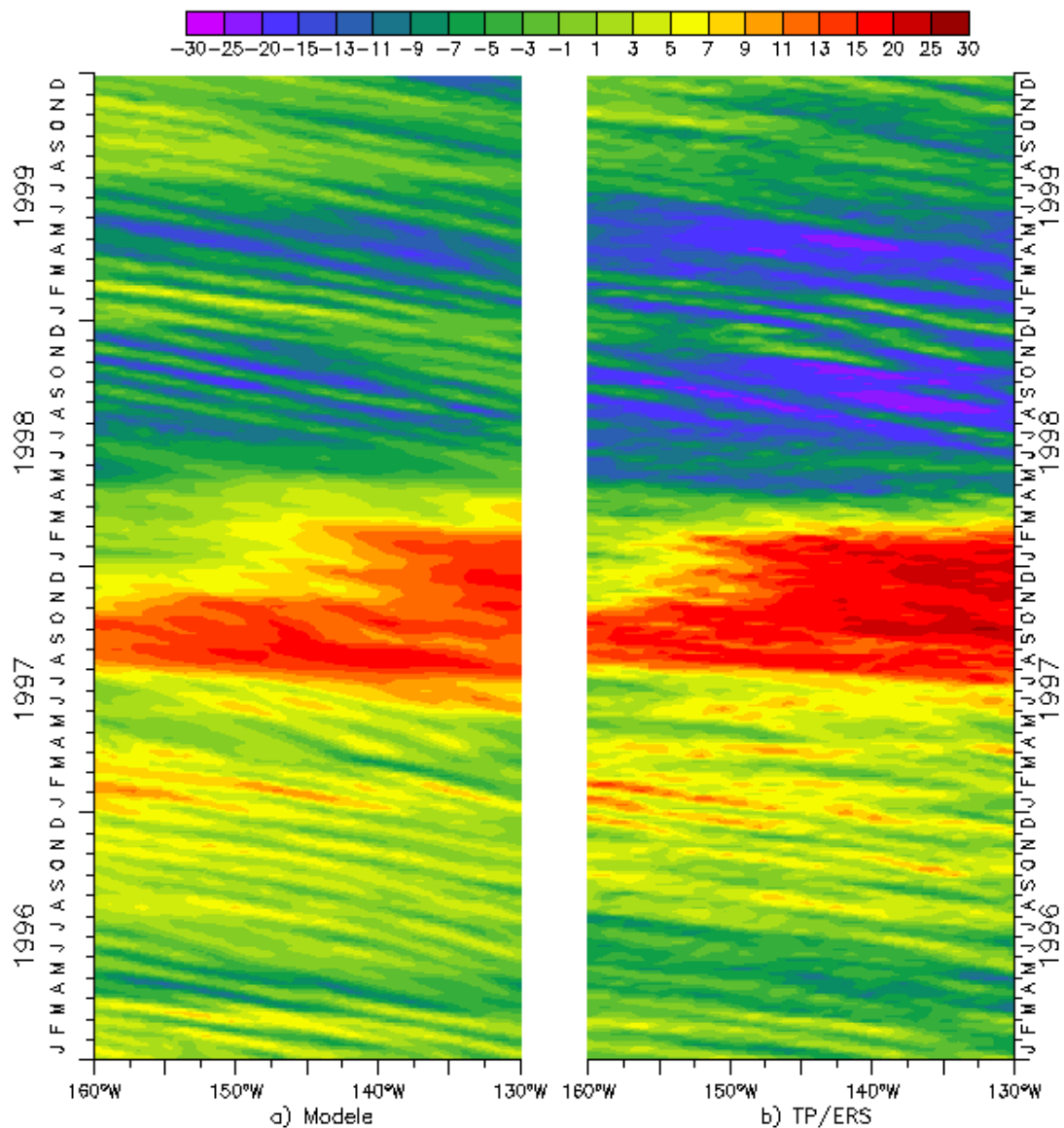


Figure III.19 Diagrammes longitude-temps des SSHA (cm) a) du modèle ROMS, b) de TP/ERS, du 1^{er} janvier 1996 au 31 décembre 1999 à 5°S.

Plus l'on s'éloigne vers les pôles, moins les effets des phénomènes d'ENSO sont visibles. En revanche, les ondes de Rossby qui se propagent d'est en ouest dans notre région d'étude deviennent de plus en plus nettes. Elles le sont particulièrement à 25°S (Figure III.20) et 30°S (non montrée) et ont d'après Wang et al. (1998) une forte composante inter et intra annuelle à cette latitude. L'onde de Rossby dominante a une échelle zonale caractéristique de 40 degrés et une période proche de 2 ans. Elle tend à être plus forte dans l'ouest du bassin que dans l'est et module à la fois inter annuellement et intra annuellement. Toujours d'après Wang et al. (1998), à cette onde de Rossby inter annuelle s'ajoute une onde de Rossby avec une période intra annuelle de 9 à 10 mois et une échelle zonale caractéristique de 16° présentant une variation temporelle et spatiale importante. Le modèle reproduit très bien les structures mais sous estime légèrement les valeurs des SSHA les plus fortes (Figure III.20) notamment en raison du jeu de forçage latéral comme il a été vu précédemment.

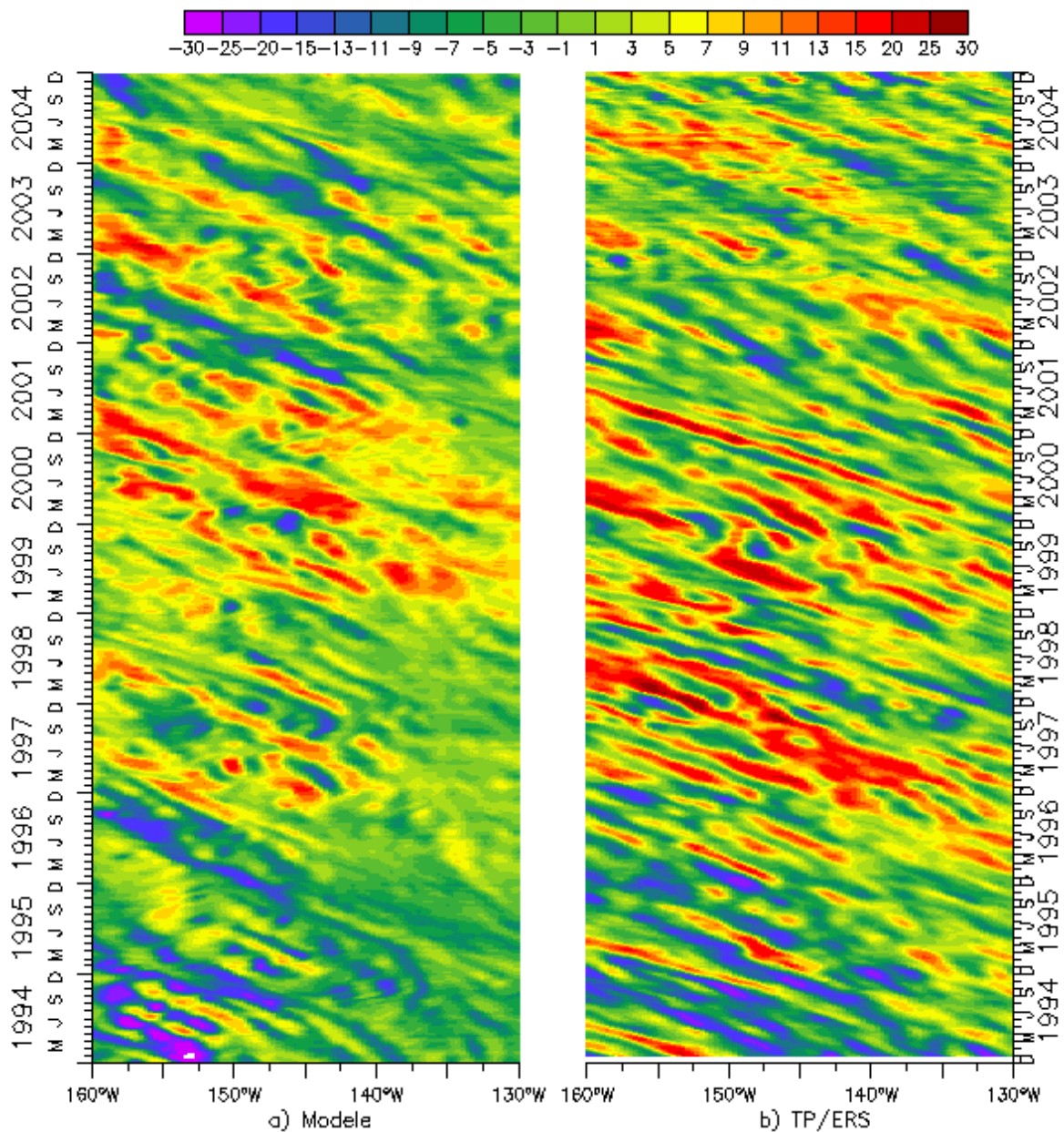


Figure III.20 : Diagrammes longitude-temps des SSHA (cm) a) du modèle ROMS, b) de TP/ERS, du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 2004, à 25°S.

Discussion

Le modèle ROMS reproduit correctement les signaux saisonniers et inter annuels mais sous estime le signal de SSHA. Si l'on compare aux frontières de la zone d'étude les diagrammes longitude-temps ou latitude-temps des SSHA de TP/ERS et des modèles ROMS et ECCO-2, on constate que la sous estimation de SSHA de ROMS est similaire à celle d'ECCO-2 dont les sorties sont utilisées aux frontières latérales et pour initialiser notre modèle.

A 161°W sur la bordure ouest, les signaux de SSHA des modèles ECCO-2 et ROMS (Figure III.21), qui se propagent vers l'est au niveau du STCC et du SPC ([20°S-33°S]), sont plus lisses et les amplitudes plus faibles que celle de TP/ERS. Il est remarquable de constater qu'indépendamment du modèle ECCO-2, ROMS va

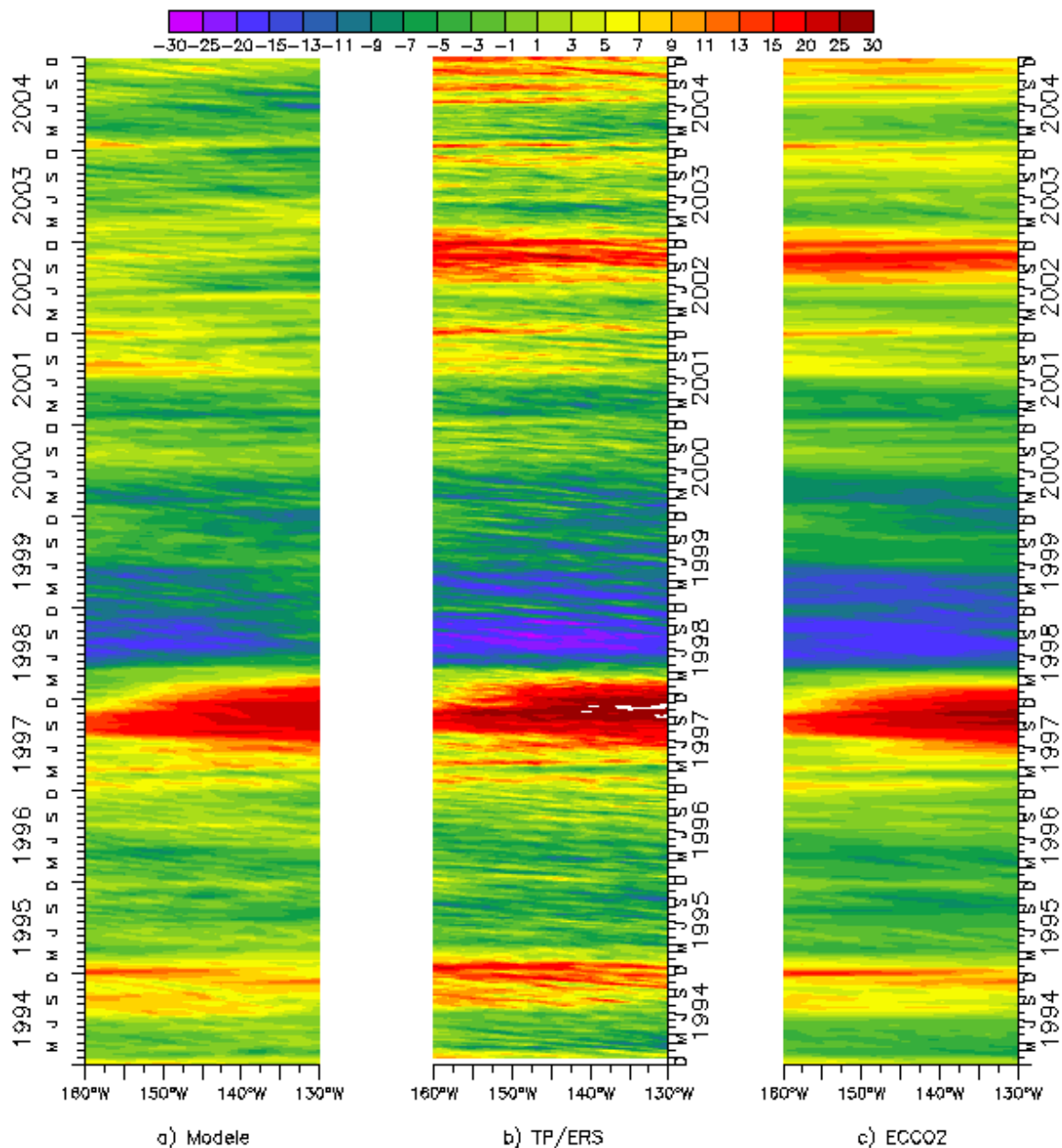


Figure III.22 : Diagrammes longitude-temps des SSHA (cm) a) du modèle ROMS, b) de TP/ERS, c) de ECCO-2, du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 2004, à 3°S.

III.2.a.iv Conclusion

Du point de vue du signal saisonnier, le modèle reproduit bien les différentes structures du nord (portées par l'EC, le SEC et le SECC), de celles méso échelles au sud (portées par le STCC et le SPC). On voit une tendance générale du modèle ROMS à sous estimer l'amplitude des SSHA de quelques centimètres. L'origine de cette sous estimation peut être imputée au modèle de forçage latéral ECCO-2. Il est cependant remarquable que malgré cela, le modèle ROMS reproduise aussi bien la variabilité intrinsèque de la région méso échelle au sud de la zone d'étude.

Concernant les périodes extrêmes, pendant ENSO, le signal de SSHA est bien reproduit malgré une sous estimation de l'amplitude de SSHA plus importante qu'en période saisonnière au nord de la zone. A la frontière

nord (Figure III.22) le modèle ROMS reproduit bien le signal inter annuel jusqu'en 2001, ce qui n'est plus le cas après. En revanche, plus l'on s'éloigne de la bordure nord, plus le modèle reproduit correctement le signal inter annuel même après 2001 (Diagrammes longitude-temps à 5°S, 10°S, 20°S non montrés ici).

III.2.b Température de surface de la mer

Le signal de hauteur de mer des données satellites comparé à celui du modèle ROMS a été analysé. Les variations saisonnières et inter annuelles des SSHA ont été caractérisées de même que les faiblesses du modèle ROMS. La partie qui suit s'attèle à la même tâche concernant les températures de surface de la mer (SST).

III.2.b.i Moyenne et variabilité spatiale

La répartition spatiale de la moyenne annuelle de la température de surface, issue du radiomètre infrarouge TMI (Figure III.23.b) de janvier 1998 à janvier 2003, présente deux zones distinctes dans la ZEE Polynésienne. Entre 5°S et 20°S se trouve l'extrémité est de la langue d'eau chaude. Centrée sur 11°S, elle possède une SST moyenne comprise entre 29°C et 27°C d'ouest en est. L'écart type de la SST dans cette région est d'environ 0.8°C à 1.25°C et descend jusqu'à 0.6°C à l'ouest où l'eau est la plus chaude (29°C) (Figure III.24.b). Au sud de 20°S, la répartition de la SST est zonale et suit celle de la distribution du rayonnement solaire à la surface. Le gradient thermique est important et la valeur moyenne de la SST diminue rapidement tandis que la latitude et l'écart type augmentent. De 27°C à 20°S, elle chute à 21°C à 30°S. Il s'agit de la zone la plus variable de la ZEE Polynésienne où l'écart type atteint 2°C. Cette variabilité est due aux fluctuations saisonnières de la position de la zone de convergence océanique.

Au niveau de la langue d'eau chaude, les valeurs de SST du modèle sont inférieures à celles de TMI d'environ 1.2°C et 0.7°C à respectivement 160°W et 130°W (Figure III.23.a). Aux frontières latérales du domaine, le modèle ECCO-2 (Figure III.23.d), qui force ROMS, présente des SST cohérentes avec celles de TMI et ne semble donc pas être à l'origine du biais de température de ROMS. La SST issue de NCEP (flux de surface) est légèrement inférieure à celle de TMI dans le nord ouest de la zone (Figure III.23.c). Les données NCEP initiant le calcul des flux à la surface, la sous estimation de ces derniers peut être à l'origine du biais de température en surface de ROMS. De plus, les flux du modèle ECCO-2 (qui initie et force ROMS aux frontières latérales) ont été calculés à partir des données NCEP et réestimés à chaque pas de temps contrairement à ceux de notre modèle qui proviennent également des données NCEP. Cette non réestimation des flux du modèle peut être une autre source d'erreur. Cette hypothèse semble être confirmée aux vues de tests de sensibilité réalisés à l'IRD Nouméa sur différentes simulations portant sur la Nouvelle Calédonie. La relaxation des flux du modèle vers ceux de forçage leur a permis de réduire sensiblement les biais et la diffusion verticale de sel qui existaient (www.ird.nc/UR65/ROMS/CHANTIERS/Sensibilite_ZEE_RUN3_EXP456.html).

Malgré ce décalage des valeurs des SST, le modèle reproduit très bien leur variabilité (Figure III.24.a et Figure III.25). La corrélation entre les SST moyennes du modèle et celles des données satellites (Figure III.25) est supérieure à 0.8 sur 80% de la région et comprise entre 0.6 et 0.7 dans le nord ouest de la zone où le modèle tend à sous-estimer la SST (Figure III.23.a).

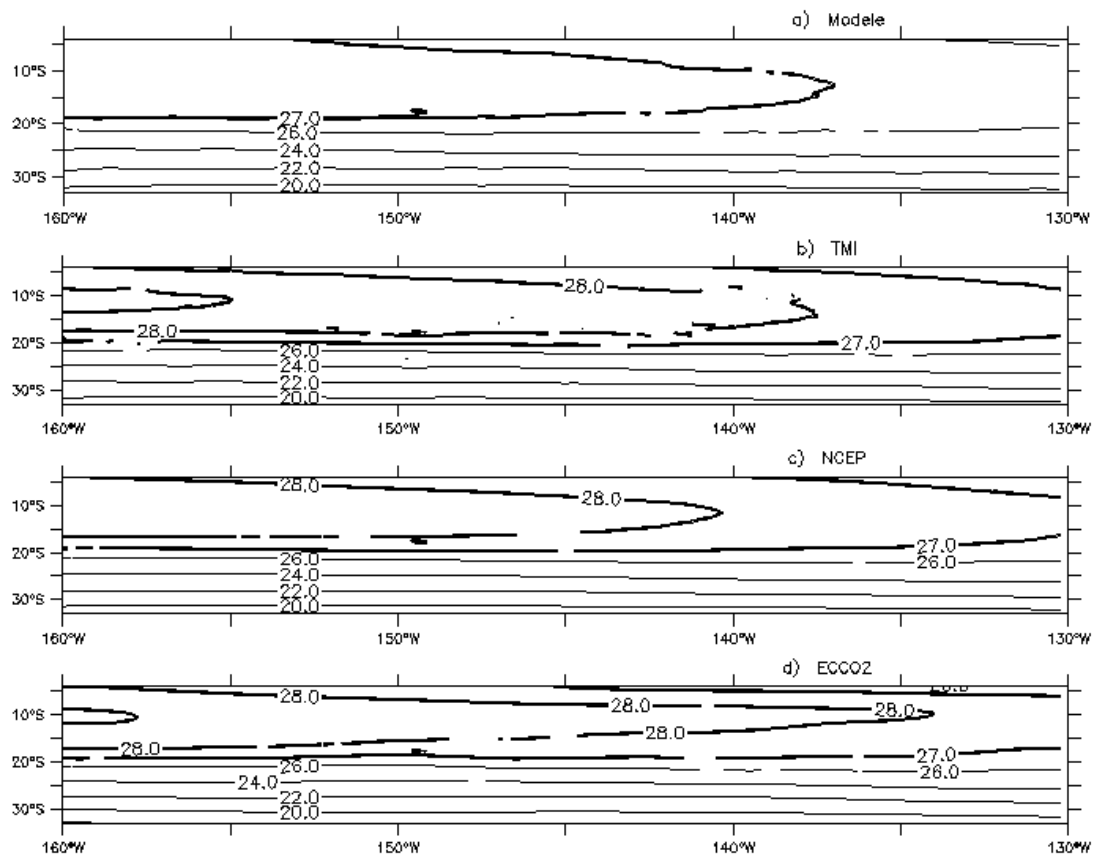


Figure III.23 : Moyenne annuelle de la température de surface (°C) du : a) modèle, b) radiomètre infrarouge TMI, c) du modèle NCEP, d) du modèle ECCO-2 de janvier 1998 à janvier 2003. Les iso contours sont tracés tous les 2°C de 14°C à 26°C et tous les 1°C en gras pour des valeurs supérieures ou égales à 27°C.

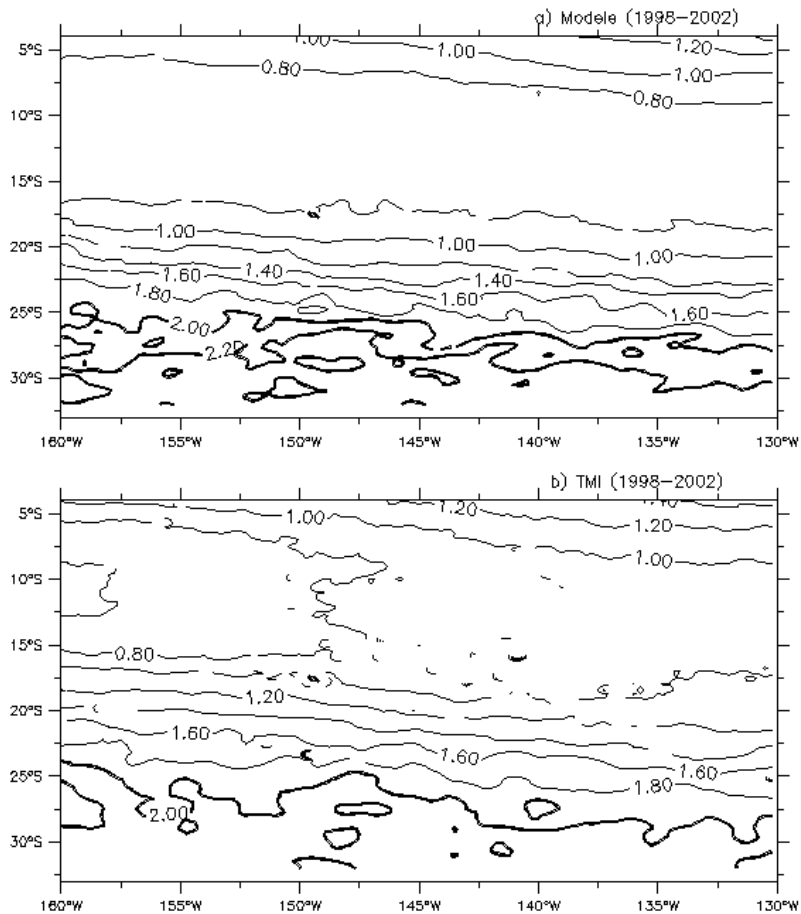


Figure III.24 : Déviation standard ($^{\circ}\text{C rms}$) de la SST du : a) modèle, b) du radiomètre infrarouge TMI de janvier 1998 à janvier 2003. Les iso contours sont tracés tous les 0.1°C rms et sont en gras pour des valeurs supérieures à 2°C rms .

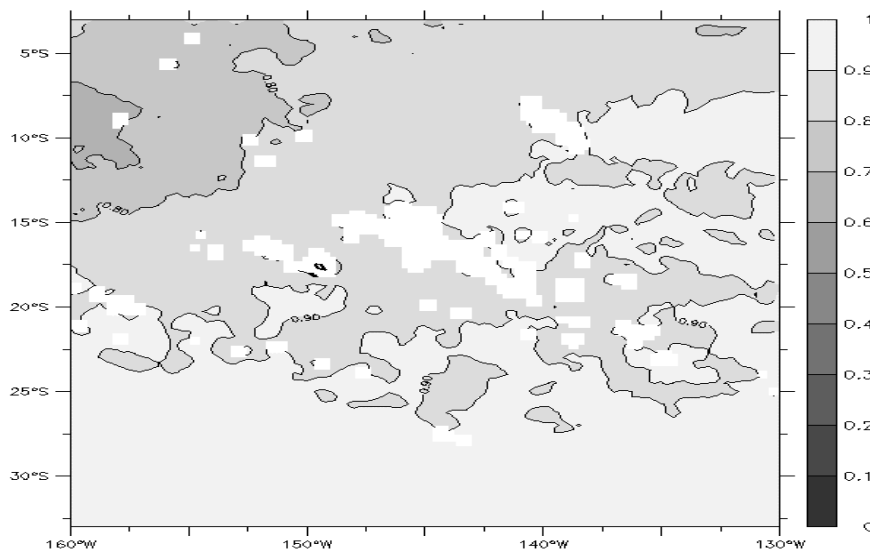


Figure III.25 : Corrélacion entre les SST du modèle et de TMI de janvier 1998 à janvier 2003. Les iso contours sont tracés tous les 0.1° .

La carte de variations saisonnières des SST issues de TMI (Figure III.26.b) montre des valeurs maximales pendant l'été austral. Au nord, la SST est comprise entre 29.8°C à l'ouest et $27-28^{\circ}\text{C}$ à l'est. Au sud, les

isothermes 28°C et 23°C se situent respectivement à 20°S et 30°S. Au second trimestre la SST décroît et au troisième trimestre l'hiver austral est installé. Les SST hivernales sont plus faibles, d'environ 2°C dans la région nord et de 3 à 5°C au sud (avec respectivement 25°C et 18°C à 20°S et 30°S), par rapport aux valeurs estivales.

La sous estimation des SST du modèle ROMS vu précédemment dans le nord de la zone semble accentuée en été austral où la différence avec les données satellites atteint 2°C (Figure III.26.a). Si le biais de température est effectivement du aux flux (hypothèse soumise un peu plus haut), il est cependant difficile de savoir quels sont ceux mis en cause : radiation, chaleur latente ou sensible, E-P. On remarque cependant que le biais se situe dans la région la plus chaude et s'accroît en été. Des tests supplémentaires pour évaluer la sensibilité du modèle aux différents flux sont à effectuer.

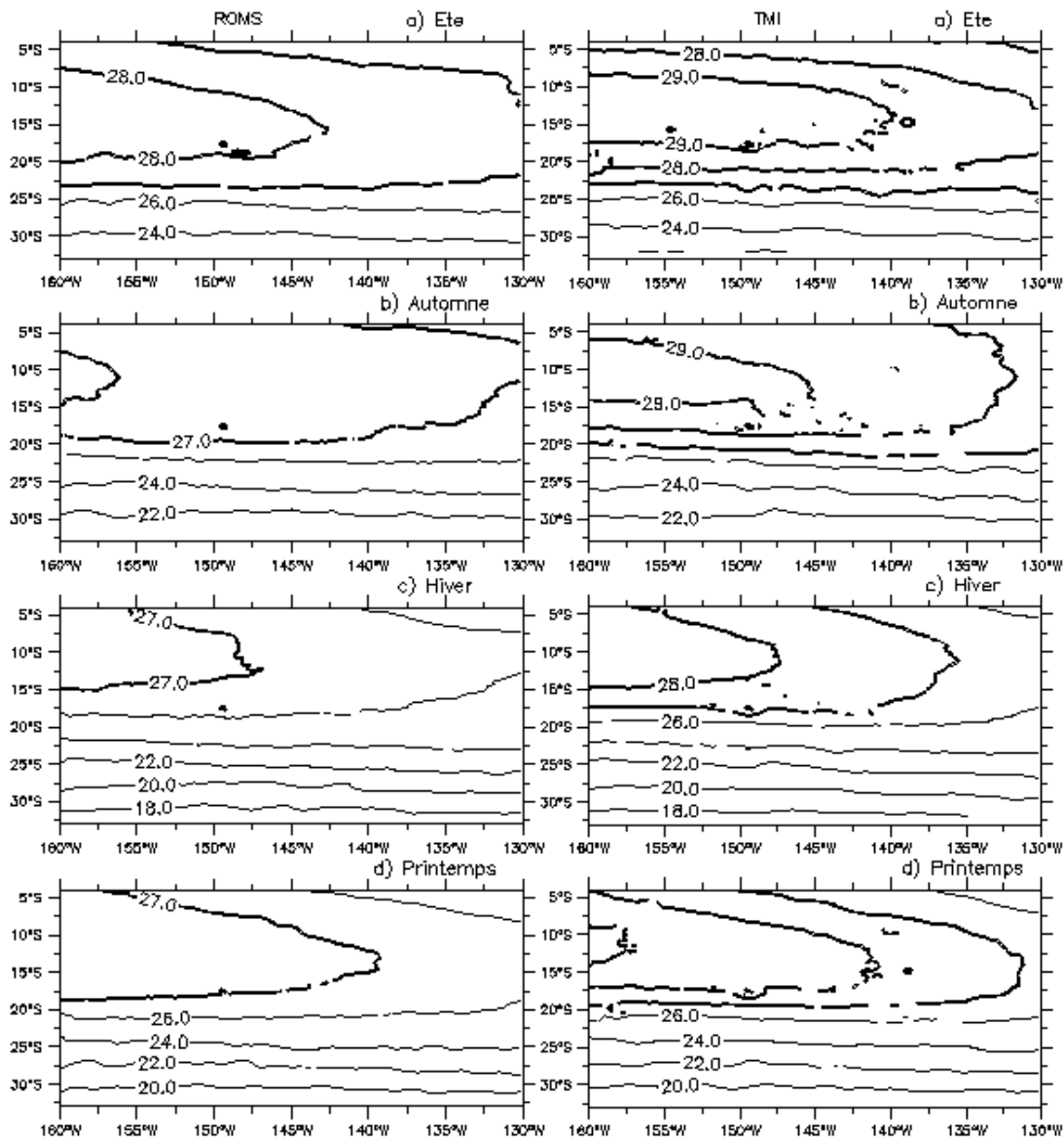


Figure III.26 : Variations saisonnières des SST du modèle ROMS (colonne de gauche) et du radiomètre infrarouge TMI (colonne de droite) en a) été, b) automne, c) hiver, d) printemps de janvier 1998 à janvier 2003. Les iso contours sont tracés tous les 1°C et sont en gras pour des valeurs supérieures à 27°C.

III.2.b.ii Fonctions Orthogonales Empiriques (EOF)

De même que pour la SSHA, les EOFs ont été appliquées aux anomalies de SST (SSTA), moyennées mensuellement de janvier 1998 à juin 2003 et divisées par leur écart type pour normaliser les résultats. L'utilisation d'anomalies de température permet de centrer les résultats de la décomposition en valeurs singulières. Compte tenu de la longueur de la série (1997-2003), le cycle inter annuel n'est pas complet. En effet, si l'on applique, de même que précédemment pour les SSHA, un filtre de Hanning de 25 mois pour obtenir la composante inter annuelle, la période du signal se réduit à [1999-2001]. Le signal n'a donc ici pas été filtré.

Avec 66 % de la variance totale du signal, le mode 1 de la décomposition en EOF des SSTA issues de TMI (Figure III.27) représente le cycle saisonnier. Le caractère saisonnier du signal temporel est bien net et se traduit spatialement par un gradient zonal nord-sud particulièrement marqué entre 4°S et 10°S, au niveau de la langue d'eau chaude. En effet, celle-ci se déplace vers l'est en été austral et vers l'ouest en hiver lorsque les alizés se renforcent.

Le mode 2 (24 % de la variance totale du signal) est plus bruité. On retrouve cependant sur le signal temporel le caractère saisonnier auquel s'ajoute une composante inter annuelle. Cette dernière est caractérisée par une tendance globale d'augmentation de la SST à partir de 1999 et qui se retrouve parfaitement si l'on filtre le signal pour en extraire sa composante inter annuelle avec un filtre de Hanning de 25 mois. Spatialement, ce signal se traduit par deux zones fluctuant en opposition de part et d'autre de la ligne nord-ouest/sud-est, reliant 16°S-160°W et 24°S-130°W.

Les signaux temporels et spatiaux des deux premiers modes (respectivement 69 % et 25.5 % de la variance totale du signal) du modèle ROMS sont pratiquement identiques à ceux présentés ci dessus et issus des données de SSTA de TMI. Comme dans le cas de la SSHA, le cycle saisonnier domine fortement. La courte série de données ne permet cependant pas de discerner de façon claire la variation inter annuelle des SST des données satellites. Les différences sont surtout observées sur les composantes spatiales où les résultats issus du modèle ROMS présentent davantage de petites structures et où le gradient nord/sud est plus fort.

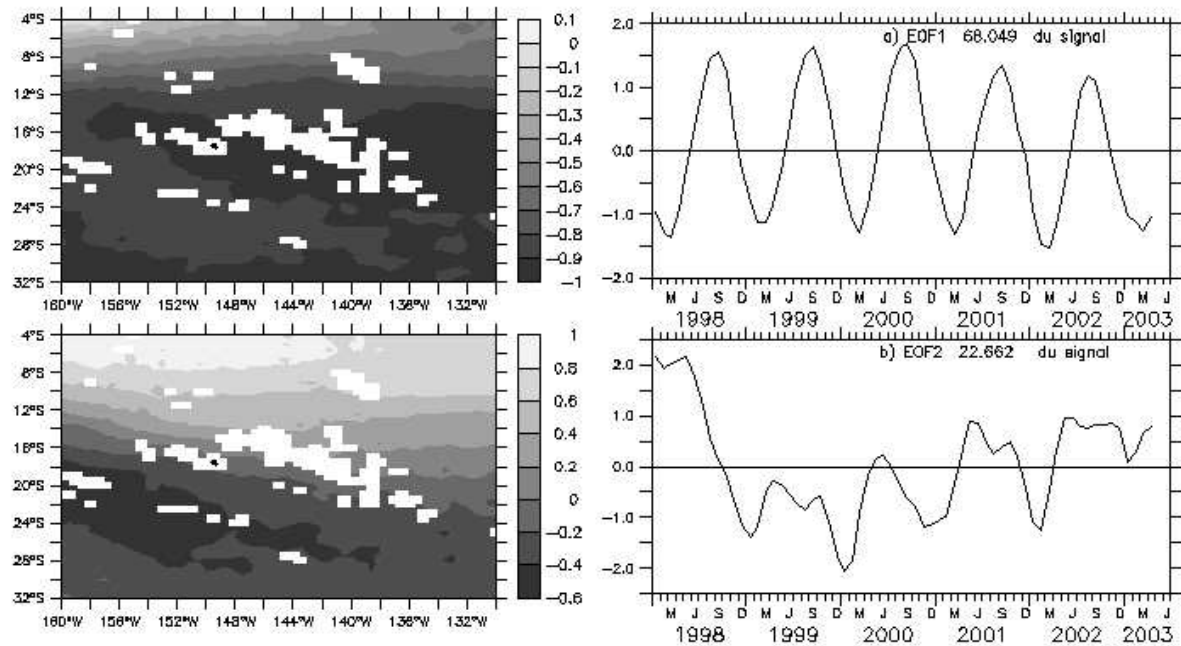


Figure III.27 : Deux premiers modes des EOFs du signal de SSTA issu de TMI de janvier 1998 à juin 2003. La colonne de gauche représente la variation spatiale et celle de droite la variation temporelle. La variance de chaque mode est indiquée dans la colonne de droite.

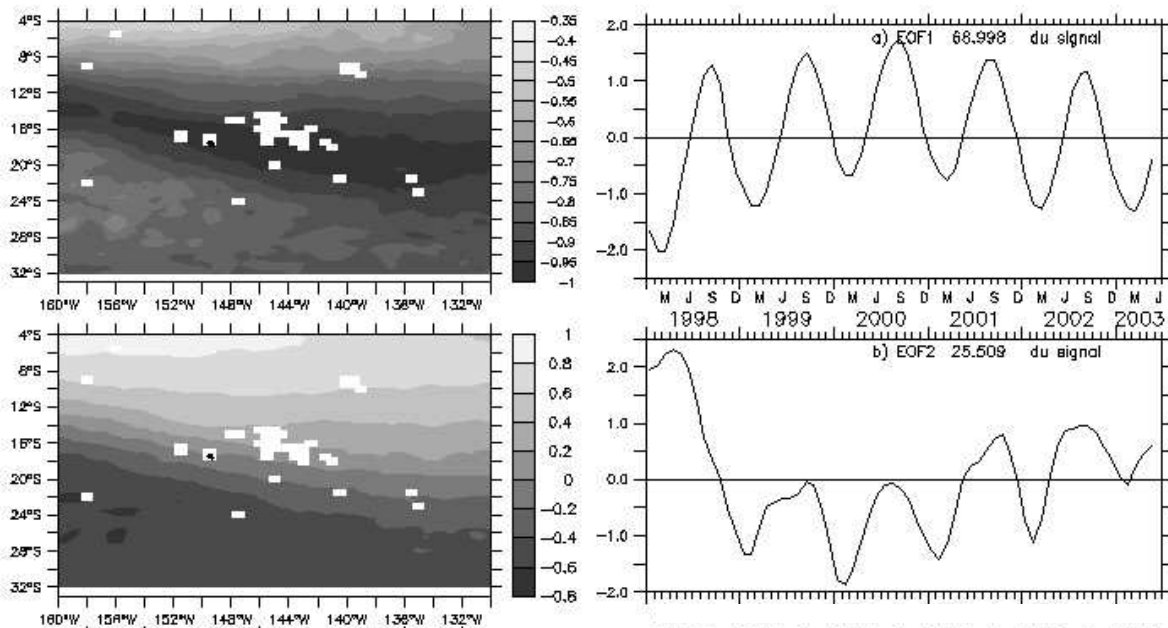


Figure III.28 : Deux premiers modes des EOFs du signal de SSTA issu de ROMS de janvier 1998 à juin 2003. La colonne de gauche représente la variation spatiale et celle de droite la variation temporelle. La variance de chaque mode est indiquée dans la colonne de droite.

III.2.b.iii Diagrammes Latitude (Longitude) - Temps

Le diagramme latitude-temps à 160°W (Figure III.29) marque la régularité du cycle saisonnier des températures de surface issues du satellite. L'incursion vers le sud de la langue d'eau chaude en été austral est marquée par l'isotherme 26°C en noir qui atteint 27°S à la fin de chaque mois de février contre 18°S six mois plus tard, en hiver austral. Les années 1998, 2002 et 2003, marquées par le phénomène El Niño, voient la SST du mois de février atteindre les 30°C entre 10°S et 18°S. En 1997/1998, El Niño ayant été particulièrement fort, la zone de température supérieure à 30°C s'étend jusqu'à 5°S pendant plusieurs mois. Au nord de 5°S, l'isotherme 26°C marque l'advection des eaux plus froides issues de l'upwelling équatorial qui atteignent jusqu'à 5°S-6°S en été 1998/1999 et 1999/2000.

Comme il a été montré dans les paragraphes précédents, ROMS reproduit bien les variations spatiales et temporelles mais sous estime la valeur des températures de 1 à 2°C (Figure III.29).

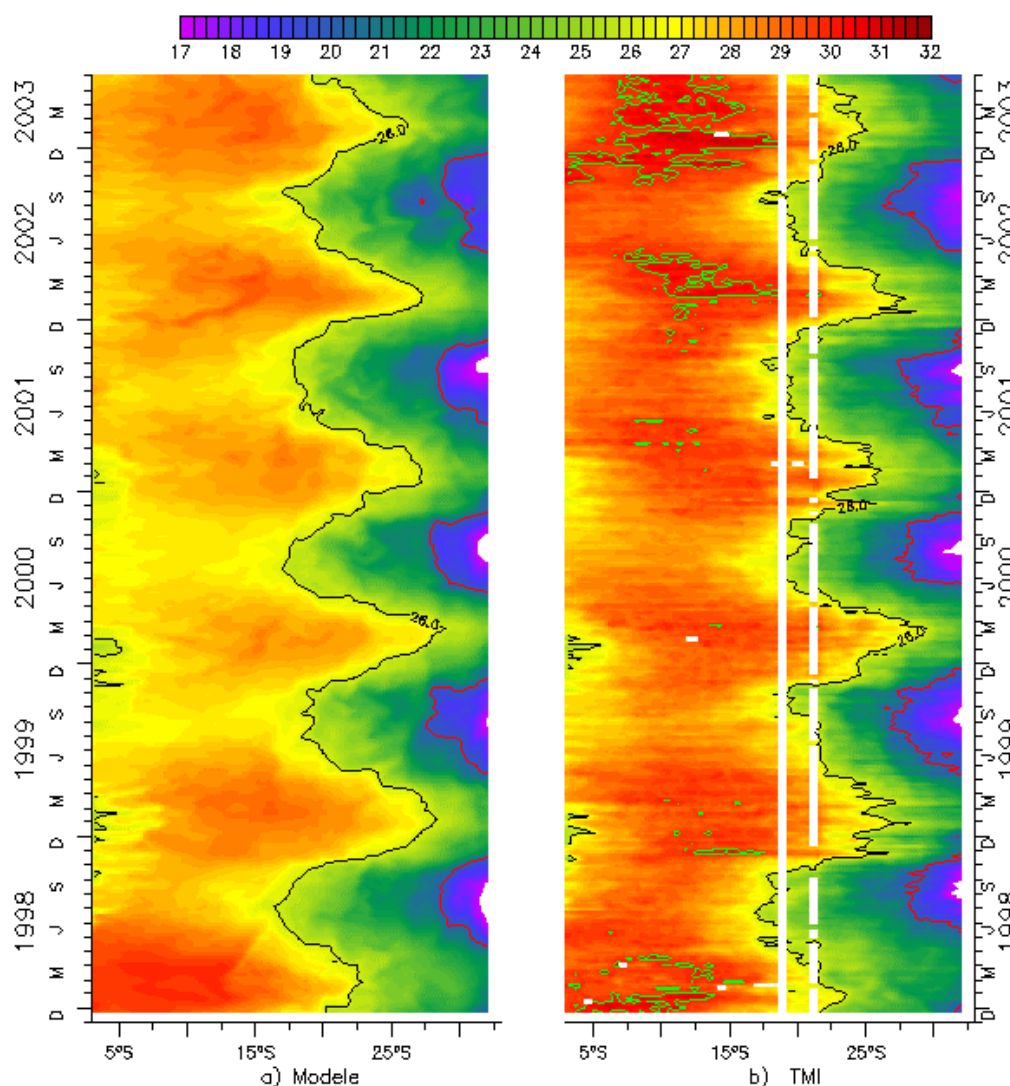


Figure III.29 : Diagrammes latitude-temps à 160°W de la SST issue du : a) modèle, b) satellite. Les isothermes 30°C (vert), 26°C (noire) et 20°C (rouge) sont indiquées.

A 150°W et 140°W (Figures non présentées) les variations spatiales et temporelles sont similaires à celles à 160°W avec une diminution des températures dans le nord de la zone lorsque l'on se déplace vers l'est. Ainsi à

140°W, l'isotherme 26°C dans la zone équatoriale s'étend jusqu'à 7°S d'août à février. La comparaison des sorties ROMS par rapport à celles de TMI reste qualitativement bonne malgré une sous estimation des valeurs.

El Niño est identifié par l'isotherme 30°C au début de l'année 1998 et est visible de 160°W à 130°W (Figure III.30).

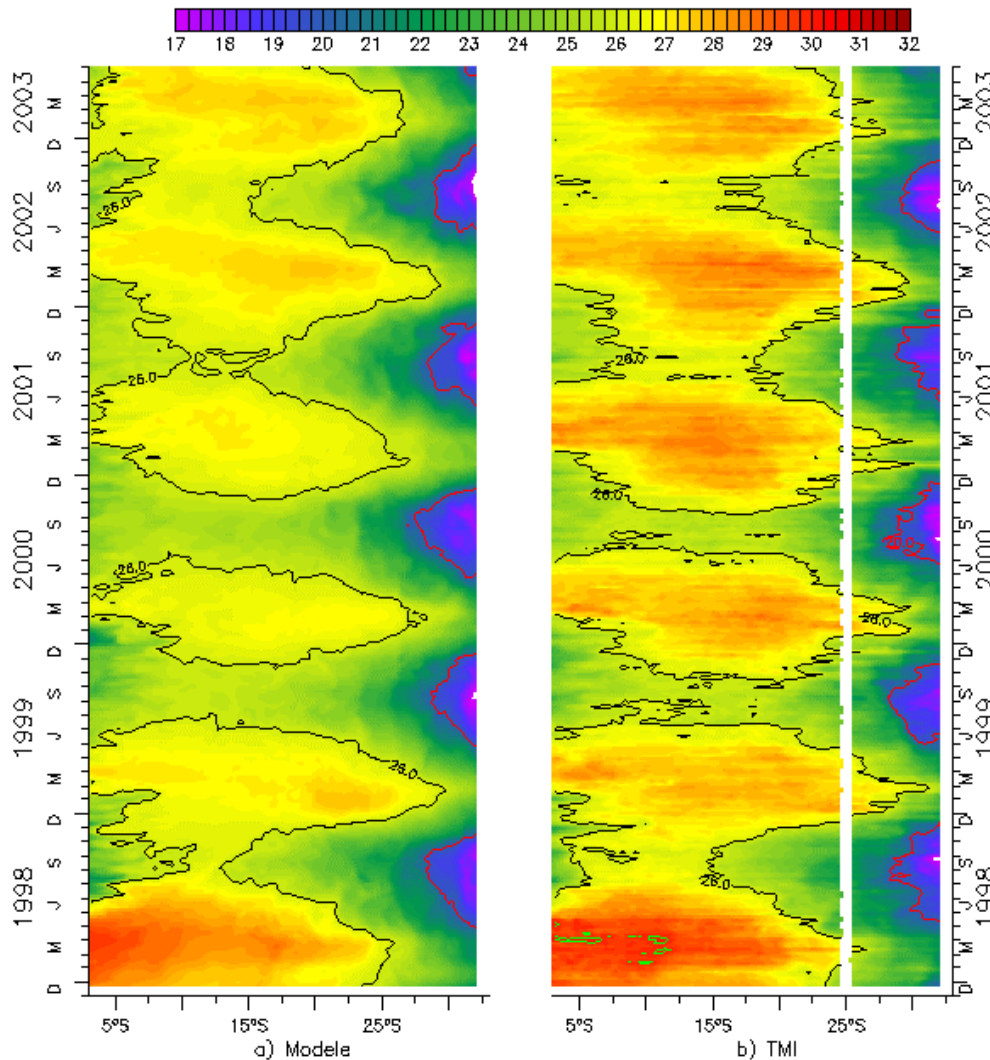


Figure III.30 : Même légende que la Figure III.29 à 130°W.

Les diagrammes latitude-temps ont permis ci dessus de visualiser l'extension selon la latitude des variations saisonnières et pendant El Niño. Les diagrammes longitude-temps permettent d'examiner l'extension longitudinale des isothermes en fonction du temps.

Quelque soit la latitude, la variabilité saisonnière est bien marquée sur les cartes des données TMI (Figure III.31.b). El Niño 1997/1998 est bien visible à 5°S par la traversée de 160°W à 130°W d'une eau chaude avec des températures supérieures à 30°C pendant près de six mois. Cette signature thermique est également visible à 10°S (non présentée). Une SST élevée jusqu'à 140°W de début 2002 à mi 2003 indique le El Niño de 2002/2003. On retrouve la sous estimation de la valeur de la SST dans la partie ouest de la zone par ROMS (Figure III.31.a).

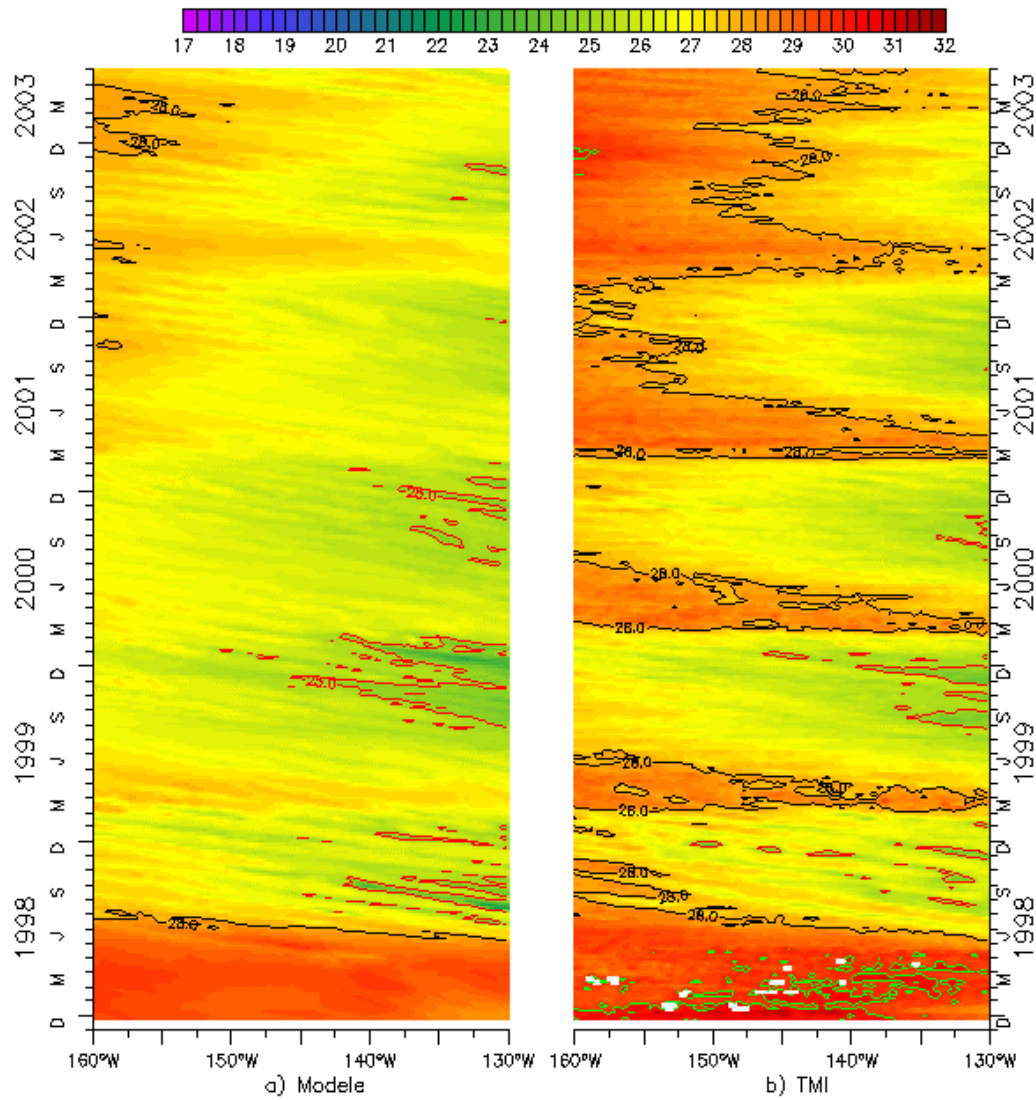


Figure III.31 : Diagrammes longitude-temps à 5°S de la SST issue du : a) modèle, b) satellite. Les isothermes 30°C (vert), 28°C (noire) et 25°C (rouge) sont indiquées

En s'éloignant de l'équateur, jusqu'à 15°S, les SST sont plus élevées que sur la Figure III.31 mais leur variabilité saisonnière reste la même. Plus au sud la valeur de la température chute rapidement ainsi que l'écart entre les données satellites et ROMS (Figure III.32). Les variations saisonnières ne se traduisent plus par un déplacement est-ouest du champ de température mais nord-sud.

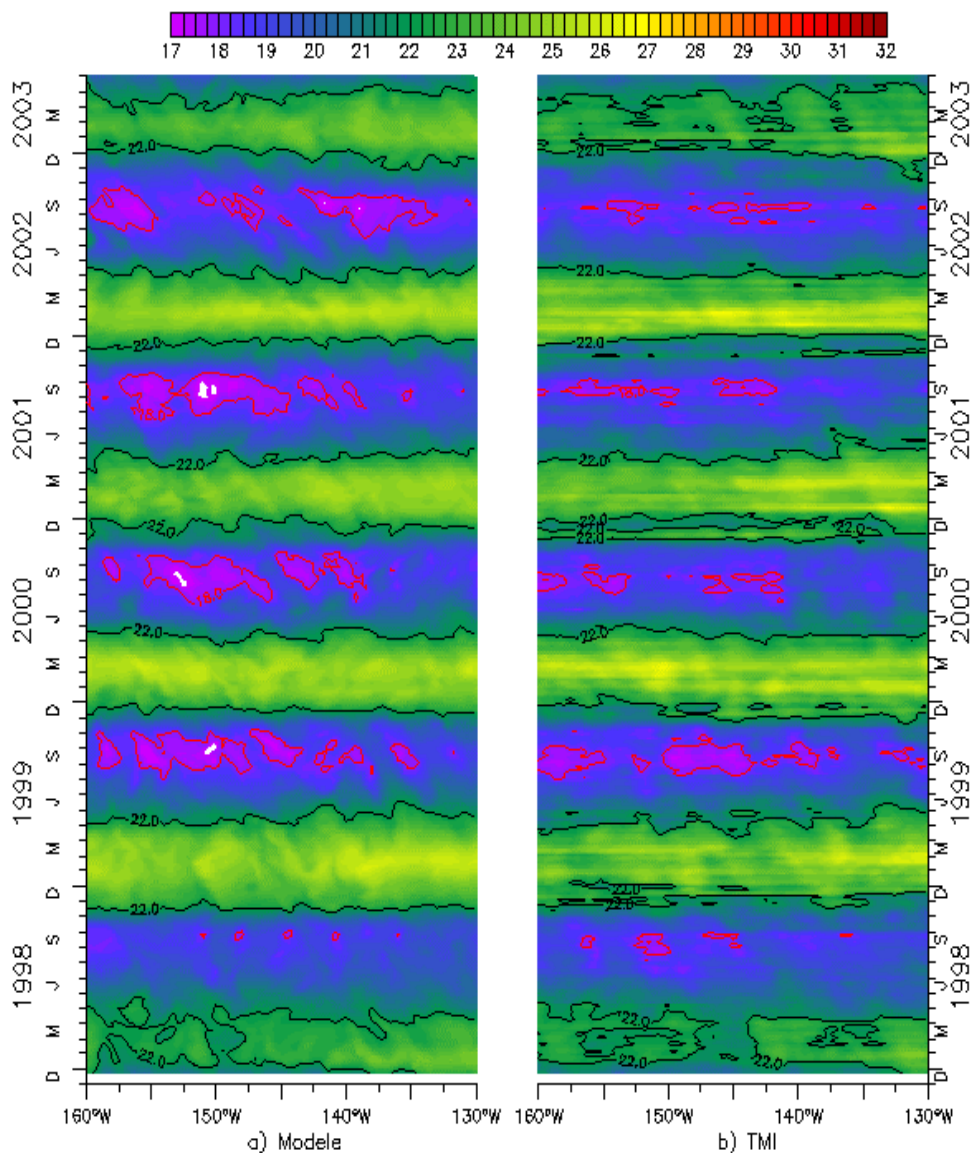


Figure III.32 : Diagrammes longitude-temps à 30°S de la SST issue du : a) modèle, b) satellite. Les isothermes 22°C (noire), 18°C (rouge) sont indiquées.

III.2.b.iv Conclusion

Le modèle ROMS reproduit bien les caractéristiques spatiales de température de la ZEE Polynésienne. Une langue d'eau chaude, continuité de la warm pool, occupe la partie occidentale nord de la zone d'étude. Plus au sud, le gradient de température est zonal. Aux vues des comparaisons faites ci dessus avec les données satellites, le modèle reproduit également bien les variations spatiales saisonnières. Cependant, d'une manière générale il présente une sous estimation de la SST dans la partie occidentale nord d'environ 1°C, pouvant atteindre 2°C en été austral. Cet écart est certainement du aux flux de forçage en surface. On peut donc s'attendre à une propagation de ce biais sur la colonne d'eau.

III.3 Comparaison avec les données in situ

La première partie de ce chapitre consistait à comparer des données de surface de type SSHA et SST aux sorties du modèle ROMS. Nous complétons notre comparaison par l'examen de la température et de la salinité sur la colonne d'eau en comparant les sorties du modèle ROMS aux données CTD, XBT et bouées TAO/TRITON.

III.3.a Les bouées TAO/TRITON

Les données des trois bouées TAO/TRITON disponibles dans la ZEE Polynésienne sont présentées ci dessous.

III.3.a.i Température à 155°W-5°S

On définit la base de la thermocline comme correspondant à l'isotherme 20°C (notée Z20). La profondeur de la thermocline de la bouée TAO/TRITON, située à 155°W et 5°S, souligne bien le caractère saisonnier de la variabilité verticale (Figure III.33.b). La profondeur de la Z20 est minimale (150 m) à la fin de l'hiver austral (juin-juillet), et maximale (205 m) à la fin de l'été (janvier-février). A la fin de l'hiver 1997 et pendant le fort événement El Niño, la thermocline remonte. Fin janvier 1998 elle se trouve à 165 m contre une profondeur saisonnière d'environ 205 m. Elle continue sa remontée et se situe à 120 m de fin juillet 1998 jusqu'à la fin du mois de septembre. Elle plonge à nouveau à partir de fin novembre 1998 pour atteindre une profondeur de 170 m fin janvier 1999, pendant La Niña, et 125 m fin juillet 1999. Le cycle saisonnier reprend. Un second marqueur du phénomène El Niño est la présence en surface d'une couche d'eau chaude supérieure à 29°C. Il met en évidence les phénomènes de faible et très forte amplitude respectivement en 1994 et 1997/1998. Au début et à la fin de l'année 1994, pendant la saison chaude, la couche d'eau chaude n'apparaît que pendant un mois ou deux jusqu'à respectivement 70 m et 80 m. En 1997, elle apparaît de fin mai à fin juillet 1998 jusqu'à une profondeur de 80 m.

Concernant le modèle (Figure III.33.a), le cycle saisonnier est bien reproduit malgré une profondeur de la Z20 plus faible. Elle est sous estimée de 20 à 25 m. En été et hiver austral, la Z20 atteint respectivement les profondeurs de 180 m et de 130 m. A la fin de l'été 1997/1998, pendant El Niño, la Z20 se situe vers 125 m et en hiver 98, elle se trouve vers 110 m. Fin janvier 1999, pendant le cycle La Niña, elle a retrouvé sa profondeur saisonnière habituelle tandis qu'elle remonte à nouveau à 110 m fin juillet 1999. En surface, un écart de température d'environ 1°C avec les données de température TAO implique que le comportement de la Z28 (courbe noire) du modèle s'apparente avec celui de la Z29 (courbe bleue) des bouées TAO et met en évidence, avec les mêmes caractéristiques d'apparition, de temps de présence et de profondeur, les phénomènes El Niño 1994 et 1997/1998.

La moyenne de la température montre une différence de 1°C entre le modèle et la bouée TAO/TRITON dans la couche de mélange (Figure III.33.d). La base de cette couche de mélange se situe à une profondeur d'environ 70 m avec des températures de 27°C et 28°C respectivement pour le modèle et la bouée. Cet écart de

1°C de la valeur moyenne, ainsi que la rms identique des deux jeux de données et égale à 0.8°C, sont visibles jusqu'à environ 90 m. La différence entre les deux moyennes augmente avec la profondeur pour atteindre 3°C (2.25°C rms) vers 150 m où le modèle indique des températures de 19°C contre 22°C pour la bouée. A partir de 200 m l'écart entre les deux jeux de données diminue et la tendance de la rms à augmenter avec la profondeur s'inverse. A 260 m la moyenne et la variabilité de la température du modèle et de la bouée sont identiques.

La différence de température en surface a été identifiée dans la partie précédente, sur la comparaison des SST de ROMS avec les données satellites, comme provenant probablement d'un problème de réajustement des flux. On retrouve ce biais en surface lors de la comparaison de la température du modèle ROMS et de la bouée TAO/TRITON. Cependant, s'il était prévisible de prévoir la propagation de cet écart de la surface aux couches inférieures, on pouvait également s'attendre à ce que ce biais s'atténue avec la profondeur. Or, avec la profondeur les courbes de moyenne et de rms du modèle ROMS ne tendent pas à se rapprocher des données in situ mais de celles du modèle ECCO-2 (Figure III.33.c et d). Les températures du modèle ECCO-2, qui force aux frontières latérales et initie la simulation ROMS, diffèrent jusqu'à plusieurs degrés de celles des mesures in situ et la profondeur de la thermocline est sous estimée.

Il est intéressant de noter que ROMS reproduit bien la variabilité haute fréquence du signal de température contrairement à ECCO-2. Le signal de ce dernier est plus lisse, peut être en raison d'une résolution temporelle et spatiale inférieure.

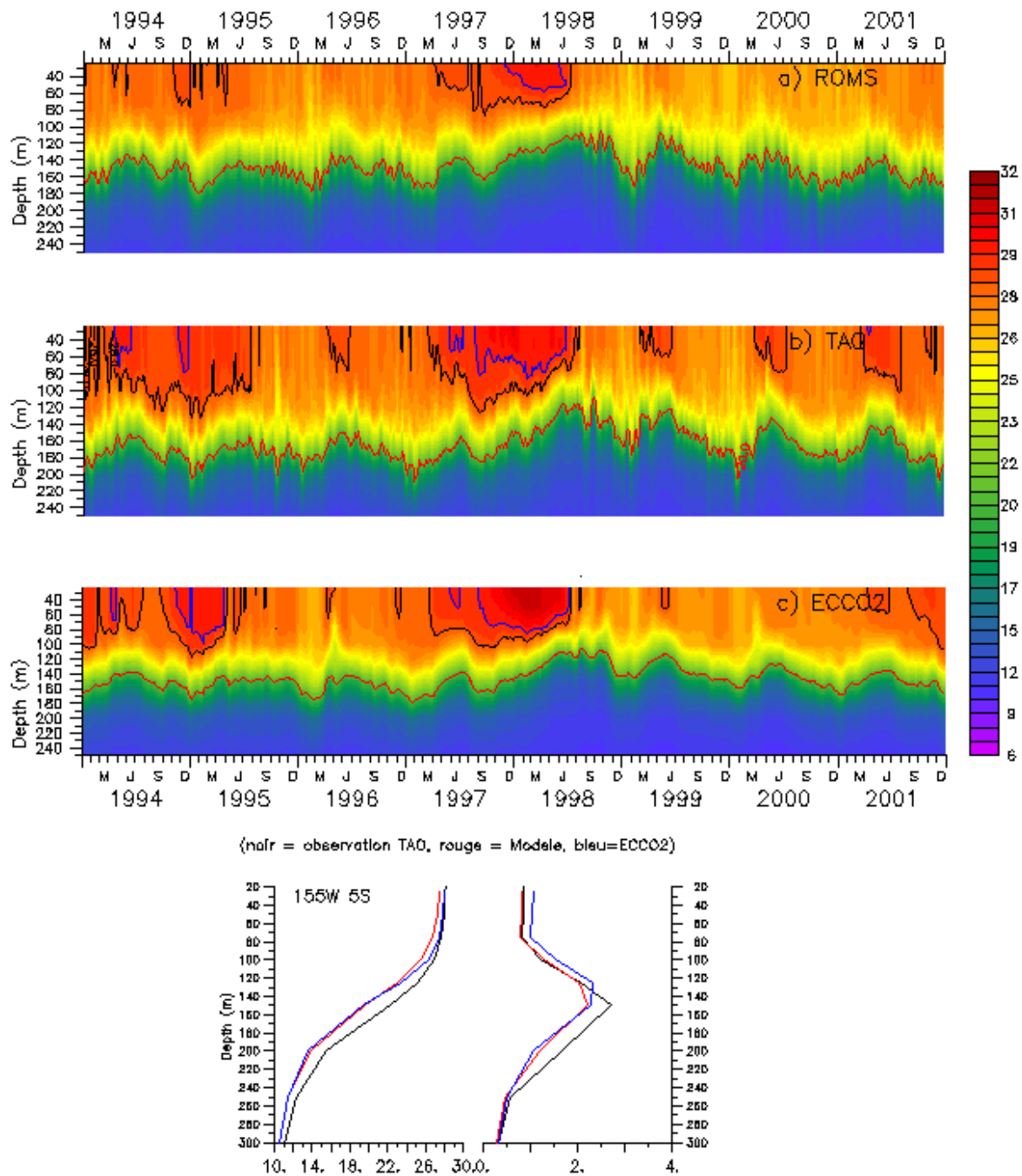


Figure III.33 : Profil vertical de température en fonction du temps à 155°W-5°S : a) du modèle ROMS, b) de la bouée TAO, c) du modèle ECCO-2, de janvier 1994 à décembre 2001. Les isothermes 20°C, 28°C et 29°C sont respectivement indiquées en rouge, noir et bleu. Les profils moyens et rms de la bouée et des modèles sont représentés sur le panneau du bas (noir=observations TAO, rouge= ROMS, bleu= ECCO-2).

III.3.a.ii Température à 140°W-5°S

Parmi les trois bouées présentes dans notre zone d'étude, celle située la plus à l'est ([140°W-5°S]) montre (Figure III.34.b), comme dans le paragraphe précédent, un cycle saisonnier bien marqué sur le profil vertical de température. En été, la profondeur de la Z20 se situe vers 180 m contre 120 m en hiver. Pendant l'hiver 1998 elle remonte jusqu'à 60 m. Elle replonge ensuite et comme à 155°W-5°S reprend son cycle saisonnier avec des profondeurs moins fortes que les normales saisonnières en été 1998/1999 et en hiver 1999. Ce phénomène avait déjà été observé à cet endroit par Donguy and Meyers (1987) pendant El Niño en 1982/1983.

Le cycle saisonnier de ROMS (Figure III.34.a) est similaire avec une extension verticale moins prononcée de la Z20 : les profondeurs estivales et hivernales de la thermocline se situent respectivement autour de 150 m et 110 m et atteignent 80 m pendant l'hiver 1998. Les températures plus faibles du modèle, par rapport à celles de la bouée, suggèrent d'utiliser la Z28 comme marqueur de surface du phénomène El Niño 1997-1998 au lieu de la Z29 pour les bouées TAO. Ces isothermes montrent une couche d'eau chaude jusqu'à 80 m d'octobre 1997 à juillet 1998.

Les profils de moyenne et de rms (Figure III.34.d) sont comparables à ceux obtenus à 155°W. La couche de mélange en densité atteint 60 m et les moyennes de température du modèle et des bouées y sont respectivement de 26°C et 27°C pour une rms de 1°C. Le maximum de rms est atteint vers 130 m avec 2°C pour le modèle et 3°C pour les bouées, les valeurs moyennes étant respectivement de 19°C et 22°C. Avec l'augmentation de la profondeur les profils convergent et se rejoignent vers 300 m pour une valeur moyenne de 11°C et une rms de 0.3°C.

On observe comme précédemment un biais en surface de même que dans la position de la thermocline du modèle ROMS et du modèle ECCO-2.

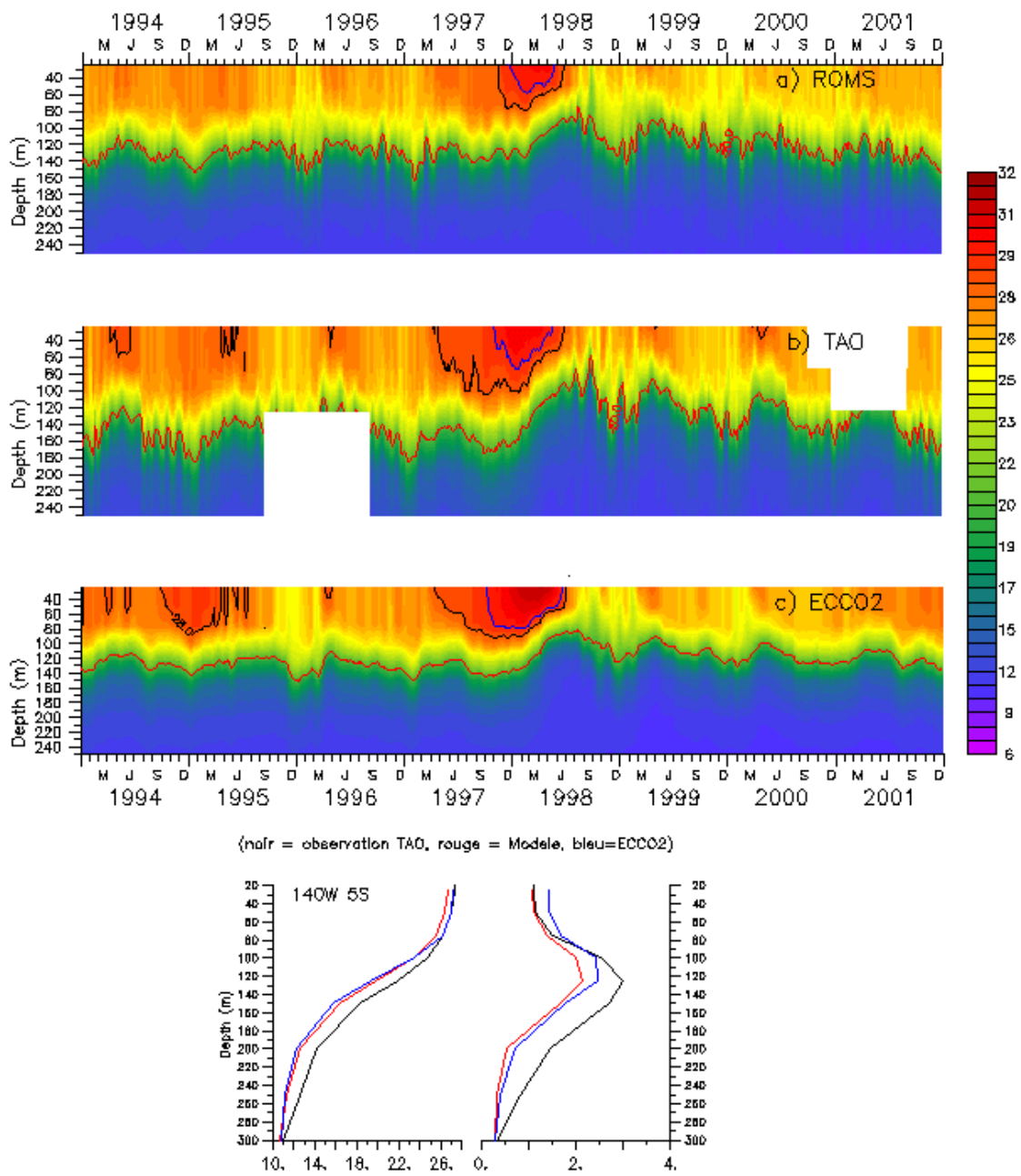


Figure III.34 : Même légende que la Figure III.33 à 140°W et 5°S.

III.3.a.iii Température à 155°W-8°S

Comparé au profil de température obtenu pour la bouée située à 155°W et 5°S, le cycle saisonnier est moins marqué (Figure III.35.b). Les profondeurs estivales et hivernales de la Z20 sont de 230 m et 190 m. Pendant l'hiver 1998 la Z20 atteint 165 m puis retrouve rapidement ses normales saisonnières. En surface, la signature d'El Niño est plus prononcée qu'à 5°S. La couche d'eau de température supérieure à 29°C apparaît au début et à la fin de l'année 1994 jusqu'à une profondeur de 90 m. En 1997 elle apparaît de mars à juin jusqu'à 75 m et réapparaît de septembre 1997 à juin 1998 jusqu'à 85 m.

Concernant ROMS (Figure III.35.a), les valeurs estivales et hivernales de la profondeur de la Z20 se situent 40 mètres plus haut (entre 190 m et 150 m) que celles des mesures TAO/TRITON. Il en est de même en juillet 1998 où la profondeur de la Z20 atteint 130 m avant de retrouver son cycle saisonnier. En surface la couche d'eau chaude est identifiable par la Z28 du modèle qui se substitue à la Z29 des observations.

Les profils moyens et de rms sont différents par rapport à ceux obtenus à 155°W et 140°W pour une latitude de 5°S (Figure III.35.c). La profondeur de la couche de mélange est de 80 m, avec une température moyenne de 27.5°C (0.6°C rms) pour le modèle et 28.5°C (1°C rms) pour les données in situ. En dessous, la pente de la thermocline est moins forte qu'à 5°S et l'écart entre ROMS et les données in situ est plus important (3°C à 180 m).

La différence se situe également quant à la profondeur où les courbes des valeurs moyennes des deux modèles ECCO-2 et ROMS se rejoignent. Cette rencontre a lieu juste en dessous de la couche de mélange pour les deux bouées TAO/TRITON situées à 5°S, et presque à la base de la thermocline pour celle située à 8°S. Cela s'explique par une différence plus importante de la SST entre les deux modèles à cette latitude. Le biais engendré à la surface par le non ajustement des flux est plus important à 8°S qu'à 5°S (partie précédente sur la comparaison des SST issues des satellites et de ROMS) et les couches inférieures subissent les répercussions sur une plus grande profondeur. A 300 m, tandis que les graphiques des deux bouées situées à 5°S montrent que les trois courbes (ECCO-2, ROMS, TAO/TRITON) de moyenne et de variabilité se confondent, la Figure III.35 montre qu'à 8°S ROMS sous estime toujours la température in situ d'environ 1°C et 0.2°C rms.

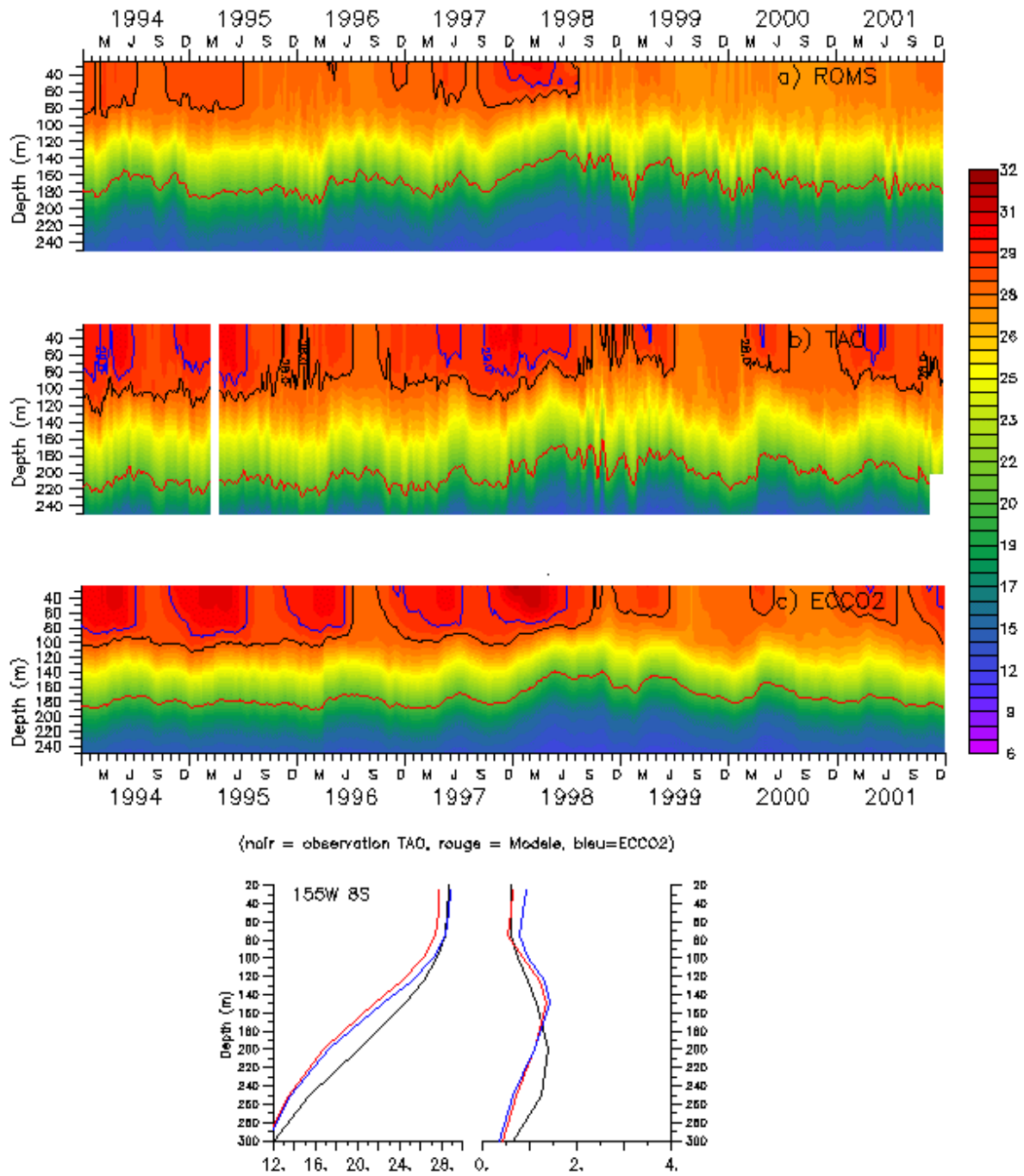


Figure III.35 : Même légende que la Figure III.33 à 155°W et 8°S.

III.3.a.iv Conclusion

Les trois bouées TAO/TRITON présentes dans la ZEE Polynésienne ont permis la comparaison des séries temporelles des températures in situ et de celles du modèle ROMS. Le Tableau III-2 synthétise les principaux résultats présentés ci-dessus pour le modèle et les trois bouées en période saisonnière et à la fin d'El Niño 1997/1998 – début de la Niña 1998/1999.

	155°W-5°S		155°W-8°S		140°W-5°S	
	TAO	ROMS	TAO	ROMS	TAO	ROMS
Été	205 m	180 m	230 m	190 m	180 m	150 m
Hiver	150 m	130 m	190 m	150 m	120 m	110 m
Hiver 1998	120 m	110 m	165 m	130 m	60 m	80 m

Tableau III-2 : Profondeurs saisonnières et durant l'hiver 1998, de la thermocline des bouées TAO/TRITON et du modèle ROMS.

Le Tableau III-3 indique la corrélation, la déviation standard des différences (RMSD) et la différence des moyennes (MD) entre le modèle et les bouées, pour les données de SST et de profondeur de la Z20. Le détail de ces calculs statistiques est présenté en Annexe 3.

En surface et pour les trois bouées, la corrélation est toujours supérieure à 0.8. L'écart entre les deux jeux de données est plus important à 8°S qu'à 5°S, avec une RMSD de presque 1°C et une MD supérieure à 0.8°C. La variation de la profondeur de la Z20 du modèle est également bien corrélée avec celle des bouées (supérieure à 0.75). A la même latitude mais pour des longitudes éloignées (155°W et 140°W) les MD et RMSD de la profondeur de la Z20 sont pratiquement identiques. En revanche, elles doublent lorsque la latitude passe de 5°S à 8°S et pour une longitude identique de 155°W (respectivement de 17 m à 35 m pour la MD et 20 m à 37 m pour la RMSD). On retrouve les résultats précédents montrant l'écart de température entre le modèle et les données satellites et in situ dans la région de la couche d'eau chaude.

	155°W - 5°S		155°W - 8°S		140°W - 5°S	
	SST (°C)	Z20 (m)	SST (°C)	Z20 (m)	SST (°C)	Z20 (m)
CC	0.8080	0.8077	0.8059	0.7471	0.8360	0.7810
RMSD	0.8550	20.61	0.9549	36.75	0.8320	22.35
MD	0.6775	17.47	0.8588	35.21	0.6140	16.22

Tableau III-3 : Tableau des données statistiques au niveau des trois bouées TAO/TRITON concernant la SST et la profondeur de la Z20. CC est le coefficient de corrélation, la RMSD et MD représentent respectivement la déviation standard des différences et la différence des moyennes entre les données des bouées et du modèle.

En conclusion, la comparaison de la température des trois bouées TAO/TRITON avec celle du modèle ROMS montre que le profil du signal saisonnier est bien représenté, avec une profondeur de la thermocline plus importante en été qu'en hiver et à 8°S (au niveau de la langue d'eau chaude) qu'à 5°S dans les données comme

dans le modèle (Tableau III-2). Le biais précédemment identifié en surface se traduit par une sous estimation de la température (et donc de la profondeur de la Z20) du modèle par rapport aux données in situ. L'écart à la surface étant plus important à 8°S qu'à 5°S, il se propage plus en profondeur et accentue ainsi la différence de profondeur de la Z20 entre ROMS et les bouées TAO/TRITON. Cet écart constitue un biais tout à fait acceptable du modèle dans la mesure où il est identifié. Les phénomènes El Niño et La Niña sont bien représentés par une remontée de la thermocline, particulièrement visible en hiver 1998, et la présence d'une eau de température supérieure à 29°C en surface et jusqu'à 80 m de profondeur.

III.3.a.v SSS à 140°W - 5°S

Le réseau TAO/TRITON fournit les données traitées de salinité en surface (SSS) pour la bouée située à 140°W-5°S de 2000 à 2004 (Figure III.36).

En 2000/2001, le profil de salinité de ROMS reproduit celui des mesures in situ et la tendance saisonnière malgré une sous estimation des valeurs de SSS. La salinité du modèle ROMS est maximale de la fin du printemps au début de l'été (~35.3 ‰). Puis elle diminue à cause de la saison des pluies et de l'apport en eau douce qui change le bilan E-P. A la fin de l'automne, début de l'hiver, la SSS est minimale (34.8 ‰). Pendant la période 2002/2003, il y a un décrochage des valeurs in situ pendant près d'un an, puis les deux séries temporelles ne concordent plus jusqu'à début 2004. Pendant cette période El Niño, l'amplitude saisonnière de la salinité du modèle est plus faible ainsi que ses valeurs estivales. En effet, à cette époque, la warm pool s'étend plus à l'est. La salinité faiblit du fait de ce transport advectif et à cause des précipitations exceptionnelles liées à la migration vers le sud (0°S-10°S) de la ITCZ (Ranchar and Rougerie, 1995). A partir de 2004, les séries temporelles des mesures de la bouée et du modèle indiquent une remontée similaire. Sur la totalité de la période, la MD des SSS du modèle et des bouées est de 0.12 ‰ et la RMSD est de 0.24 ‰. Une des causes possibles des écarts observés entre les sorties du modèle et les données comparées peut être liée au faible nombre de mesures. Les champs de forçage du modèle en évaporation et précipitation sont aussi très incertains dans cette région. Malgré cela, le modèle reproduit une partie des fluctuations saisonnières, sauf en 2002/2003 où le décrochage et le manque de données suggèrent une mal fonction du capteur pendant ces deux années. Etant donné les grandes incertitudes, il n'y a donc pas d'incohérence entre les données et la simulation.

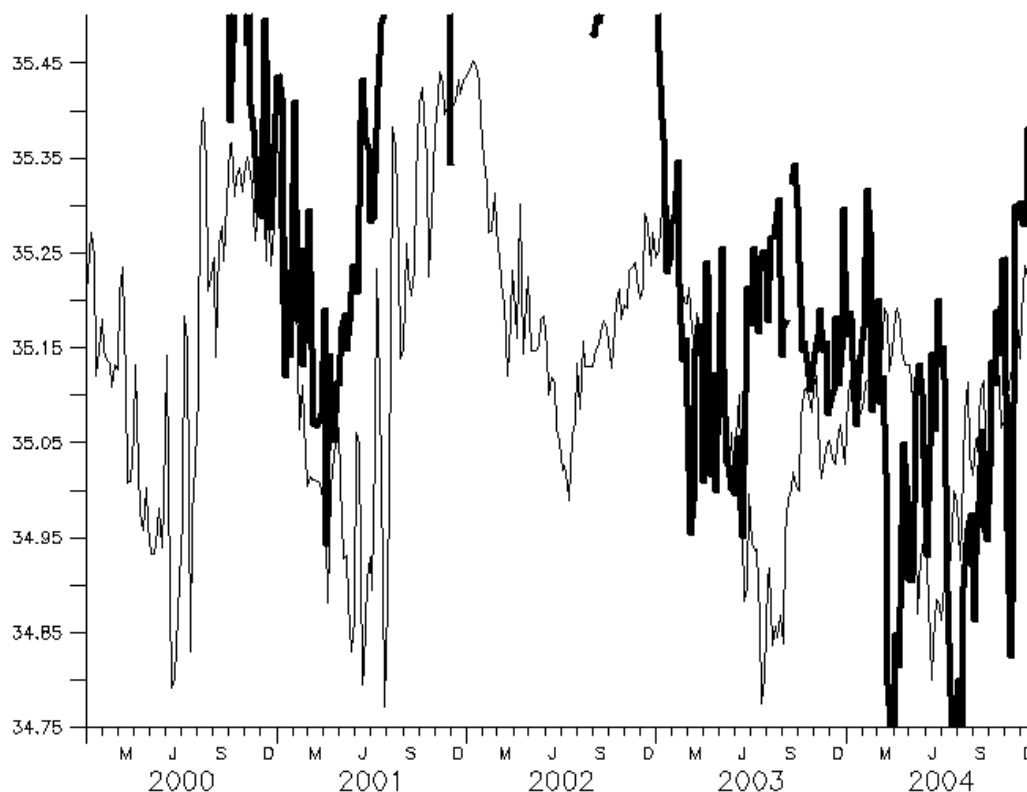


Figure III.36 : Série temporelle de la salinité de surface (‰) à 140°W-5°S issue de la bouée TAO/TRITON (trait gras), et du modèle ROMS (trait fin) de janvier 2000 à décembre 2004.

III.3.b La WHP CTD

Lors du programme WOCE, seule une section de CTD a été effectuée dans la ZEE Polynésienne pendant la durée de simulation du modèle : la section P21 à 17°S, acquise au cours du mois de mai 1994. Une première comparaison a été faite entre la section de CTD et une section de température instantanée (15 mai 1994) du modèle ROMS (non montrée). Cette dernière présentant un écart de température avec celle de CTD, une seconde comparaison a été effectuée en utilisant une section de température du modèle moyennée sur le mois de mai 1994 et accompagnée de l'écart type (Figure III.37). La valeur de l'écart type autour de la valeur moyenne permet de voir si les profondeurs d'isothermes du modèle peuvent atteindre celles des CTD au cours du mois de mai 1994.

La profondeur des isothermes varie en fonction de la longitude. Celle de la Z20 des CTD fluctue entre 220 et 275 m tandis que celle de la Z25 varie entre 70 et 155 m. La température moyenne sur les 70 premiers mètres est de 28°C.

Comparativement, les fluctuations spatiales des isothermes du modèle sont moins importantes puisqu'il s'agit de valeurs moyennes. La Z20 de ROMS est en moyenne moins profonde d'une quarantaine de mètres par rapport à celle des CTD. Cependant, l'écart type de la température du modèle sur le mois de mai 1994 (Figure III.37.c) fluctue entre 0.6°C rms et plus de 1°C rms sur les 50 premiers mètres, ce qui laisse finalement envisager une bonne concordance de la profondeur des isothermes du modèle avec celles des CTD à un instant donné.

Entre 50 et 120 mètres l'écart type chute à environ 0.2°C rms. Cette variabilité plus faible ne permet pas aux isothermes du modèle d'atteindre les mêmes profondeurs que celles des CTD. En dessous de 120 m, la variabilité est très faible (inférieure à 0.1°C rms) et l'écart entre les profondeurs des isothermes du modèle et des CTD est pratiquement constant et plus important que pour les couches supérieures qui fluctuent. Ainsi, la Z20 du modèle est à environ 190 m contre 225 m en moyenne pour celle des CTD.

Le modèle reproduit donc bien la distribution spatiale des isothermes. La variabilité des données de température autour de la valeur moyenne dans la couche de surface laisse envisager un bon accord avec celles des CTD à un instant donné au cours du mois de mai 1994. Plus en profondeur, bien que la plus faible variabilité ne permette pas de penser qu'à un instant donné les températures du modèle et des CTD puissent être concordantes. Dans la mesure où les variations spatio-temporelles sont cohérentes et que le biais de température identifié est régulier, l'analyse et l'exploitation des résultats peuvent être poursuivies en gardant à l'esprit cet écart d'amplitude.

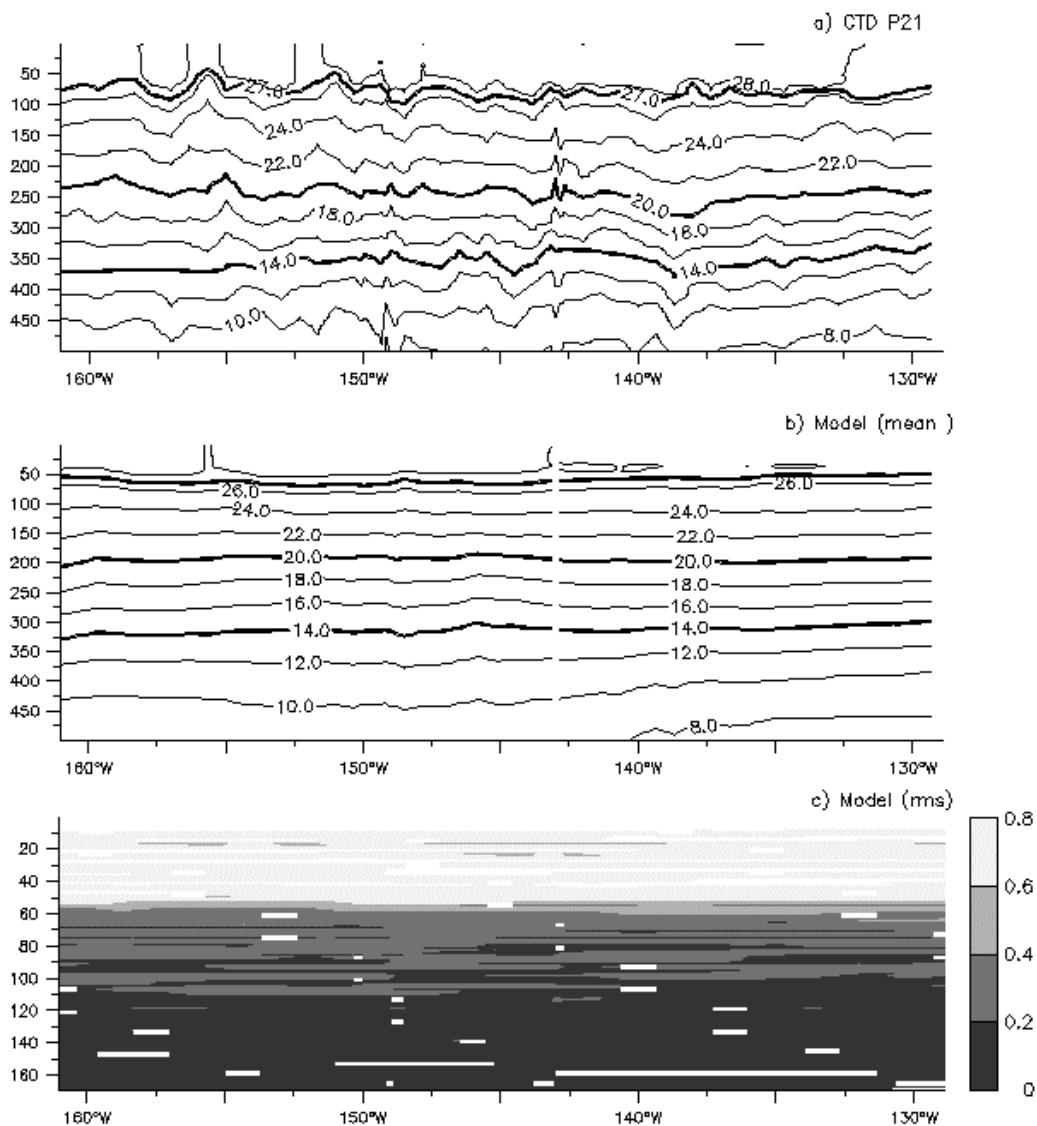


Figure III.37 : Section à 17°S : a) des températures issues des CTD au cours du mois de mai 1994, b) moyenne des températures du modèle ROMS du 1^{er} au 31 mai 1994, et c) rms des températures du modèle ROMS du 1^{er} au 31 mai 1994. Les isothermes sont tracées tous les 2°C jusqu'à 27°C puis tous les 1°C . Les isothermes 27°C , 20°C et 14°C sont en gras.

Les données de salinité le long de 17°S sont également comparées (Figure III.38).

En surface, la section de salinité des CTD montre une diminution de sa valeur d'est en ouest. A 130°W, à l'est de l'archipel des Tuamotu et pour la latitude de Tahiti (17°S), la salinité est supérieure à 36 ‰ et atteint 36.4 ‰. Il s'agit de l'Eau Tropicale du Pacifique Sud (SPTW), formée dans une zone de forte évaporation à l'est, et définit ici par une salinité supérieure à 36 ‰. Tsuchiya and Talley (1996) montrent à 135°W une salinité de 36.6 ‰ sur une centaine de mètres entre juin et août 1991 (même période de l'année que pour la section P21 présentée sur la figure ci dessus). A l'inverse, les cinquante premiers mètres du modèle sont constitués d'une eau faiblement salée dont la moyenne est comprise entre 35.5 ‰ et 35.9 ‰. L'écart type de la salinité du modèle sur le mois de mai 1994 (Figure III.38.c) fluctuant entre 0.16 et 0.18 ‰ rms sur les 50 premiers mètres à l'est de 142°W, on peut s'attendre à une meilleure concordance de la salinité entre le modèle et la CTD à un instant donné.

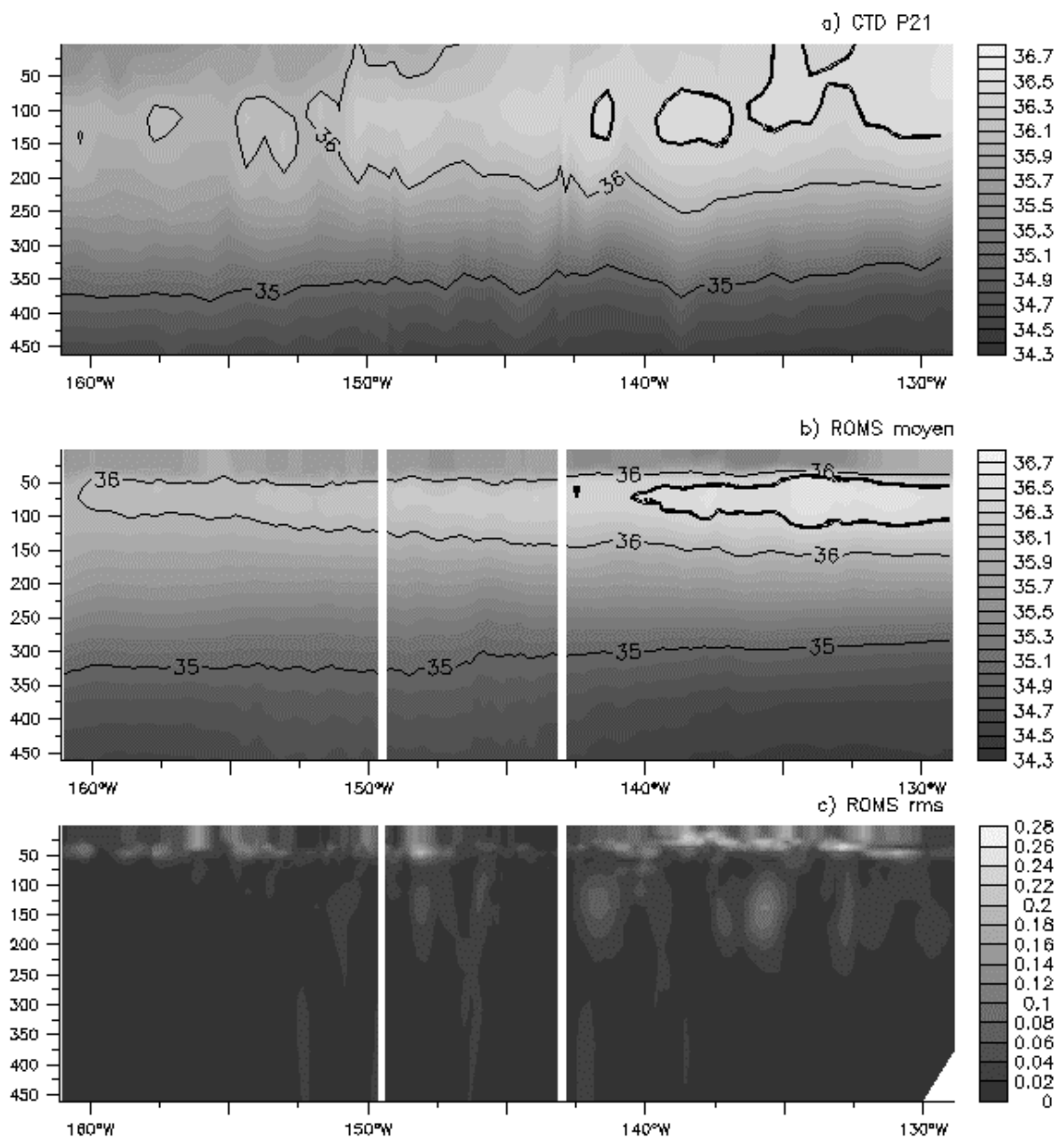


Figure III.38 : Section à 17°S : a) de la salinité issue des CTD au cours du mois de mai 1994, b) moyenne de salinité du modèle ROMS du 1^{er} au 31 mai 1994, et c) rms de la salinité du modèle ROMS du 1^{er} au 31 mai 1994. Les isohalines 35 ‰ (rouge), 36 ‰ (noir), 36.3 ‰ (vert) sont représentées.

La comparaison de la carte de climatologie annuelle de salinité de Levitus ou du modèle ECCO-2 (Figure III.39) avec celle du modèle ROMS, ainsi que les travaux de Delcroix and Picaut (1998), Rancher and Rougerie (1995), Donguy (1994), Rancher et al. (1993) et ceux de Rougerie et al. (1985), montrent que la couche d'eau en surface du modèle, présentant des valeurs de salinité supérieures à 36 ‰ (SPTW) est confinée à l'est de 135°W, alors qu'elle devrait traverser la ZEE Polynésienne approximativement entre 10°S et 22°S jusqu'à la longitude de Tahiti à 150°W. La Figure III.39.a montre, pour le modèle, au nord ouest de la zone une région de plus faible salinité. Sa présence limite l'extension à l'ouest de la SPTW. Le vent est potentiellement un facteur déterminant de part son effet sur l'advection de la salinité. En été austral la ZCPS s'étend sur la Polynésie et dans ce couloir où la tension du vent est minimale, les eaux de surface ont une salinité inférieure à 35.5 ‰. En hiver austral, la reprise des alizés entraîne une intensification du courant vers l'ouest favorisant l'arrivée vers 135°W de la SPTW, plus salée, formée à l'est. Le modèle reproduit bien ces variations saisonnières (carte non montrée) malgré une sous estimation de l'extension vers l'ouest de la zone très salée de surface (135°W contre 150°W dans la littérature).

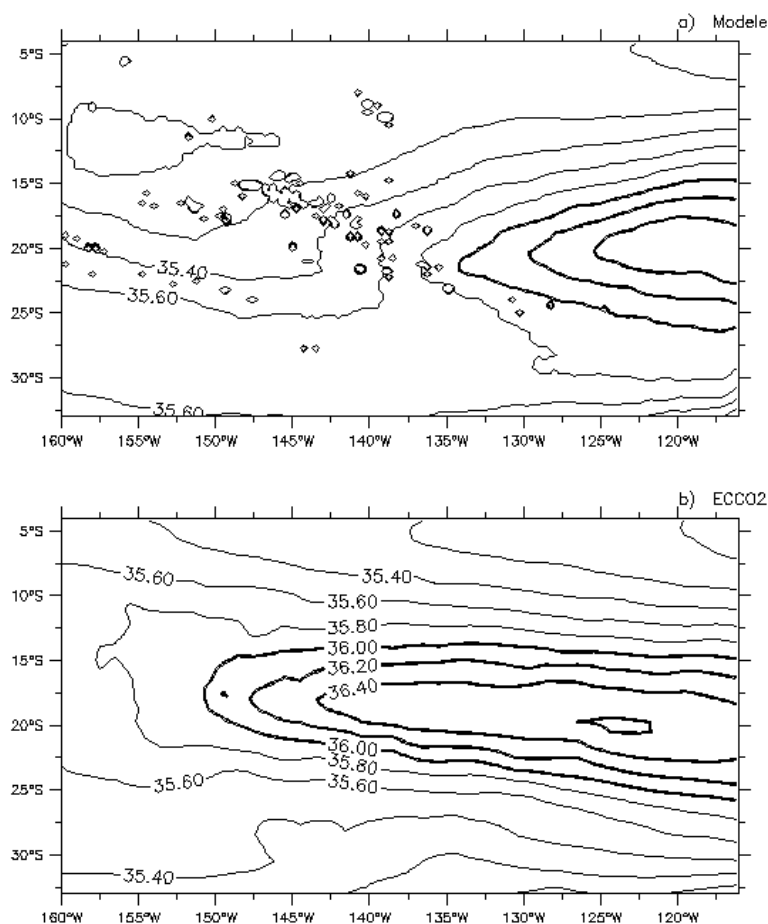


Figure III.39 : Salinité moyenne (%) de surface du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 2004 des modèles : a) ROMS, b) ECCO2. Les iso contours sont tracés tous les 0.2 ‰, et sont en gras pour les valeurs supérieures à 36 ‰.

Sur la Figure III.39, la présence de la couche d'eau moins salée en surface indique que l'absence de réestimation des flux à la surface par le modèle ROMS est, comme vu précédemment pour la SST, en partie responsable du biais de salinité à la surface. La répartition spatiale de la radiation de longues longueurs d'ondes

et sa sous estimation à l'ouest de la zone de formation (Figure III.40) peut être une autre origine de ce biais, de même que le bilan E-P dans cette région où la salinité est directement corrélée à la valeur régionale de l'évaporation. Si le bilan E-P n'est pas assez fortement positif au niveau de l'archipel des Tuamotu (ou trop important à l'ouest), cela pourrait expliquer la sous estimation de la salinité (ou son retranchement dans la partie est de la zone).

Les données de CTD montrent la présence de la SPTW (salinité > 36 ‰) de la surface jusqu'à une profondeur moyenne de 225 m, et de la bordure est de la zone (130°W) jusqu'aux environs de Tahiti (150°W). Dans le modèle, la SPTW, créée à l'est de la ZEE, plonge et se retrouve entre 50 m (au lieu de la surface) et 100-150 m, et de 130°W à 160°W. La couche d'eau très salée (>36.4 ‰) des CTD coule lors de son déplacement vers l'ouest. A 130°W elle s'étend de la surface à 150 m, et atteint 145°W entre 75 et 125 m de profondeur. Celle du modèle, bien que confinée entre 50 et 125 m atteint pratiquement la même longitude (143°W).

En dessous de la SPTW, les isohalines des CTD se resserrent et décroissent régulièrement avec la profondeur. Le gradient vertical de salinité diminue à partir de l'isohaline 35 ‰ qui se situe entre 325 et 375 m. Les isohalines du modèle sont légèrement décalées vers la surface bien que l'écart avec les données de la CTD s'amenuise avec la profondeur.

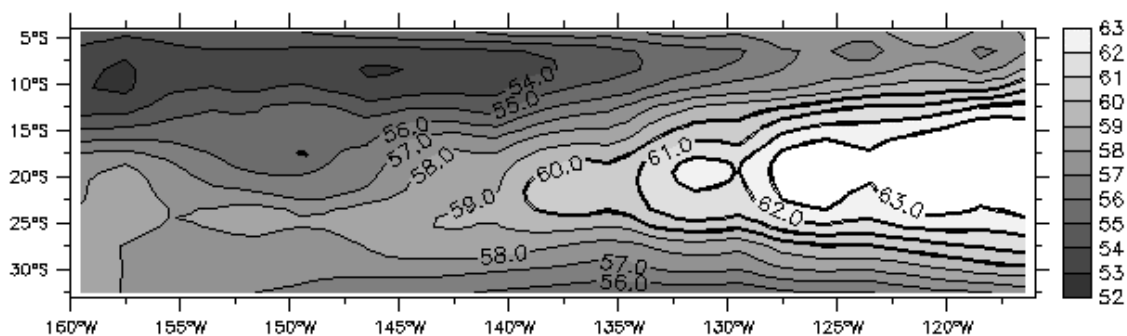


Figure III.40: Rayonnement moyen des grandes longueurs d'ondes (W/m^2) issues du modèle NCEP..

En conclusion, le modèle reproduit bien la présence de la SPTW à l'est de la zone et sa plongée vers l'ouest, même si il semble que la SPTW du modèle ne s'étende pas suffisamment à l'ouest en surface. La variabilité de la salinité du modèle sur les 50 mètres de surface à l'est de la zone minimise l'écart observé entre la salinité moyenne du modèle et celle instantanée des CTD. Les études menées sur la salinité dans cette zone sont peu nombreuses, de même que les résultats concernant la modélisation de la salinité par le modèle ROMS sont peu documentés. Il est donc utile d'effectuer des tests de sensibilité supplémentaires, notamment sur l'influence des flux (particulièrement concernant le bilan évaporation - précipitation) sur la modélisation de la salinité de surface.

Une autre comparaison a été faite entre le modèle et les données de SSS issues de l'Observatoire ORE-SSS, de bouées TAO/TRITON, de CTD et de STD. Le nombre de données étant peu significatif, leur exploitation est difficile. La tendance affichée est cependant (de même que pour la section de CTD ou la série temporelle de la SSS issue de la bouée TAO/TRITON) une sous estimation des SSS de 0.3 à 0.7 ‰ selon les profils. Ces résultats sont présentés en annexe 4.

III.3.c Les données XBT (eXpendable BathyThermograph)

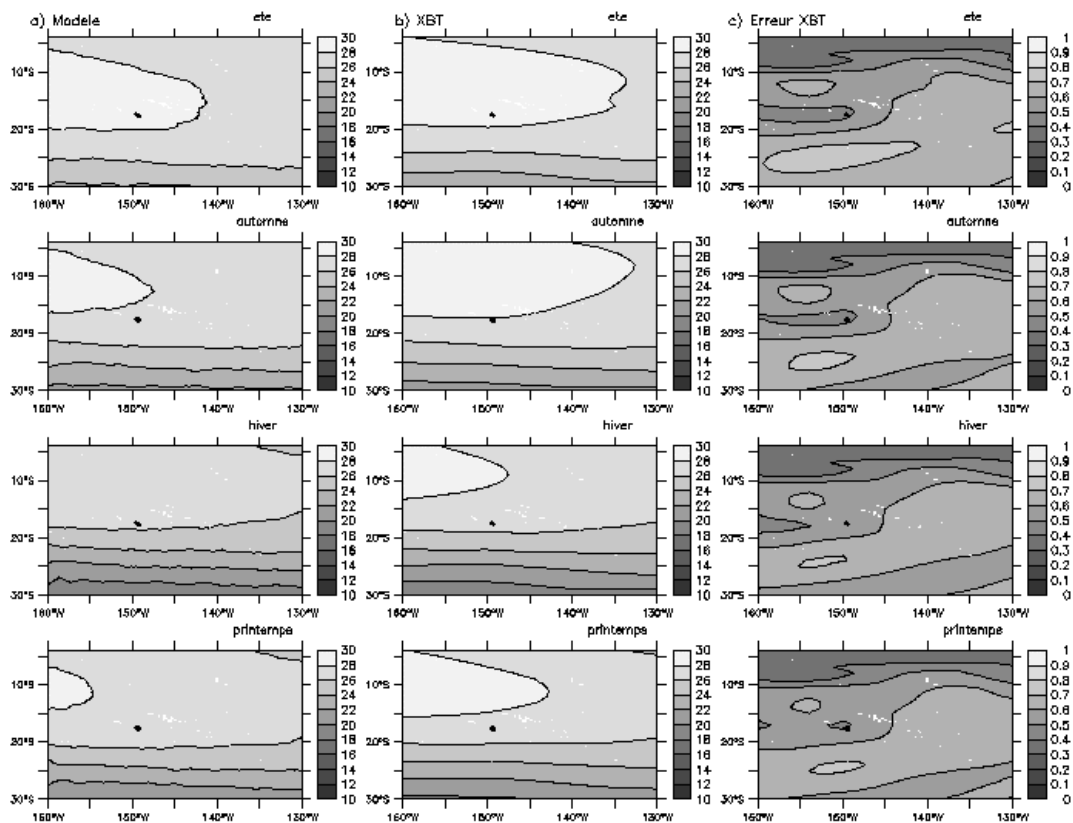


Figure III.41 : Variations saisonnières de la température de surface issues a) du modèle, b) des données combinées XBT et TAO, et c) leur erreur associée (plus la valeur de l'erreur est faible, plus la donnée de température est fiable). Les iso contours sont indiqués tous les 2°C.

Les comparaisons de température entre le modèle ROMS et les données in situ dans la colonne d'eau sont ponctuelles et se limitent à trois bouées TAO/TRITON et un profil de CTD. L'utilisation des données combinées XBT et TAO (présentées en section III.1.d) permet d'étendre cette comparaison à toute la ZEE dans la colonne d'eau. Il faut cependant faire attention aux zones de fiabilité limitée des données XBT et se focaliser sur les régions équatoriales jusqu'à 15°S à l'ouest de 140°W et 10°S à l'est de 145°W, et dans la bande diagonale reliant 160°W-33°S à 130°W-20°S (Figure III.41.c et Figure III.42.c).

Sur la Figure III.41 on retrouve les résultats des comparaisons avec les données satellites, c'est-à-dire une bonne reproduction des caractéristiques grande échelle avec une sous estimation des températures de surface par le modèle d'environ 1°C dans le nord de la zone, au niveau de la couche d'eau chaude. Jusqu'à 100 m la température diminue peu (de 2°C) et l'écart entre le modèle et les données est similaire. A 150 m (Figure III.42) la baisse plus importante de la température (4°C) s'accompagne d'un accroissement de cet écart (qui présente des valeurs atteignant plus de 2°C) dans la zone nord (Figure III.42.c). A partir de 200 m, la zone la plus chaude traverse toute la région d'ouest en est et se décale vers le sud tandis que la profondeur augmente pour le modèle comme pour les XBT, avec toujours un écart de température de 1°C à 2°C. A partir de 300 m (Figure III.43), la température est plus homogène et varie entre 12°C et 16°C. Les variations saisonnières sont moins marquées. A 500 m la langue d'eau la plus chaude (12°C) se situe au sud de la zone et l'écart entre le modèle et les données reste similaire.

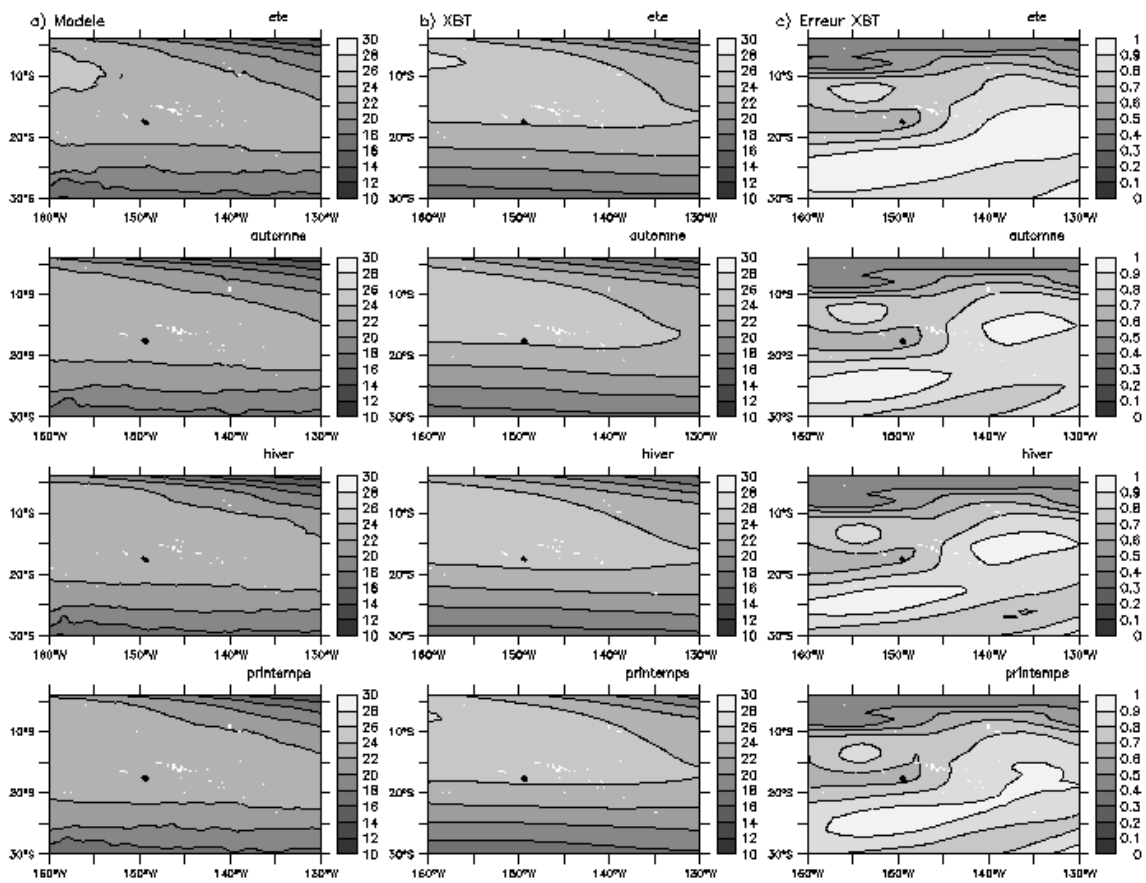


Figure III.42 : Même légende que la Figure III.41 à 150 m.

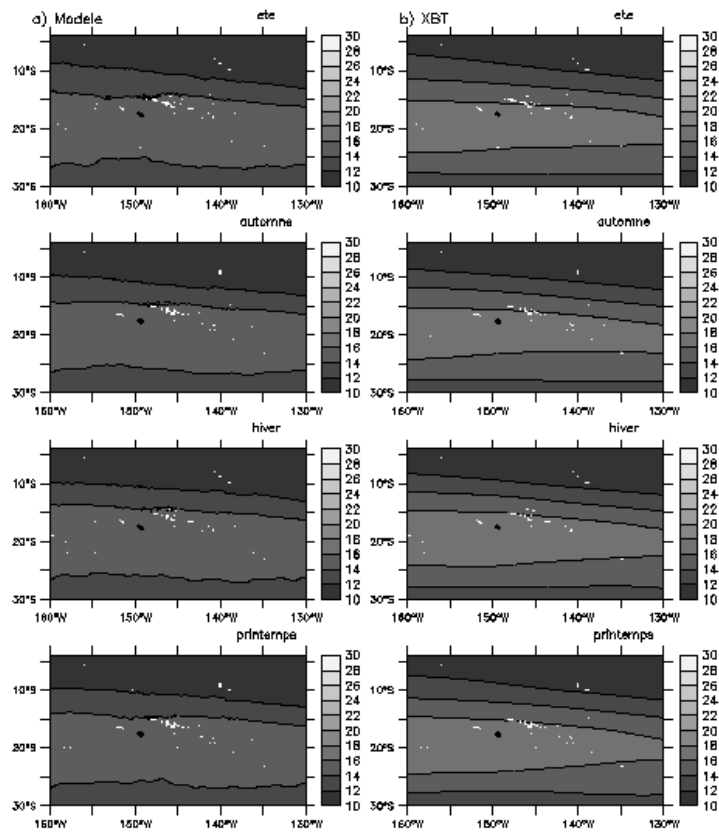


Figure III.43 : Même légende que la Figure III.41 à 300 m.

La profondeur moyenne de l'isotherme 20°C (Z20) dans les données XBT (Figure III.44.c) montre une répartition zonale avec des valeurs maximales centrées entre 15°S et 18°S (240 m). Le gradient méridien est plus fort au sud qu'au nord et la profondeur de la Z20 atteint 20 m à 30°S contre 120 m à 4°S. Les données sont fiables au nord de 15°S à l'ouest de 145°W, et au nord de 10°S à l'est de 145°W.

Le modèle reproduit les structures moyennes, avec une variabilité légèrement plus faible au nord de 22°S et sous estime la profondeur de la Z20 (Figure III.44.a et b). Ce biais est le plus fort entre 15°S et 20°S à l'ouest de 145°W (dans la zone d'erreur faible), avec un écart de la valeur moyenne de 40 à 50 m par rapport aux XBT dans une région où l'écart type est faible (inférieur à 15 m).

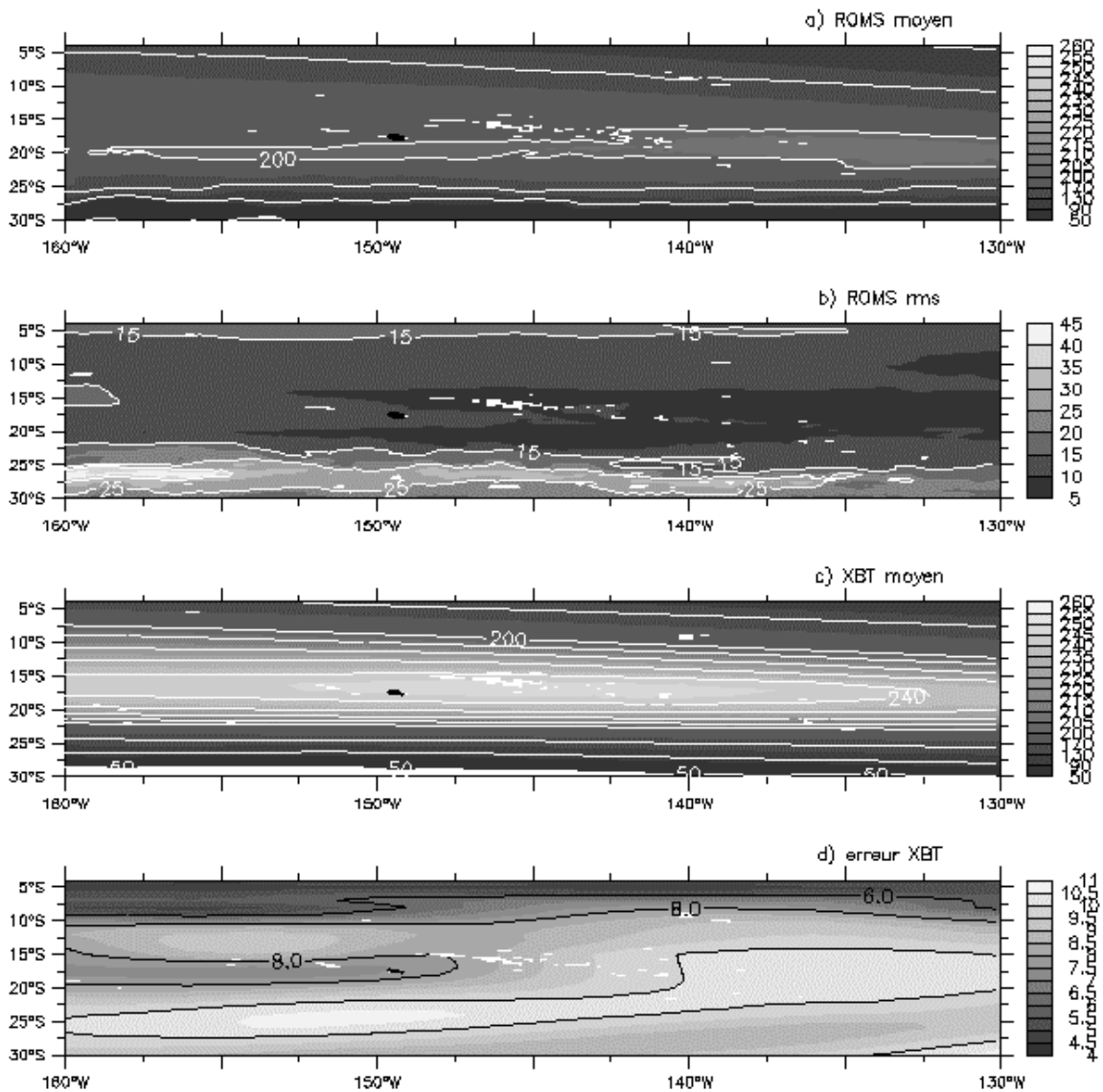


Figure III.44 : a) Profondeur moyenne de la Z20 du modèle, b) rms de la profondeur de la Z20 du modèle, c) profondeur moyenne de la Z20 des XBT. d) leur erreur associée (Plus la valeur de l'erreur est faible, plus la donnée de la Z20 est fiable).

En conclusion, la comparaison des données XBT avec le modèle ROMS est cohérente avec les résultats en surface issues des données satellites : une reproduction fidèle des principales caractéristiques de la région (une langue d'eau chaude dans la partie occidentale nord et un gradient zonal au sud) et un biais en température

dont l'amplitude s'estompe avec la profondeur. Les isothermes et notamment la Z20 de ROMS se retrouve à une profondeur moindre que celle fournie par les XBT en accord avec les résultats des bouées TAO.

III.4 Conclusion

Le modèle ROMS reproduit de manière satisfaisante le signal saisonnier. Concernant la SSHA, la variabilité des différentes structures au nord de la zone (portées par l'EC et le SEC), et de celles méso-échelles au sud (portées par le STCC et le SPC) sont bien reproduites. Le modèle tend cependant à sous estimer l'amplitude des SSHA de quelques centimètres. L'origine de cette sous estimation peut être imputée au modèle de forçage latéral ECCO-2. Le modèle reproduit remarquablement bien la variabilité méso échelle dans le sud de la zone d'étude. Concernant La température, d'une manière générale, le modèle reproduit la variabilité spatiale et temporelle du signal, mais présente une sous estimation de leur valeur dans la partie occidentale nord de la zone d'étude qui peut être due à une non réestimation des flux à la surface du modèle ou/et au modèle de forçage latéral et initial ECCO-2.

La variabilité inter annuelle des hauteurs de mer et de température est également reproduite et caractérisée par une augmentation de l'amplitude des signaux par rapport à une période normale. Parallèlement à cette augmentation de l'amplitude des signaux, l'amplitude de la différence entre les valeurs du modèle et des données augmente.

L'étude de la salinité montre que le modèle reproduit la zone de formation de la SPTW à l'est de la ZEEE de même que sa plongée vers l'ouest, même si il semble que la SPTW du modèle ne s'étende pas suffisamment à l'ouest en surface.

Cette étape de validation montre que la simulation dont nous disposons possède un degré de réalisme suffisant pour l'étude qui suit. Les biais identifiés dans ce chapitre sont à garder à l'esprit notamment lorsque l'on définira la profondeur de la thermocline comme étant la profondeur de l'isotherme 20°C (qui sera donc moins profonde que la réalité) ou pour certaines applications où la localisation d'isothermes précises est importante comme pour l'application à la pêche des thonidés.

Chapitre IV

Analyse de la simulation numérique ROMS

IV ANALYSE DE LA SIMULATION NUMERIQUE **ROMS**

Le chapitre précédent nous a permis d'évaluer la fiabilité du modèle à partir des données de surface et in situ. Les signaux bien représentés ainsi que les points faibles ont été identifiés.

Ce chapitre présente une analyse de la variabilité spatio-temporelle des champs océaniques de courants, de température et de salinité, ainsi que de leurs gradients. La première partie de ce chapitre décrit les variations de la partie superficielle de l'océan, en contact direct avec l'atmosphère : la couche de mélange océanique ; la seconde partie décrit les variations des eaux subsuperficielles [0-500 m] de thermocline ; la troisième partie décrit les courants océaniques sur les 500 premiers mètres et leurs variations. La quatrième et dernière partie, plus prospective, présente une possibilité d'utilisation du modèle pour étudier les effets d'îles aux Marquises.

IV.1 La couche de mélange

La couche de mélange, notée **ML** (Mixed Layer), correspond à la partie superficielle de l'océan brassée sous l'action de l'atmosphère. C'est la zone océanique qui répond le plus directement aux flux atmosphériques et qui transmet ensuite des perturbations aux autres couches de l'océan et réciproquement. Les propriétés physiques de l'eau telles que la température et la salinité y sont verticalement homogènes. Elles varient temporellement en réponse à plusieurs procédés :

- Les flux superficiels de chaleur modifient la température de la ML modulant ainsi le contraste de densité entre la couche de mélange et les eaux profondes.
- Les turbulences mélangent l'eau dans la couche de mélange mais également avec les eaux sous-jacentes de la thermocline. Ces turbulences dépendent de la vitesse du vent et de l'intensité de déferlement des vagues.
- De l'advection horizontale et verticale dues aux courants géostrophiques et d'Ekman.

L'équation régissant les variations de température de surface est la suivante (Delcroix, 1987):

$$Q_n = Q_s - Q_l - Q_i - Q_h$$

Où Q_n est le flux de chaleur net en surface, Q_s , Q_l , Q_i et Q_h faisant référence au flux de surface net d'énergie solaire, à la chaleur latente, aux radiations infra-rouge et à la chaleur sensible.

D'après Berhinger and Stommel (1981), la conservation de la chaleur dans une couche de mélange de profondeur h est défini par :

$$Qn = \rho.Cp. \left[\begin{array}{l} h.(\delta\bar{T} / \delta t) \\ + (\delta\bar{T} / \delta x). \int_{-h}^0 Ug.dz \\ + (\delta\bar{T} / \delta x).(\tau_y / (\rho.f)) \\ + (\delta\bar{T} / \delta y). \int_{-h}^0 Vg.dz \\ - (\delta\bar{T} / \delta y).(\tau_x / (\rho.f)) \\ + (Wh.Dt) / 2 \end{array} \right] \quad I = \left[\begin{array}{l} II \\ III \\ IV \\ V \\ VI \\ VII \end{array} \right] \quad (1)$$

Où (Ug, Vg) sont les composantes des vecteurs vitesses géostrophiques, (τ_x, τ_y) ceux des vecteurs de tensions du vent, f le paramètre de Coriolis, Cp la chaleur spécifique de l'eau de mer (3985 J/Kg.°C) et ρ la masse volumique de l'eau.

La ML est définie par son épaisseur, sa température et sa salinité. Plusieurs critères basés sur des gradients de densité ou de température existent pour définir son épaisseur, ou de manière équivalente sa profondeur. Dans ce chapitre, la profondeur de la couche de mélange, notée **MLD** (Mixed Layer Depth), correspond à la profondeur de la couche ayant subi une variation de température de moins de 0.5°C par rapport à la surface (Monterey and Levitus, 1997).

Ainsi, dans l'équation ci dessus on définit la température $\bar{T}(x, y, t)$ comme la valeur moyenne selon la profondeur de la température T(x, y, z, t) dans la couche de mélange, et Dt (=0.5°C) la variation de température entre le haut et la bas de la ML. La vitesse vertical (W) est déterminée par un profil linéaire qui varie de (Wh) au fond de la couche de mélange à zéro à la surface : $W = - (Wh/h).z$, où :

$$Wh = (\delta / \delta x).(\tau_y / (\rho.f)) - (\delta / \delta y).(\tau_x / (\rho.f)) - (\beta / f). \int_{-h}^0 Vg.dz \quad (2)$$

L'équation (1) permet de définir la contribution des différents termes intervenant dans le calcul du taux net de gain de chaleur (I):

- (II) l'accumulation de chaleur locale
- (III) le transport géostrophique zonal
- (IV) le transport d'Ekman zonal
- (V) le transport géostrophique méridien
- (VI) le transport d'Ekman méridien
- (VII) l'advection verticale

La profondeur moyenne de la ML varie du nord au sud (Figure IV.1). Elle est plus profonde au nord (supérieure à 80 m) où la variation de la température de surface est faible (voir chapitre précédent) et par conséquent où la pénétration dans la couche d'eau est la plus importante. Elle y est stable et varie peu (16 à 20 m rms). Au sud, elle est moins profonde (40 m à 60 m) mais présente une forte variabilité de 100% de la valeur moyenne due à d'importantes variations saisonnières de température.

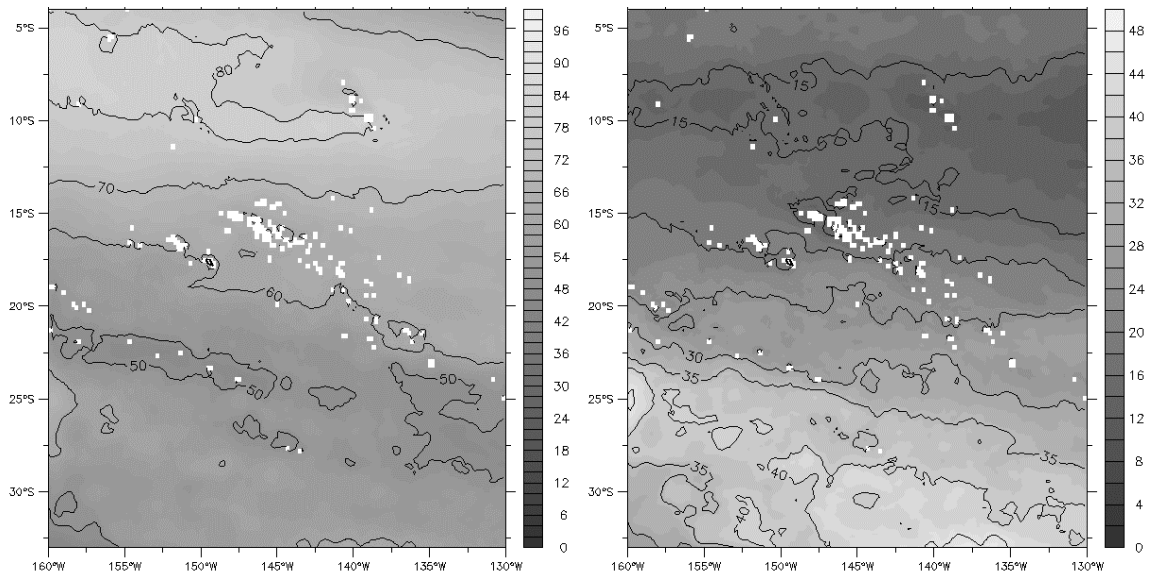


Figure IV.1 : Moyenne (gauche) et déviation standard (droite) (respectivement en m et m rms) de la profondeur de la couche de mélange du modèle de janvier 1994 à décembre 2004.

La Figure IV.2 montre une MLD plus faible autour de l'archipel des Marquises et suggère ici un effet d'îles sur la distribution des propriétés physiques de la colonne d'eau.

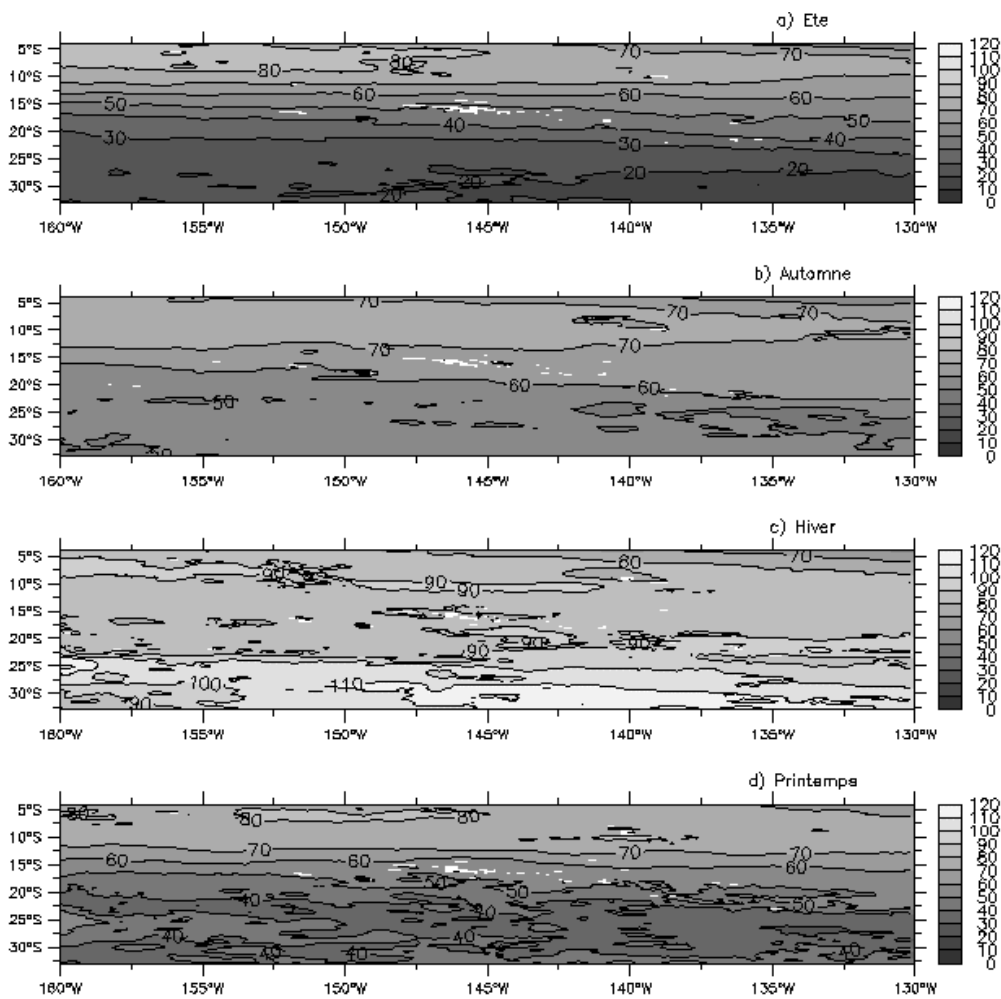


Figure IV.2 : Profondeur (en mètres) saisonnière moyenne de la couche de mélange de janvier 1994 à décembre 2004.

La moyenne annuelle de la quantité de chaleur net (Q_n) reçue (+) ou perdue (-) par l'océan et sa variabilité sont présentées sur la Figure IV.3.

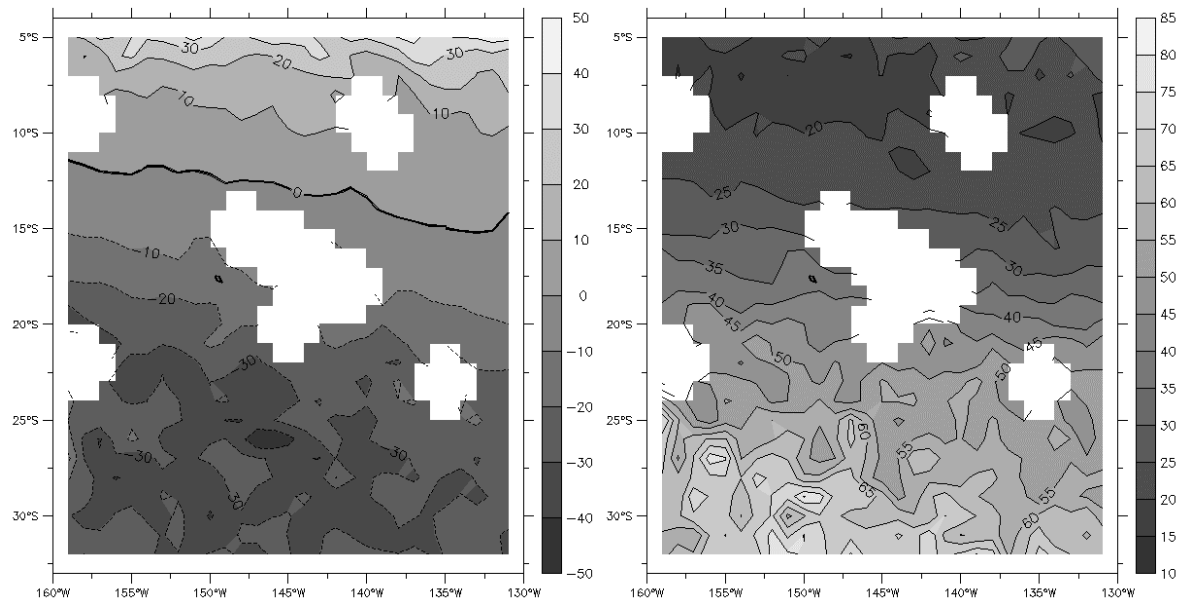


Figure IV.3 : Bilan de chaleur net moyen (à gauche en W/m^2) et sa variabilité (à droite en W/m^2 rms) sur la période janvier 1994 à décembre 2004.

On peut y distinguer, comme sur la Figure IV.1 de distribution de la profondeur de la couche de mélange, deux régions distinctes. Au nord, l'océan gagne de la chaleur ($30 W/m^2$ à $5^\circ S$) et cet apport est peu variable ($20 W/m^2$ rms), tandis qu'il en perd au sud de $12^\circ S$ ($-30 W/m^2$ en moyenne à $30^\circ S$), région où le bilan de chaleur net fluctue jusqu'à $70 W/m^2$ rms traduisant la variabilité saisonnière.

Les Figure IV.4 et Figure IV.5 montrent l'apport/ perte de chaleur des différents termes au bilan de chaleur total en été et hiver austral.

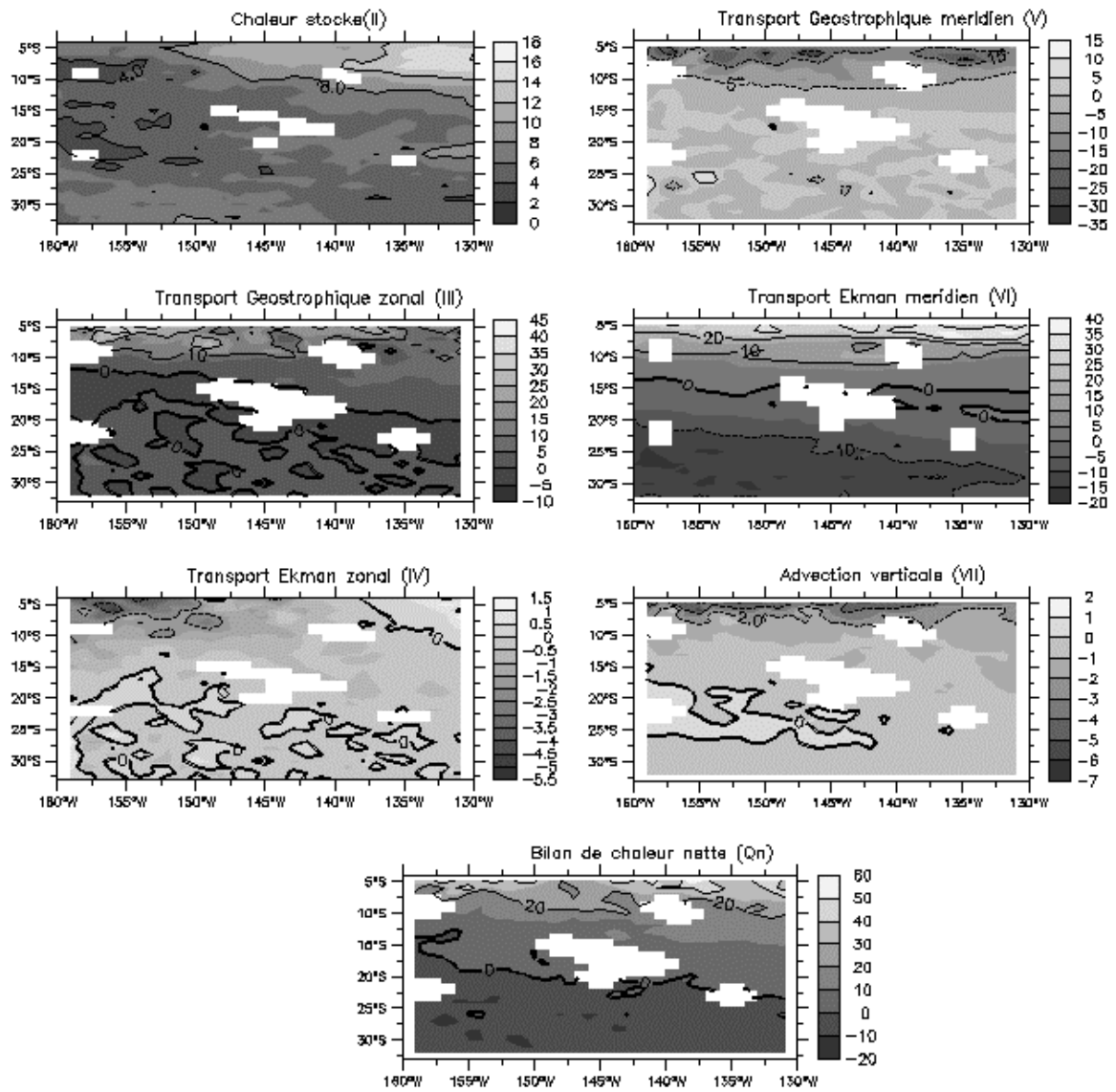


Figure IV.4 : Gain ou perte de chaleur net (W/m^2) des différents termes de l'équation (1) du bilan de chaleur net en été austral moyenné sur la période janvier 1994 à décembre 2004.

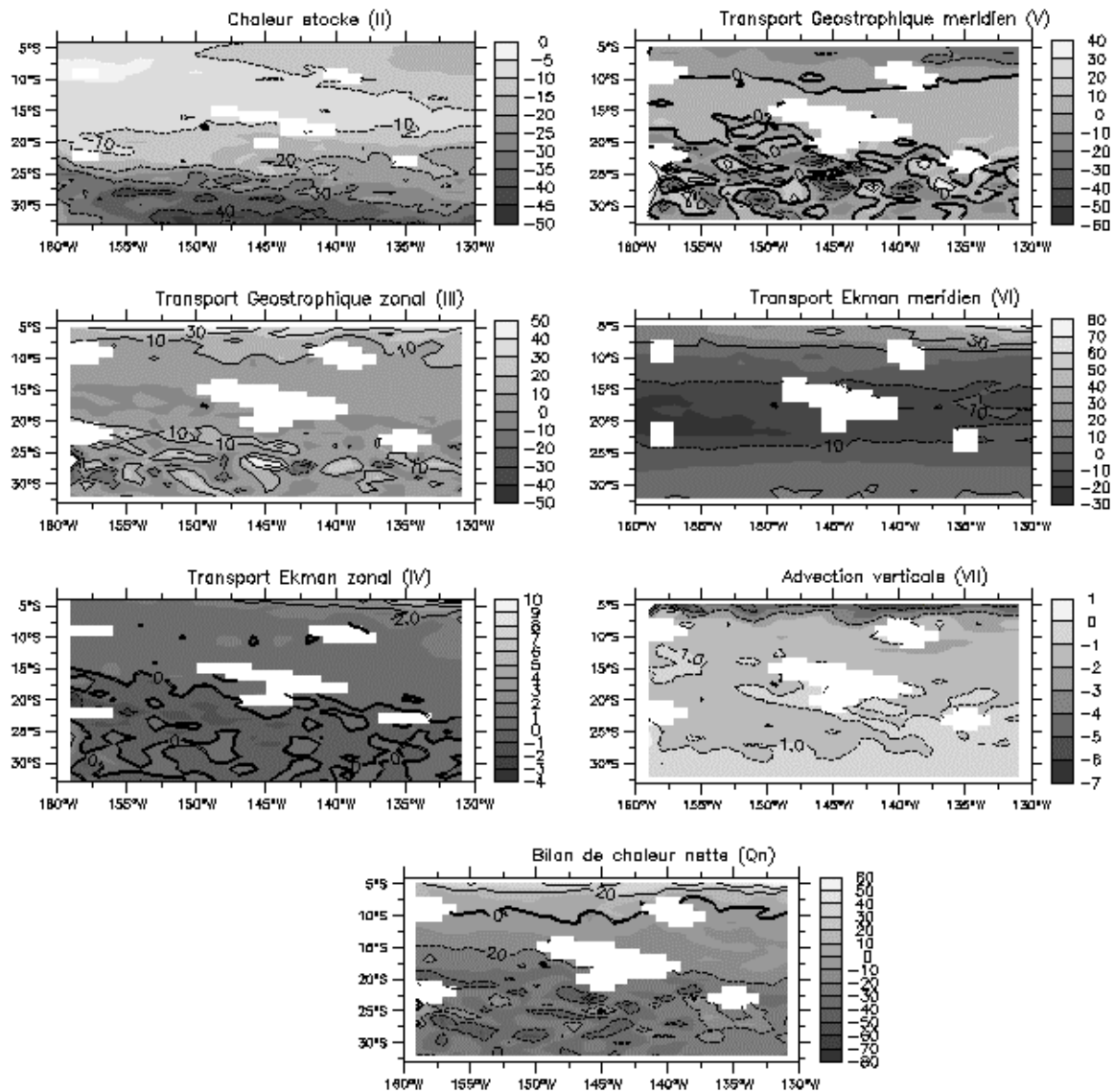


Figure IV.5 : Gain ou perte de chaleur net (W/m^2) des différents termes de l'équation (1) du bilan de chaleur net en hiver austral moyenné sur la période janvier 1994 à décembre 2004.

Pour quantifier l'apport des termes II à VII de l'équation du bilan de chaleur, des moyennes saisonnières de leur contribution ont été calculées pour les bandes $[160^{\circ}W-130^{\circ}W]/[5^{\circ}S-6^{\circ}S]$ et $[160^{\circ}W-130^{\circ}W]/[30^{\circ}S-31^{\circ}S]$ (Figure IV.6).

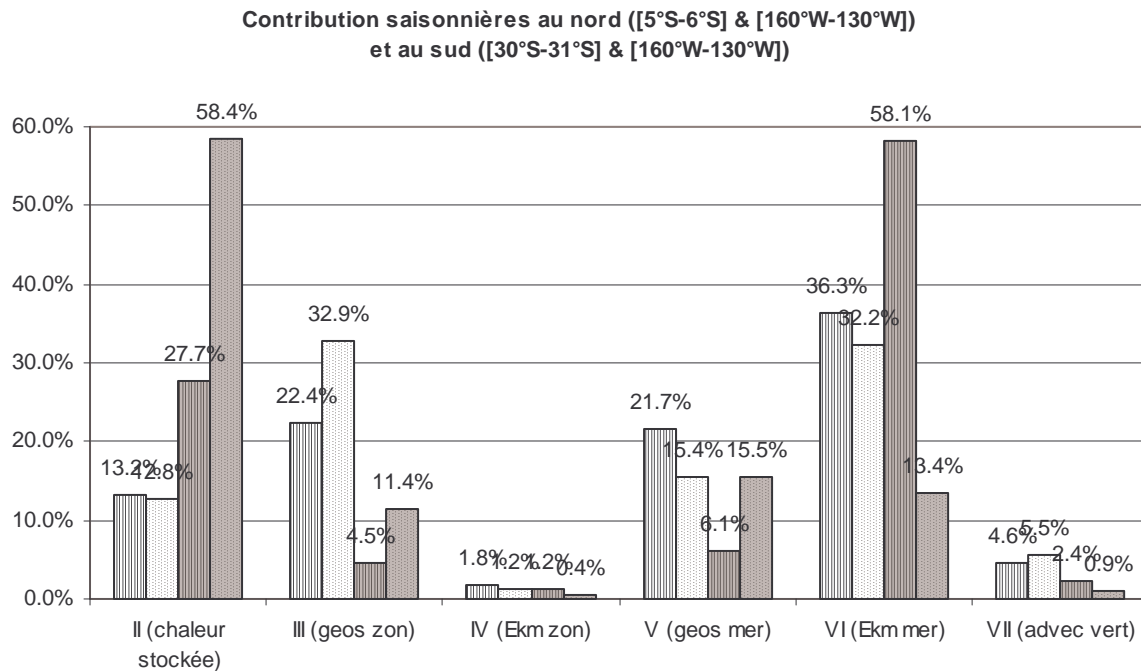


Figure IV.6 : Histogramme représentant la contribution moyenne sur la période janvier 1994 à décembre 2004 des différents termes de l'équation (I) pour le nord de la zone (moyenne sur [5°S-6°S] & [160°W-130°W], barres sur fond blanc) et le sud (moyenne sur [30°S-31°S] & [160°W-130°W], barres sur fond gris) en été austral (traits verticaux) et en hiver austral (points).

Au nord de la zone ([5°S-6°S] & [160°W-130°W]), la profondeur de la couche de mélange (ML) est de 70 m en été contre plus de 80 m en hiver. Cette constance de la profondeur de la couche de mélange est également visible sur la Figure IV.3 avec un gain de chaleur net moyen de 30 W/m² variant peu (10 à 15 W/m² rms). En été comme en hiver, les contributions les plus importantes au gain de chaleur net proviennent :

- Du transport de chaleur méridien d'Ekman (contribution de 36% au bilan de chaleur net en été avec un gain de 25 W/m² et 32% en hiver pour un gain de chaleur supérieur à 30 W/m²) du à un fort gradient méridien positif de la température moyennée de la couche de mélange et la tension zonale du vent dirigée vers l'ouest qui s'intensifie en hiver.

- Du SEC (transport géostrophique zonal) qui contribue à 23% du bilan net de chaleur en été et qui s'intensifie en hiver avec 33% du bilan net (équivalent à la contribution du au transport d'Ekman méridien en cette saison).

Le transport géostrophique méridien, source de perte de chaleur pour l'océan, a moins d'impact sur le bilan total en hiver (-10 W/m², soit 16% du bilan total) qu'en été (-20 W/m², soit 22% du bilan total). En été, le gain due à la chaleur stockée localement (environ 13% du bilan) est inférieur à 8 W/m² à l'ouest de 150°W et supérieur à 10 W/m² à l'est. En hiver, la perte est de 0 à -10 W/m² à l'ouest de 150°W et jusqu'à -15 W/m² à l'est. Le gain du au transport d'Ekman zonal est négligeable par rapport aux autres termes.

Le sud de la zone ([30°S-31°S] & [160°W-130°W]) est dominée par deux processus : le transport de chaleur méridienne d'Ekman et la chaleur stockée localement. La variabilité du bilan de chaleur net se répercute

sur celle de la profondeur de la couche de mélange qui passe de 20 m en été ($Q_n = -10 \text{ W/m}^2$) à plus de 100 m en hiver ($Q_n = -30$ à -40 W/m^2).

En été austral, le gain de chaleur locale stockée (28% du bilan total) est de 7 W/m^2 du au réchauffement solaire. C'est la perte de chaleur de -10 W/m^2 du au transport de chaleur méridien d'Ekman vers l'ouest qui prédomine (58% du bilan total). Les isothermes et isohalines sont serrées et remontent vers la surface de manière prononcée, traduisant la présence d'une thermocline saisonnière. En hiver en revanche, le fort gradient négatif de température de la couche de mélange en fonction du temps entraîne la prédominance du terme de chaleur locale stockée dans le bilan de chaleur net (59%) avec une perte de chaleur de -40 à -45 W/m^2 pour l'océan, et donc la plongée des isothermes et l'augmentation de la profondeur de la couche de mélange. Le transport de chaleur méridien d'Ekman (13.4% du bilan net) apporte cette fois ci de 5 à 10 W/m^2 à l'océan en raison du renversement de la tension du vent dirigé vers l'est du au déplacement de la ZCPS hors de la ZEE. Le transport de chaleur géostrophique zonal (11.4%) apporte également 5 à 10 W/m^2 , tandis que l'apport géostrophique méridien (15.5%) alterne quant à lui entre gain et perte dans cette région tourbillonnaire.

Le nord de la zone est donc dominée par les processus d'advection horizontale océanique de chaleur tout au long de l'année, de même que le sud de la ZEE Polynésienne en été austral tandis qu'en hiver la perte de chaleur due au stockage local prédomine vers les hautes latitudes.

En février 1998, pendant El Niño, la Figure IV.7 montre au nord de la zone l'augmentation de stockage de la chaleur locale qui prédomine le bilan de chaleur (44% du bilan total contre 13% en période normale) avec plus de 30 W/m^2 à l'est. Les contributions des processus d'advection anciennement dominant chutent, et particulièrement celle due au transport méridien d'Ekman (9% contre 36% en été normal) qui se situe entre 10 W/m^2 et -10 W/m^2 , due à une diminution/renversement des alizés.

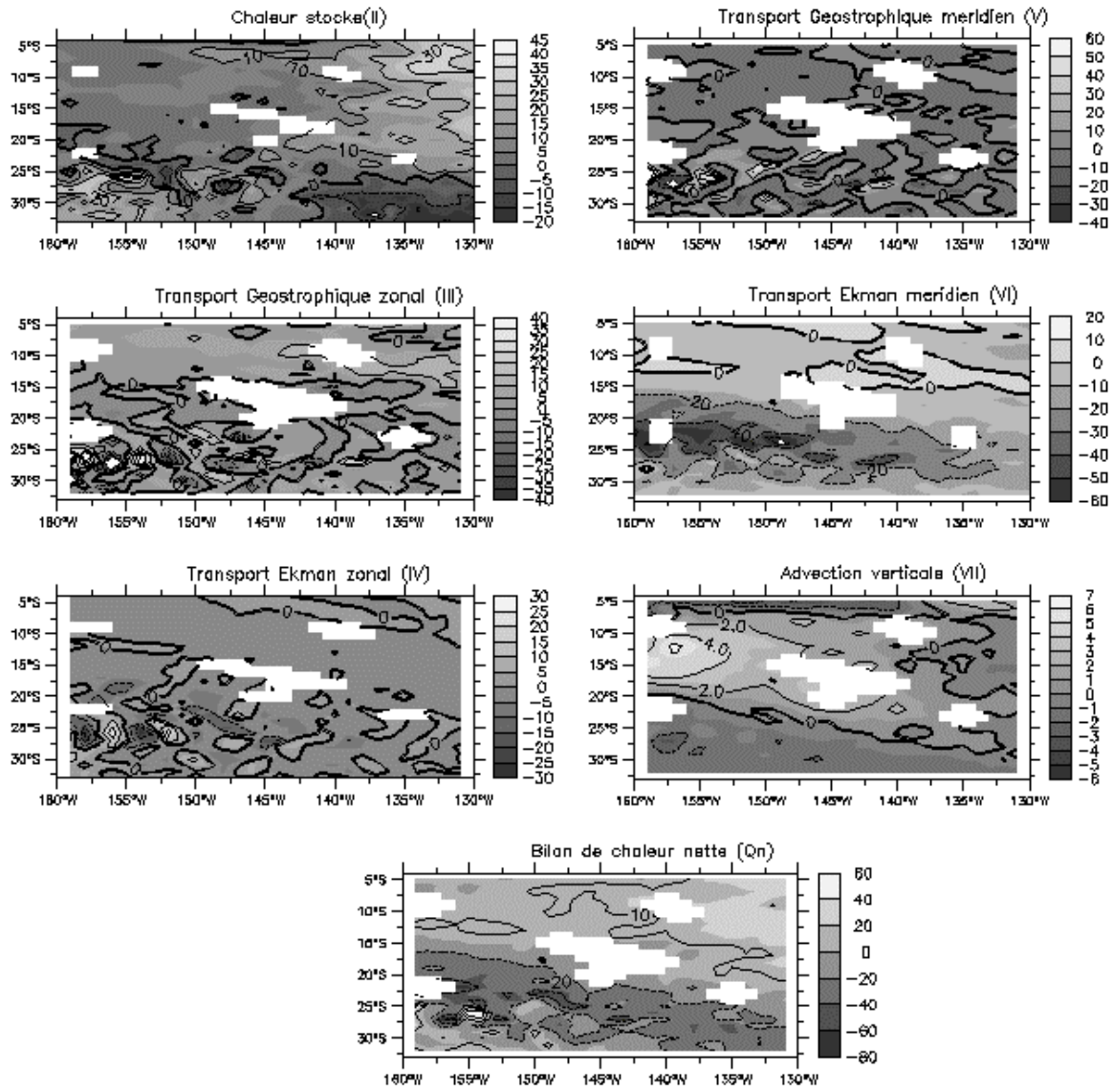


Figure IV.7 : Gain ou perte de chaleur net (W/m^2) des différents termes de l'équation (1) du bilan de chaleur net en été 1998 pendant El Niño.

IV.2 La thermocline

Dans la littérature, la profondeur de la thermocline est souvent définie comme la profondeur de l'isotherme 20°C pour les bandes équatoriales et tropicales (Kessler, 1990). Or la Polynésie française s'étend plus au sud, là où les températures de surface atteignent saisonnièrement des valeurs inférieures à 20°C (Partie III.2). Au vu des profils verticaux de température à différentes longitudes (Figure IV.8) et en accord avec Eldin (1983), la profondeur de la thermocline permanente Polynésienne est définie comme celle de l'isotherme 14°C, notée Z14 (Meyers, 1979). En effet, elle traduit bien pour toute la bande latitudinale la limite en dessous de laquelle les isothermes se resserrent et le gradient vertical entre elles diminue.

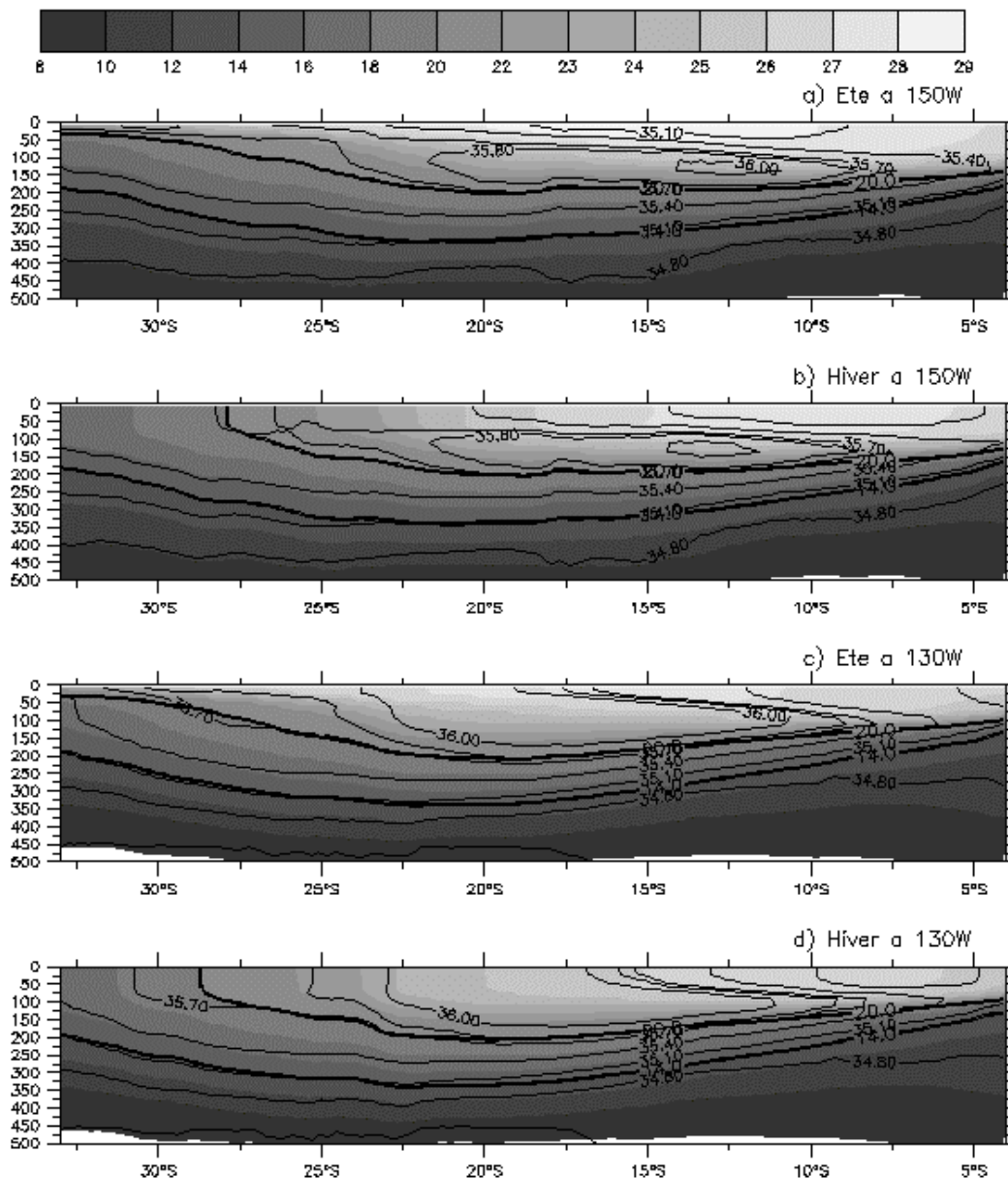


Figure IV.8 : Section verticale à 150°W et 130°W en été et hiver austral. Les isothermes (°C) sont coloriées (et les isothermes 14°C et 20°C sont tracées en gras) et les isohalines (‰) sont représentées par des lignes continues (tous les 0.3 ‰ ainsi que celle à 35.8‰).

Dans la bande équatoriale, qui se trouve en situation de divergence (upwelling), les profils verticaux de température (Figure IV.8) montrent parfaitement des isothermes serrées et relevées avec une thermocline peu profonde (150 m à l'est de la zone et 200 m à l'ouest) (Figure IV.9). Ces résultats sont en accord avec les observations de Donguy and Meyers (1996) qui ont une Z14 à 160 m au niveau de l'équateur à 140°W (moyenne des mesures de XBT de 148 sections Tahiti-Los Angeles de 1967 à 1988). En revanche à 20°S, leurs résultats indiquent une profondeur de la Z14 plus profonde d'une trentaine de mètres, ce qui correspond au biais du modèle identifié dans la chapitre précédent. En zone tropicale, la thermocline permanente est à l'inverse profonde (convergence et downwelling) avec un gradient vertical plus faible. Associé avec l'enfoncement de la Z14, le gradient vertical de température diminue. La pente méridienne des isothermes s'enfonce également d'est en ouest. La variabilité est faible partout (10 à 15 m rms) sauf au niveau de la bordure sud-ouest de la zone (30 à 40 m) (Figure IV.9). Les diagrammes latitude-temps montrent qu'à 160°W (Figure IV.10), entre 30°S et 35°S et de 1994 à 2004, la profondeur de la Z14 tend à augmenter constamment expliquant ainsi la variabilité de cette zone. Cette dérive présente dans le modèle ECCO-2 peut être réelle, ou due à un ajustement du modèle. Intéressant, à creuser plus tard je pense.

Les variations induites par El Niño sont identifiables à l'ouest de 145°W. En février 1998 (Figure IV.10), la Z14 remonte entre 3°S et 6°S (elle passe de 160 m à 140 m environ) ainsi qu'entre 14°S et 18°S (de 300 m à 250 m).

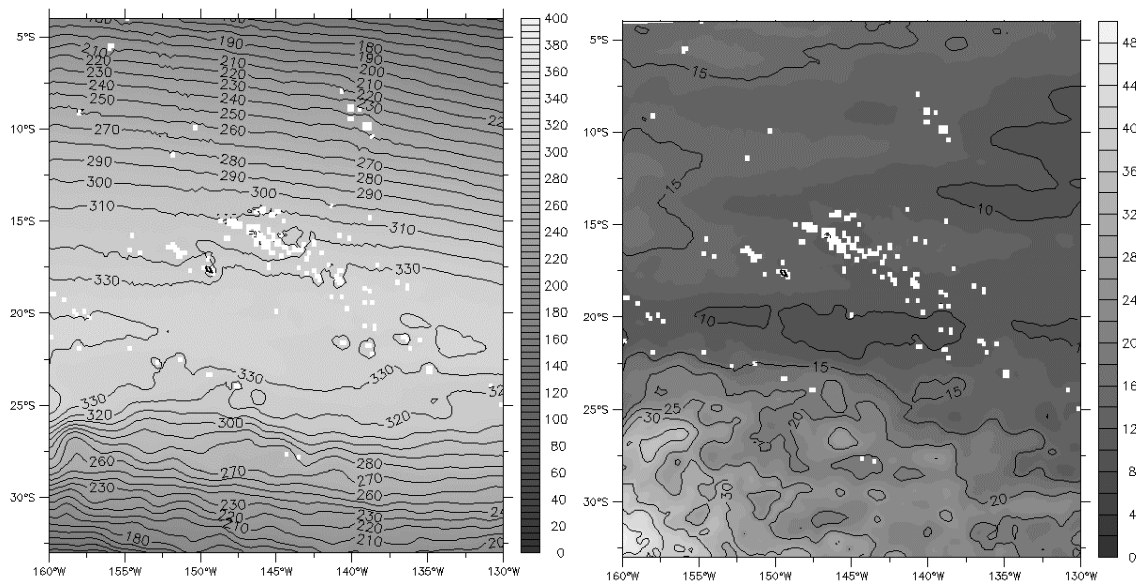


Figure IV.9 : Profondeur moyenne (gauche) et déviation standard (droite) (respectivement en m et m rms) de la profondeur de la thermocline du modèle représentée par l'isotherme 14°C.

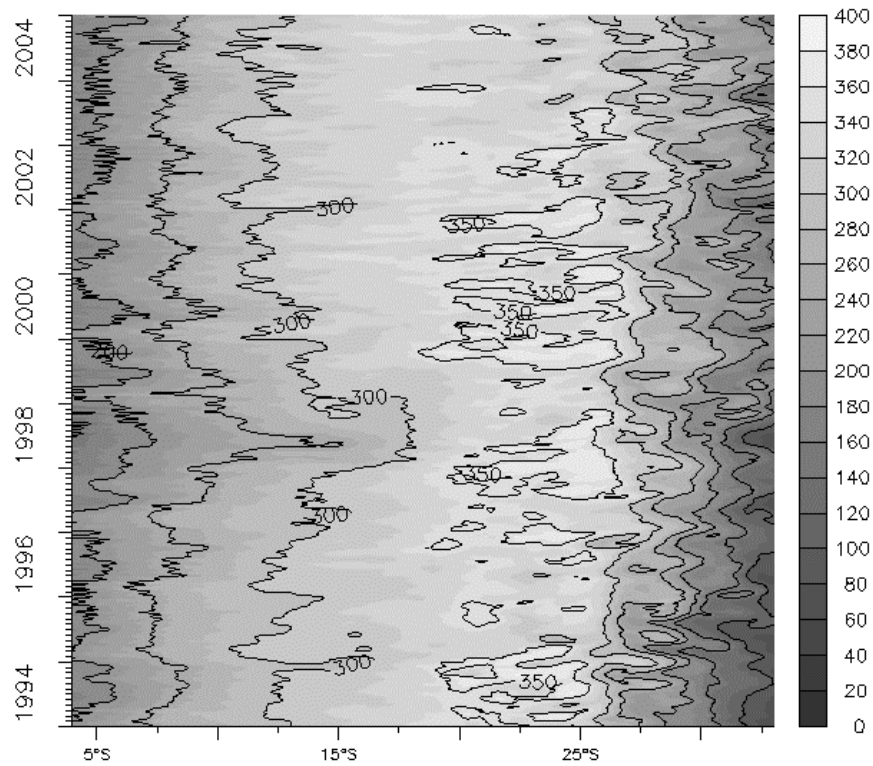


Figure IV.10 : Variation temporelle de la profondeur (en mètres) de la thermocline (Z14) en fonction de la latitude à 160°W.

IV.3 La circulation océanique

La circulation des eaux de thermocline du modèle de circulation océanique régional ROMS est décrite, d'abord en période « normale » (moyenne sur les 10 ans de données), puis en période El Niño ou La Niña. La description se base sur les cartes saisonnières des courants et des isopycnes 22.5 kg/m^3 à 26.5 kg/m^3 (Figure IV.11, Figure IV.16 à Figure IV.25), et sur les profils des vitesses zonales à 160°W , 150°W , 140°W et 130°W (Figure IV.12 et Figure IV.15). En complément, les cartes de profondeurs saisonnières des isopycnes sont disponibles en Annexe 7.

IV.3.a En période normale

De 4°S à 7°S se situe le Courant Equatorial (EC), branche nord du Courant Equatorial Sud. C'est la zone de plus forte intensité du courant. En surface, la vitesse vers l'ouest de l'EC est supérieure à 30 cm/s et peut atteindre 50 cm/s en hiver (Figure IV.11) comme l'avaient observé Rancher et al (1993). Les profils de vitesse zonale et de densité à 150°W (Figure IV.13) et 130°W (Figure IV.15) montrent une diminution de la profondeur de l'EC d'ouest en est. Cette remontée de l'EC suit la remontée des isopycnes et de la thermocline vers l'est dans la bande équatoriale. A 130°W , la couche ayant des vitesses zonales supérieures à 25 cm/s le long de l'isopycne 25 kg/m^3 (Figure IV.20), se situe en moyenne vers 90 m de profondeur contre 130 m à 150°W . Au sud de l'EC, la seconde veine de courant dirigée vers l'ouest, le SEC, s'étend jusqu'à 17°S en surface avec des vitesses supérieures à 10 cm/s (Figure IV.11 à Figure IV.15). En hiver, il s'intensifie et dépasse 20 cm/s jusqu'à 10°S . Si d'une manière générale le SEC s'écoule vers l'ouest jusqu'à une profondeur en moyenne supérieure à 500 m , on peut cependant y discerner quatre particularités : un SEC particulièrement intense au nord en surface et subsurface, un sillage de courant plus fort et turbulent en aval des îles Marquises, plusieurs veines de contre courants portant vers l'est, le Contre Courant Sud de Subsurface.

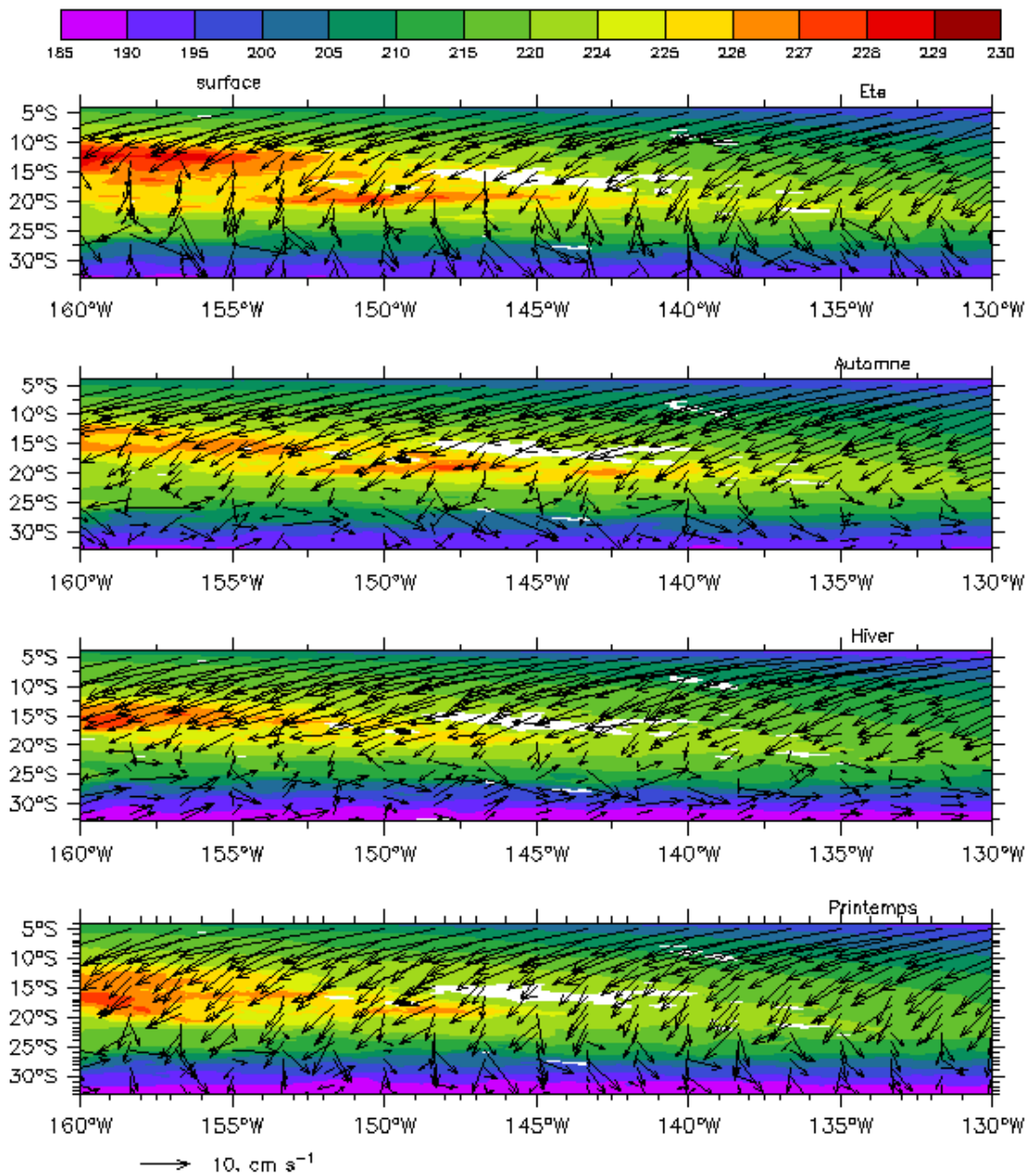


Figure IV.11. Variation saisonnière des hauteurs dynamiques (cm.dyn) (référéncées par rapport à 200 m) et vecteurs du courant total en surface du modèle ROMS.

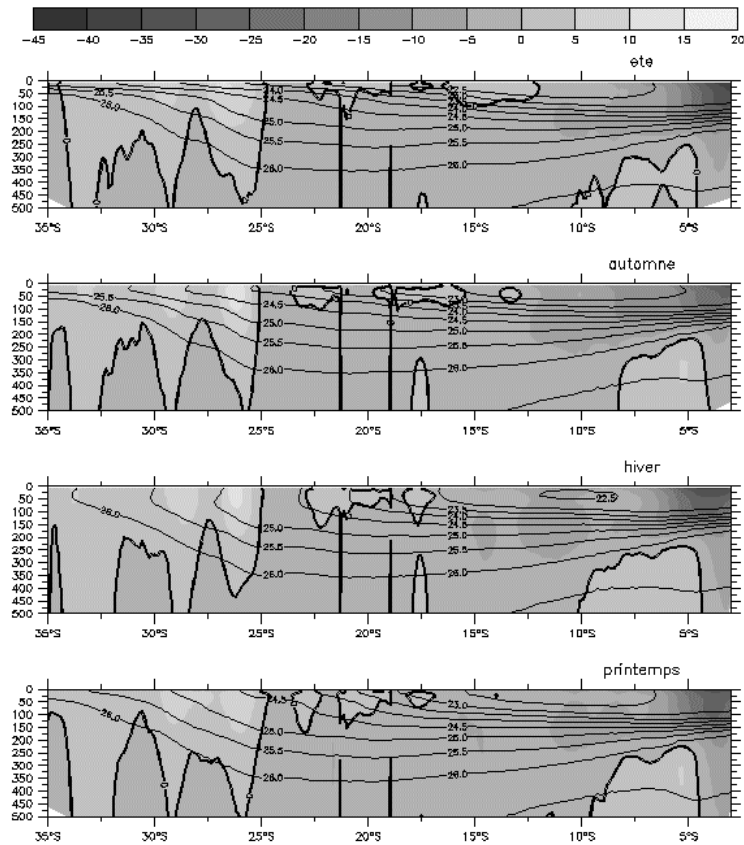


Figure IV.12 : Profils saisonniers (1 janvier 1994 au 31 décembre 2004) à 160°W de la vitesse totale zonale (cm/s) et des isopycnes (contours tous les 0.5 kg/m³). Les courants positifs sont dirigés vers l'Est et l'isoligne U=0 cm/s est tracée en gras.

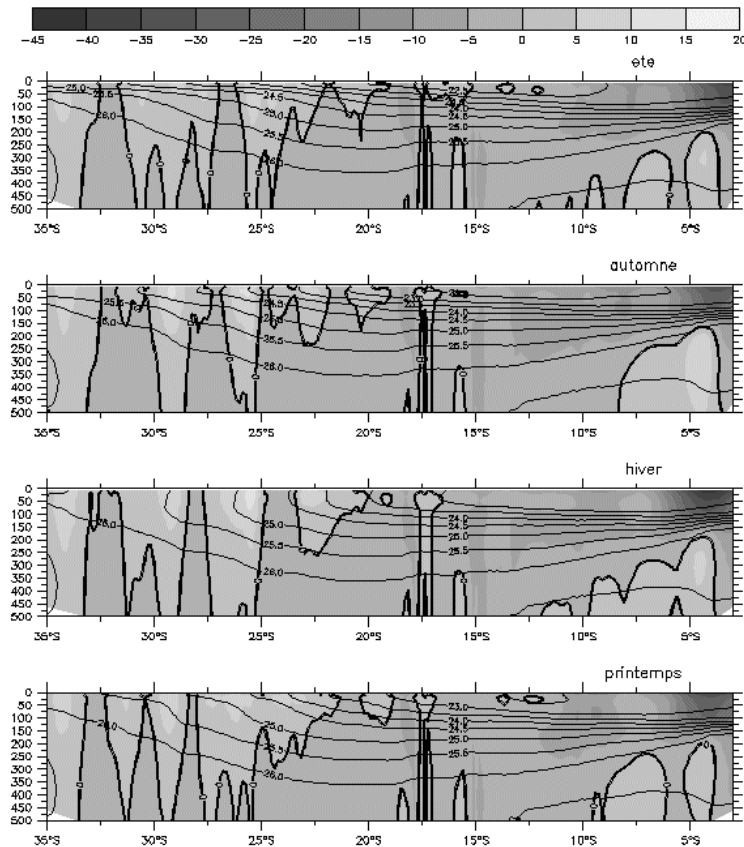


Figure IV.13 : Même légende que la Figure IV.12 à 150°W.

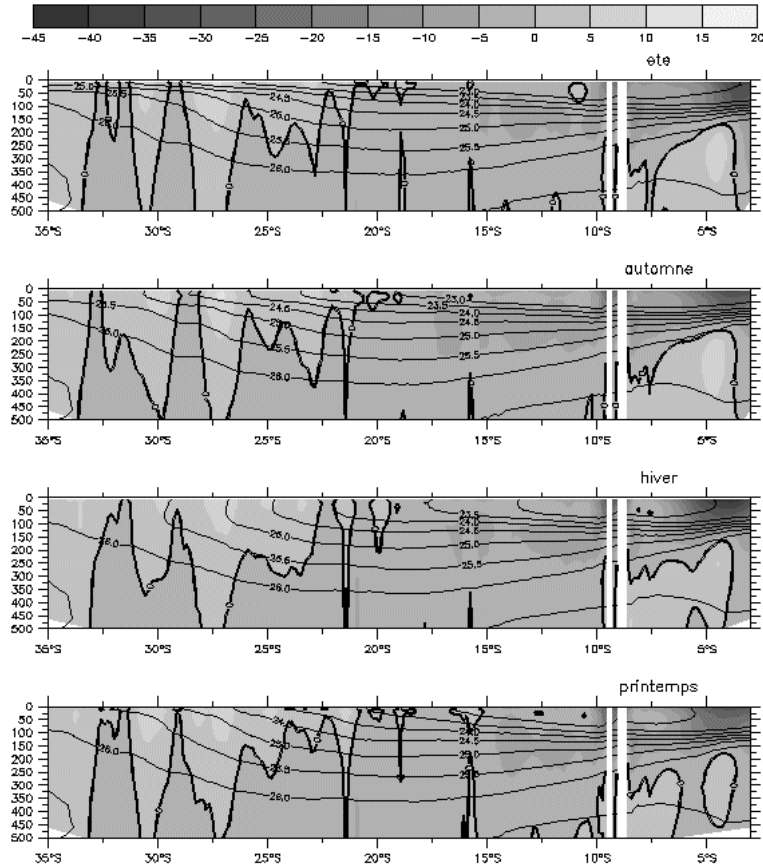


Figure IV.14 : Même légende que la Figure IV.12 à 140°W.

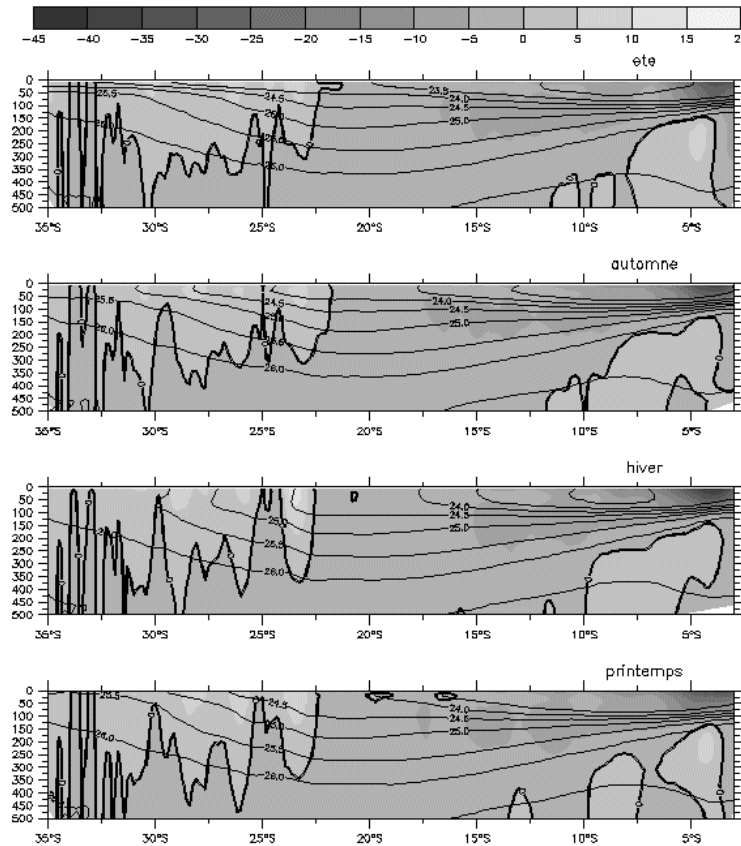


Figure IV.15 : Même légende que la Figure IV.13 à 130°W.

- La première des quatre particularités de la zone est la présence d'un SEC intense (entre 5 et 15 cm/s) de 7°S à 11°S à l'ouest de 145°W (Figure IV.12 et Figure IV.13) et de 7°S à 16°S à l'est de 145°W (Figure IV.14 et Figure IV.15). Prolongement sud de l'EC (visible ici entre 4°S et 7°S), cette région particulière du SEC s'étend de la surface, ou de la subsurface, jusqu'à l'isopycne 25.5 kg/m³ (Figure IV.21).

La couche plus intense du SEC, depuis la surface à l'isopycne 25.5 kg/m³, s'étend entre 7°S et 10°S de 155°W à 130°W en été austral. En hiver la bande fluctue entre [7°S-10°S] et [10°S-12°S] selon la longitude. La couche de subsurface, qui s'écoule sous l'isopycne 23.5 kg/m³, s'étend plus au sud que celle en surface et à l'est qu'à l'ouest de la Polynésie. Elle atteint 11°S à 160°W contre 16°S à 130°W en été. En hiver elle s'étale plus vers le sud, au centre et à l'ouest de la zone. Plus au sud les vitesses diminuent entre 0 et 5 cm/s (Figure IV.11 à Figure IV.15). Ces résultats diffèrent de ceux obtenus par Wyrтки and Kilonsky (1984) qui observent à 150°W deux branches distinctes du SEC au sud de l'équateur, séparées par une veine de contre courant à 8°S.

- En second lieu, la région du SEC dans le sillage des îles Marquises (140°W) présente également un écoulement plus intense (20 à 25 cm/s) qu'à leur voisinage (10 à 20 cm/s) (Figure IV.14). Celui-ci est présent quelque soit la saison avec une intensification en hiver et au printemps où il peut s'étendre jusqu'à 145-150°W. Ce sillage est visible de la surface jusqu'à l'isopycne 26 kg/m³ située à une profondeur supérieure à 350 m (Figure IV.22).

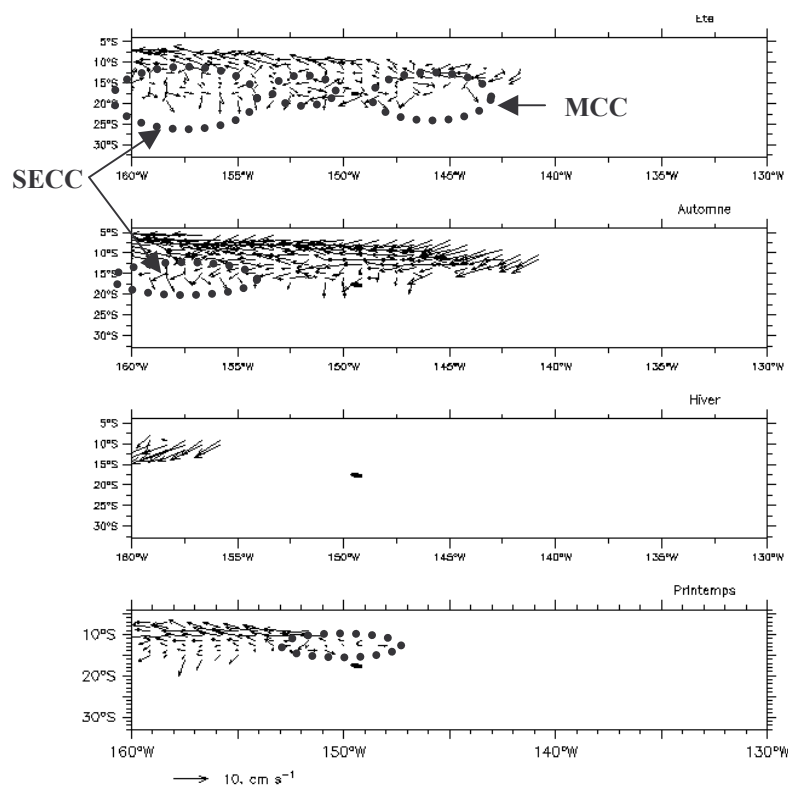


Figure IV.16 : Vecteurs du courant total le long de l'isopycne 22.5 kg/m³. Les contre courants vers l'est dans le nord de la zone sont encadrés par une ligne en pointillée (Contre Courant Equatorial Sud = SECC, Contre Courant des Marquises = MCC).

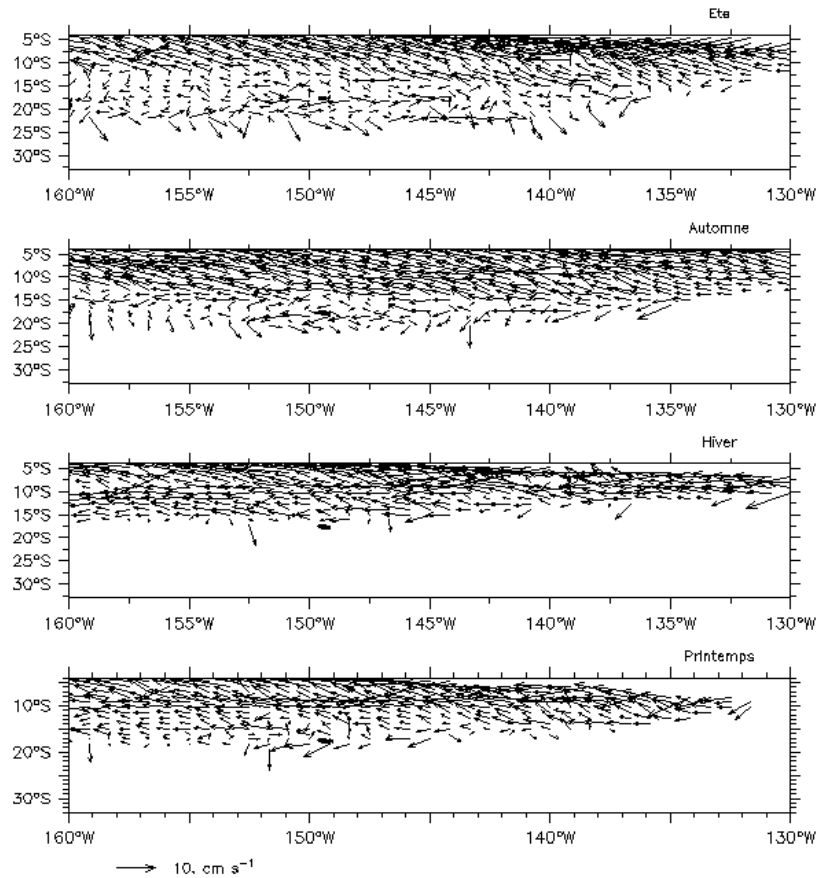


Figure IV.17 : Vecteurs du courant total le long de l'isopycne 23 kg/m³.

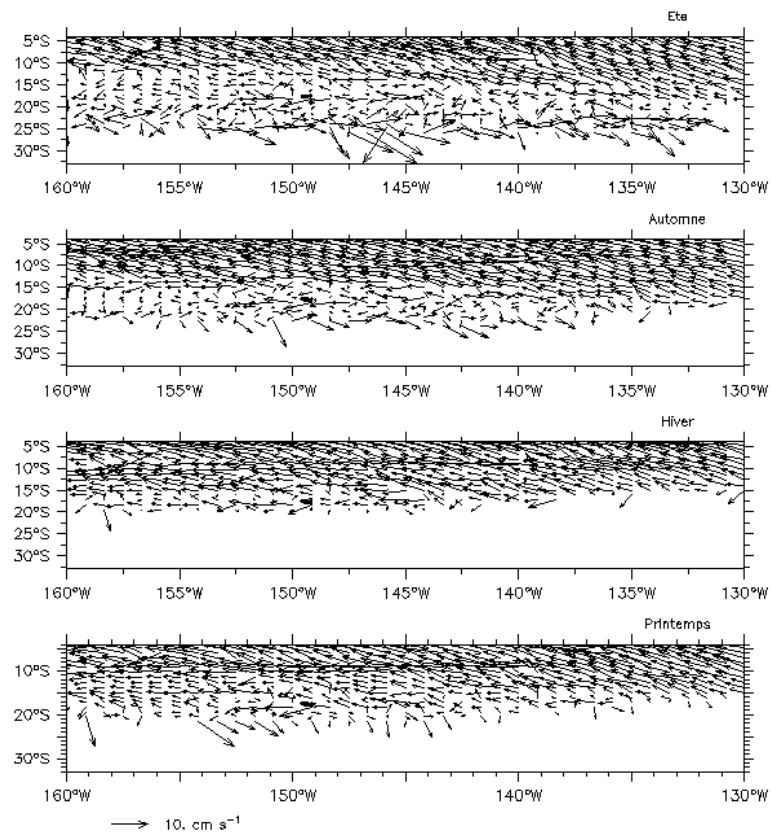


Figure IV.18 : Même légende que la Figure IV.17 le long de l'isopycne 23.5 kg/m³.

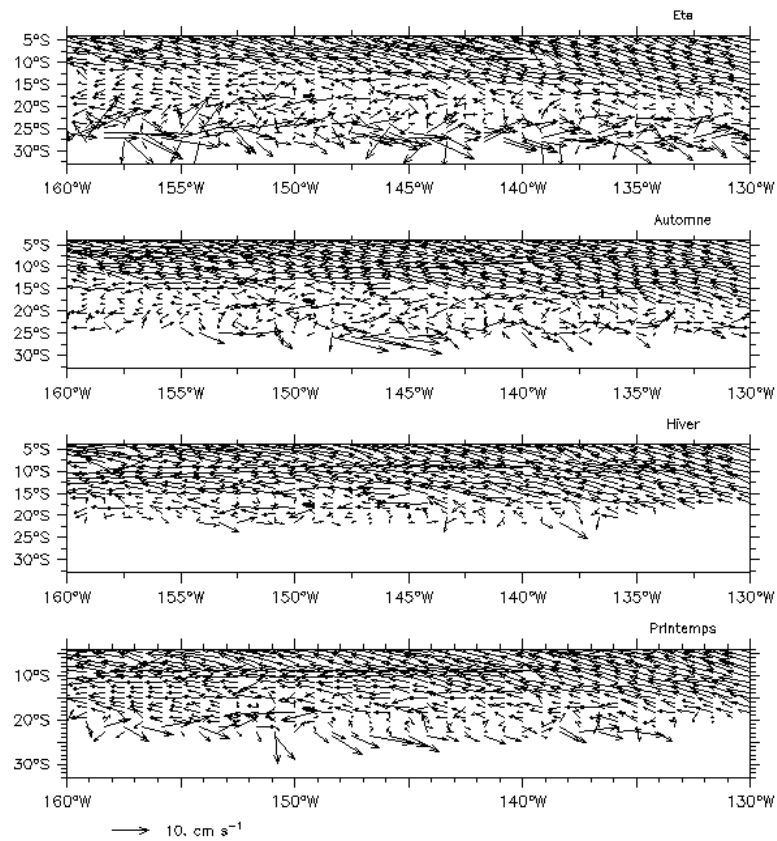


Figure IV.19 : Même légende que la Figure IV.17 le long de l'isopycne 24 kg/m³.

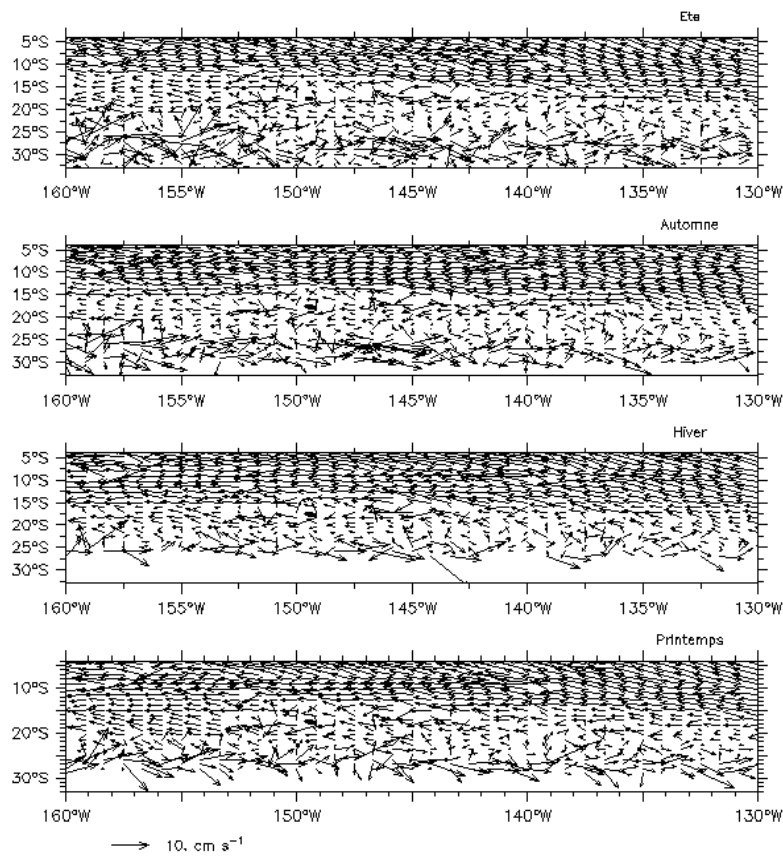


Figure IV.20 : Même légende que la Figure IV.17 le long de l'isopycne 25 kg/m³.

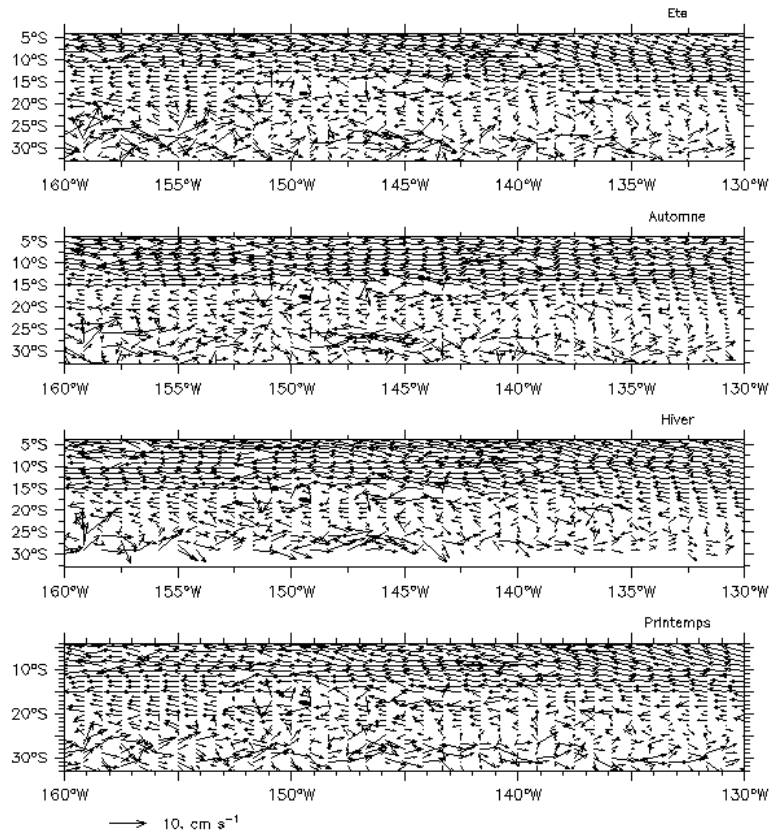


Figure IV.21 : Même légende que la Figure IV.17 le long de l'isopycne 25.5 kg/m³.

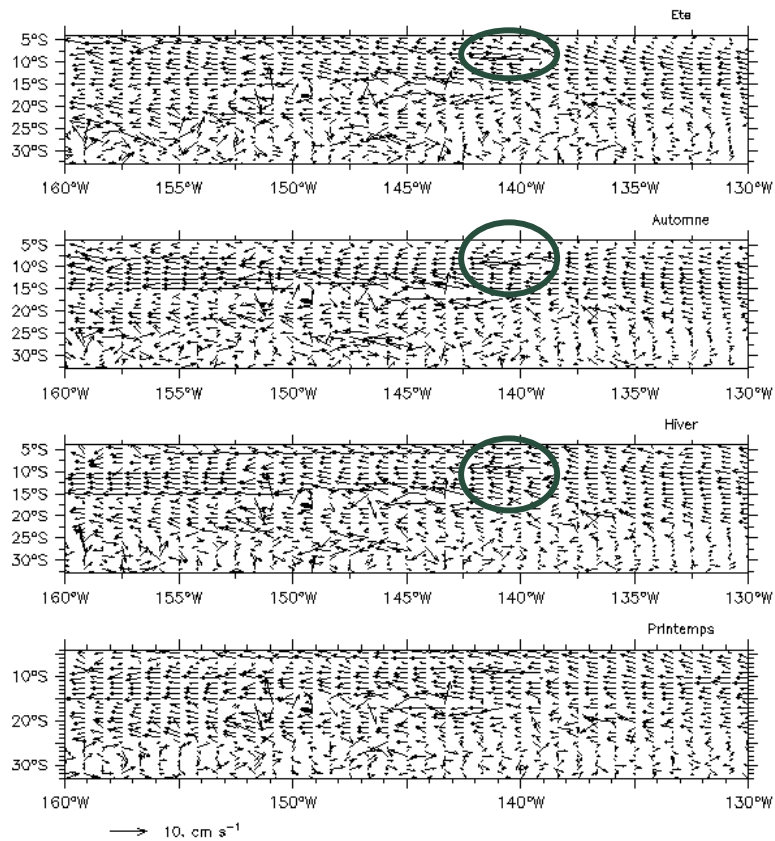


Figure IV.22 : Même légende que la Figure IV.17 le long de l'isopycne 26 kg/m³. La zone d'intensification du courant autour de l'archipel des Marquises est indiquée par un cercle continu.

- La troisième particularité dans la partie nord de la zone, est l'apparition de plusieurs veines de contre courants (de vitesses comprises entre 5 et 10 cm/s) en été austral qui se prolongent en automne. La première, s'étend entre 12°S et 16°S, de 160°W à 155°W de la surface à l'isopycne 22.5 kg/m³ (Figure IV.16). Le profil de courant zonal à 160°W (Figure IV.12) montre l'étendue verticale de cette veine qui s'étend jusqu'à 100 m de profondeur. En automne, elle s'affaiblit et est visible entre 12°S et 14°S jusqu'à 157°W et 75 m environ. Une seconde veine de contre courant est dissociée de la première et n'est donc pas issue du SECC, confirmant les observations de Donguy et al. (1976). Elle se situe entre 15°S et 17°S et entre 154°W et 144°W le long de l'isopycne 23 kg/m³ en été et se décale de 1° vers le sud, entre 152°W et 146°W en automne le long de l'isopycne 22.5 kg/m³ (Figure IV.17). En hiver et au printemps les deux veines ne sont plus visibles. La localisation de ces branches peut fortement varier comme l'avaient observé Wyrski and Kilonsky (1984) qui les situaient sur 9°S et 12°S avec des fluctuations entre 7°S et 14°S. Ils soulignaient également que le calcul de la moyenne temporelle de l'écoulement dans cette zone d'influence du SEC tend à masquer l'existence de ces contre courants à cause de leur forte variabilité. Ceci explique certaines différences obtenues entre nos résultats moyennés et ceux instantanés d'études antérieures.

Plus à l'est, à 140°W, le profil de courant zonal (Figure IV.14) montre une veine de contre courant entre 16°S et 17°S jusqu'à 75 m au printemps et en été. En été apparaît également à cette longitude et vers 11°S jusqu'à 75 m de fond un contre courant qui s'apparenterait au Contre Courant des Marquises en accord avec Rougerie and Rancher (1994) qui le situent entre 8°S et 12°S avec un écoulement faible et erratique d'un semestre à l'autre. Ils affirment également qu'il est difficile de définir un réel Contre Courant des Marquises sauf en période El Niño. Il apparaît ici que ce courant est indépendant du SECC. Ces deux veines de contre courants à 140°W ont été observées ultérieurement par Rancher et al. (1993) pendant les campagnes Hydropol de 1985 à 1987, ainsi qu'une troisième centrée sur 19°S. Ces résultats concordent avec ceux de Rougerie and Rancher (1994) en 1986, 1988 et 1989 qui montrent également d'autres veines fortement variables et de faible extension en latitude. Au vu des cartes de courant de surface obtenues par les données satellites dans le second chapitre (Figure II.15 p37) et celles de courants le long des isopycnes présentées ci dessus, ces veines fluctuantes de contre courants, de même que celle centrée sur 19°S, constituent la zone de transition entre le SEC et le SPC.

La Figure IV.23 et la Figure IV.24 récapitulent ces résultats.

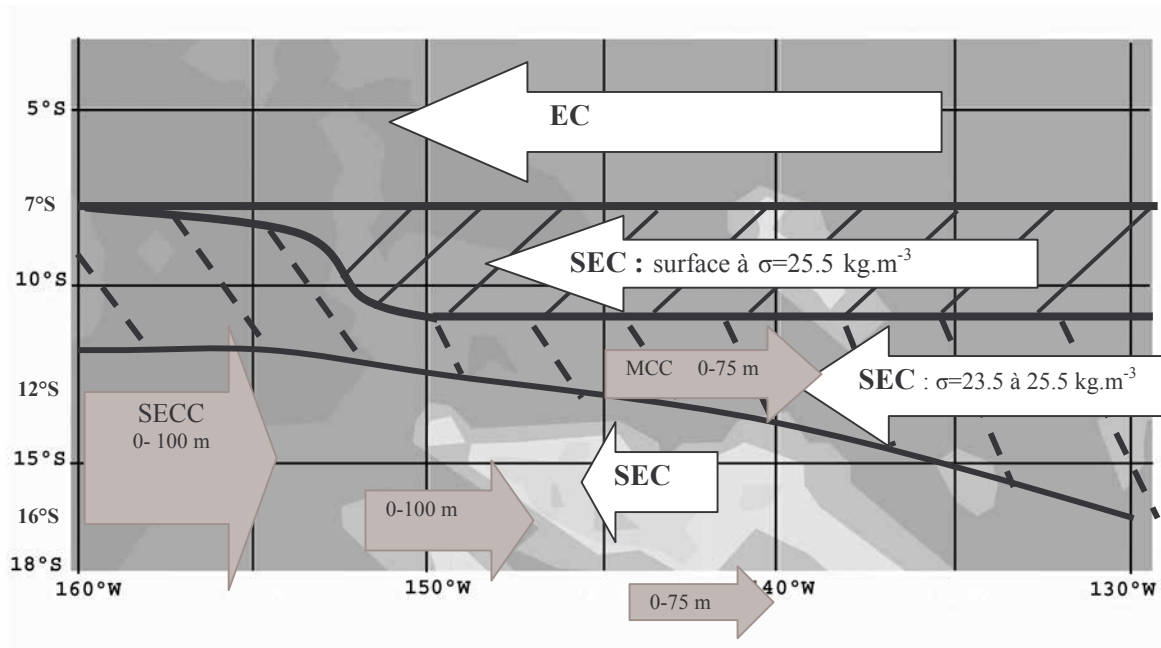


Figure IV.23 : Schéma récapitulatif des courants et contre courants en été austral, dans la région nord où s'écoule l'EC et le SEC (flèches blanches). Les deux couches de SEC plus intense de la surface ou de la subsurface à $\sigma=25.5 \text{ kg.m}^{-3}$ sont représentées dans des régions respectivement hachurées avec des lignes continues ou discontinues. Les veines de contre courants sont indiquées par des flèches grisées, ainsi que leur extension verticale.

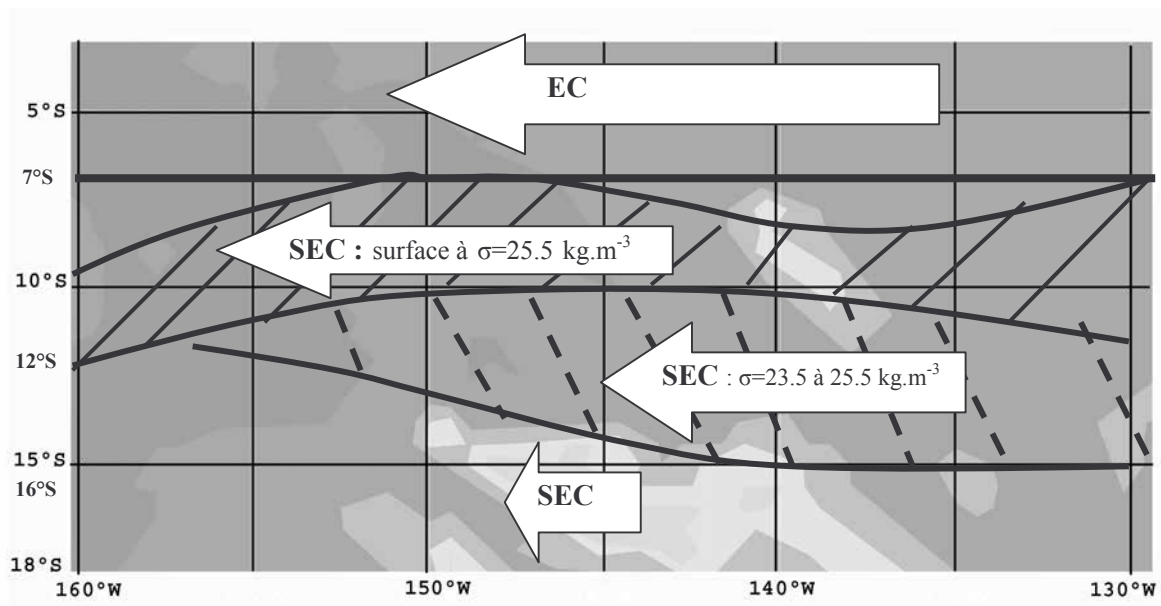


Figure IV.24 : Même légende que la Figure IV.23 en hiver austral.

- En quatrième lieu, un sous courant dirigé vers l'est apparaît au nord de la zone (Figure IV.12 à Figure IV.15). C'est le Contre Courant Sud de Subsurface (**SSCC** = Southern Subsurface Counter Current), qui est présent entre 4°S et 8°S à 10°S sous l'isopycne 26 kg/m^3 (Figure IV.25), tandis que Tsuchiya and Talley (1996) le situent sous l'isopycne 26.6 kg/m^3 . Il est parfois divisé en deux branches (Figure IV.12). La première branche est alors centrée sur 5°S et la seconde vers 7°S plus en profondeur et avec des vitesses plus faibles en accord

avec les résultats de Wyrski and Kilonsky (1984). D'une manière générale, le SSCC est plus profond et plus intense à l'ouest (5 cm/s) qu'à l'est (< 5 cm/s) de la zone sauf en été où les vitesses s'homogénéisent quelque soit la longitude. En automne, il remonte en suivant la pente des isopycnes et s'intensifie partout jusqu'à 8°S et 140°W. Ce résultat confirme celui de Eldin (1983) qui observait un transport moyen à 150°W variable de 1 à 20 Sv. En hiver, il est toujours intense jusqu'à 5°S et s'étend jusqu'à 12°S à 140°W (Figure IV.25).

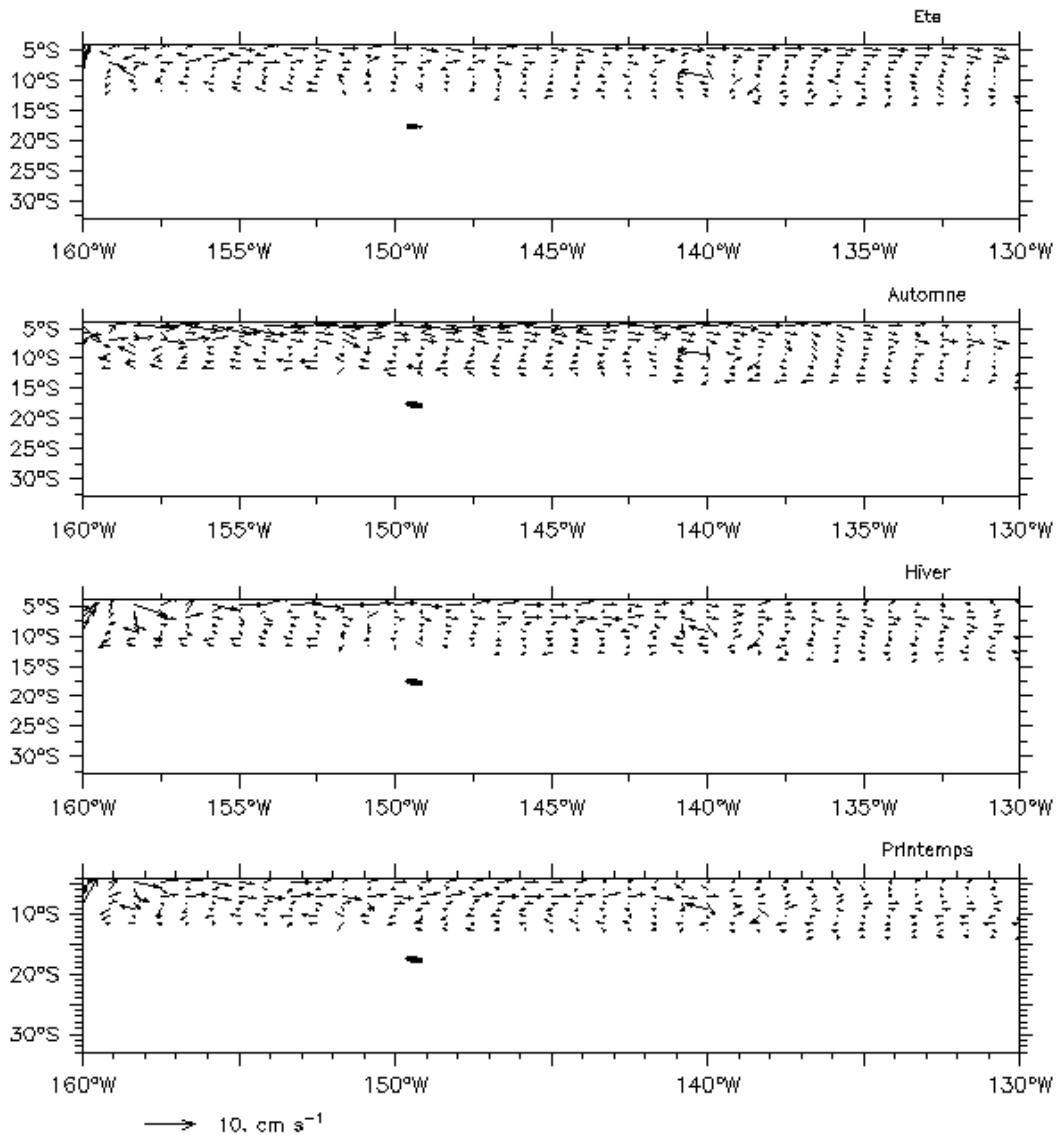


Figure IV.25 : Même légende que la Figure IV.17 le long de l'isopycne 26.5 kg/m³.

Au sud, le SPC est bien marqué en hiver à partir de 25°S. Avant cela, une zone de transition sépare le SEC du SPC. La frontière nord de cette zone est marquée par la position en latitude du maximum de la hauteur dynamique (Figure IV.11) qui se situe entre 12°S et 18°S à l'ouest de la zone et 22°S à l'est en été. En hiver, elle se décale vers le sud d'environ 4° (Figure IV.11 et Figure IV.17). Cette zone est également reconnaissable par une orientation des vecteurs de courants totaux (géostrophique et agéostrophique) alternativement vers l'ouest ou vers l'est et des vitesses faibles (inférieures à 5 cm/s) en comparaison avec le reste de la ZEE Polynésienne (Figure IV.11). On retrouve cette alternance de flux d'est et d'ouest sur les profils de courant zonaux (Figure IV.12 à Figure IV.15). Rougerie et al. (1982) avaient observé l'alternance de ces flux de 1979 à 1981 dans le sud

Polynésien entre 20°S et 28°S. En 1981 les flux vers l'est se positionnaient alors entre 25°S et 26.3°S avec des vitesses supérieures à 25 cm/s et au sud de 28°S. Nos résultats montrent plusieurs veines de courants dirigées vers l'est, centrées sur 18°S et 22°S et se déplaçant suivant la longitude et les saisons. Avec la profondeur, cette zone se décale vers le sud et se positionne vers 20°S le long de l'isopycne 24 kg/m³, et 26°S le long de 26 kg/m³ (Figure IV.19 et Figure IV.25). Le courant y est plus intense que celui du SEC avec des vitesses supérieures à 10 cm/s. Deux régions de plus forte intensité (supérieure à 15 cm/s) se dissocient vers 27°S, particulièrement en été et sur l'isopycne 24 kg/m³. La première s'étend entre 160°W et 155°W et la seconde entre 142°W et 147°W. Elles correspondent à des régions de forte énergie cinétique tourbillonnaire (EKE) respectivement supérieures à 240 et 180 cm²/s² en surface (Figure IV.26) et qui se situent à l'extrémité est du STCC (Qiu and Chen, 2004). Ces tourbillons, en plus d'être très énergétiques et profonds sont stationnaires (cartes de SSHA issues de TP/ERS). La Figure III.17 à 160°W montre d'août 1999 à février 2001 la présence d'un phénomène de SSHA supérieur à 10 cm. La faible propagation de ces tourbillons contraste avec le comportement des tourbillons méso-échelle observés ailleurs dans les océans tropicaux (Polito and Cornillon, 1997; Siegel et al., 1999; Morrow and Birol, 1998). Ces auteurs ont remarqué une propagation des tourbillons en terme de propagation d'ondes de Rossby baroclines. Les tourbillons observés en Polynésie française semblent être issus du STCC mais leur stationnarité peut s'expliquer par la présence d'une chaîne de monts sous marins dans l'alignement de l'archipel des Australes, un « blocage topographique » observé par Tilburg et al. (2001).

A partir de 25°S les vitesses du SPC sont dirigées vers l'est et comprises entre 3 et 10 cm/s en surface (Figure IV.11). A 160°W (Figure IV.12), l'écoulement zonal vers l'est sur les 200 premiers mètres peut être supérieur à 10 cm/s. Pour des profondeurs plus importantes, les veines de courants vers l'est alternent avec des veines dirigées vers l'ouest pour des vitesses comprises entre 0 et 5 cm/s dans les deux sens. A 150°W (Figure IV.13) et 140°W (Figure IV.14), le contraste entre les veines de courants contraires est plus marqué et celles dirigées vers l'ouest remontent jusqu'en surface à 27°S, là où se situe le prolongement de la zone de forte intensité du SEC vue précédemment, et à 32°S. A 130°W (Figure IV.15), par rapport aux longitudes situées plus à l'ouest, le SPC n'est plus traversé jusqu'à la surface par de larges veines de courant portant vers l'ouest.

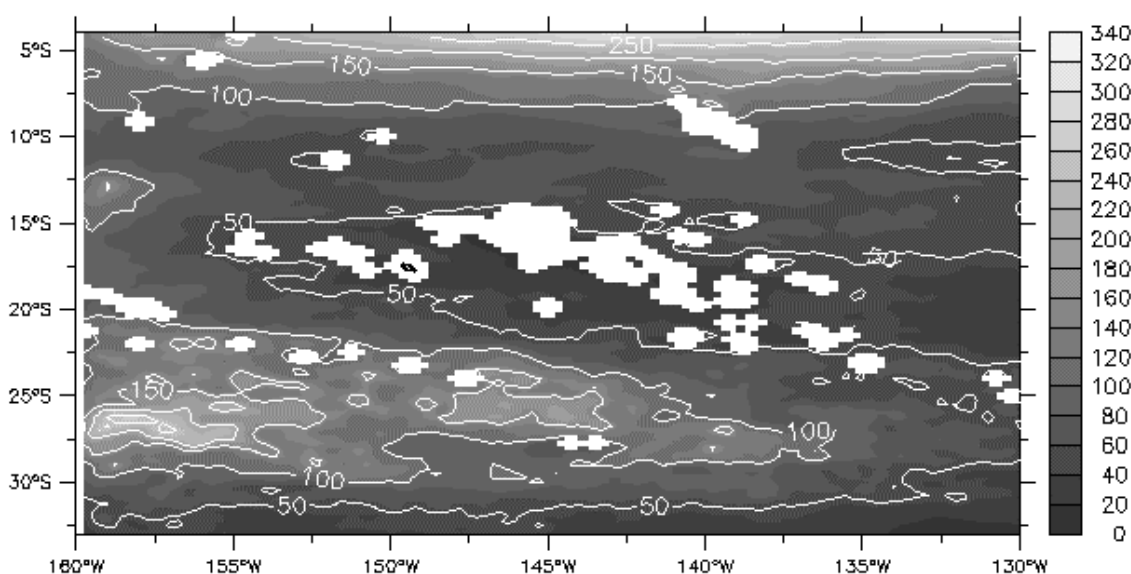


Figure IV.26 : Energie cinétique tourbillonnaire moyenne du modèle (cm²/s²), du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 2004.

IV.3.b Pendant El Niño et La Niña

Pendant les deux phases d'ENSO, La Niña et El Niño, la circulation océanique est suivant la région de la ZEE, plus ou moins fortement modifiée. D'une manière générale pendant les années El Niño (1994-1997-2002), l'affaiblissement ou le renversement des alizés s'accompagne d'une rupture de la circulation vers l'ouest des flux équatoriaux. En été El Niño, l'EC faiblit et les veines de contre courants se renforcent au nord par rapport à un été en période normale, de même que la zone tourbillonnaire et le SPC au sud peuvent atteindre des vitesses supérieures à 20 cm/s. En hiver El Niño, l'intensité de l'EC est inférieure à 20 cm/s contre plus de 50 cm/s en période normale. Le volume accumulé à l'ouest par les courants équatoriaux tend alors à refluer vers le Pacifique central et est. Le SSCC et les veines de contre courants s'amplifient. Rancher et al. (1993) ont également remarqué un renforcement des contre courants au nord de la ZEE Polynésienne pendant ENSO 1987 où les courants étaient plus forts (35 cm/s) et s'étendaient sur des zones plus larges (200 à 250 km) et plus profondes (400 m) que pendant une année normale. Pendant La Niña et en saison estivale, l'EC s'étend plus vers le sud et en profondeur qu'en période normale. Le SEC prédomine et atténue ou fait disparaître les veines du SECC de même que le sous courant. En hiver, l'EC continue à s'intensifier. Sa vitesse peut atteindre 1 m/s en surface et dépasser 50 cm/s sur les 50 premiers mètres.

Pendant El Niño 1997/1998 (Figure IV.27), les phénomènes décrits ci dessus sont décuplés. En juillet 1997, l'EC faiblit (20 cm/s sur les 25 premiers mètres), ne s'étend que jusqu'à 150 m de profondeur et se décale vers le sud jusqu'à 7°S. La région intense du SEC présentée précédemment n'apparaît plus ni en surface ni en subsurface à cause de l'apparition d'un contre courant entre 8°S et 10-12°S quelque soit la longitude et présentant des vitesses supérieures à 5 cm/s. D'autres veines de contre courants apparaissent vers 15°S sur presque toute la couche d'eau [0 m-500 m] selon la longitude. Celles déjà existantes à cette époque en période normale s'intensifient d'environ 5 cm/s. En profondeur, le SSCC s'est fortement renforcé (les vitesses du noyau sont supérieures à 10 cm/s) et remonte en suivant l'isopycne 25.5 kg/m³ (contre 26 kg/m³ en période normale). A 140°W il rejoint même le contre courant de surface très intense ($v > 20\text{cm/s}$). Le comportement du courant en surface à 140°W est distinct du reste de la zone. En effet, on peut remarquer centrée sur 7°S, une veine de contre courant très intense sur 150 m d'épaisseur qui n'apparaît pas à 160°W et 150°W. La présence de cette veine peut expliquer l'intensification de l'EC entre 4°S et 6°S (la vitesse atteint en surface 50 cm/s) par un rétrécissement en latitude de son chemin d'écoulement et donc une augmentation du débit.

En février 1998 (Figure IV.28), l'EC est restreint au nord de 4°S et n'apparaît plus dans la ZEE. On distingue très nettement deux veines de contre courants pour toute la zone. La première se situe entre 5°S et 7°S sur 100 m à 150 m avec des vitesses pouvant atteindre 15 à 20 cm/s (140°W). La seconde est centrée vers 12°S à 160°W et 150°W et se décale un peu plus au sud à 140°W et 130°W (centrée sur 16°S). Celle ci s'étend sur 500 mètres en surface et les vitesses peuvent dépasser 10 cm/s sur les 200 premiers mètres (130°W) et 20 cm/s à la surface (140°W). La localisation latitudinale de ces veines est variable comme l'avaient observé Donguy et al. (1976) qui situaient le flux d'est pendant El Niño 1958 entre 17°S et 20°S de 150°W jusqu'à l'est de 140°W. Dans le modèle, la région intense du SEC en surface et subsurface pendant une période normale n'est plus distinctement visible. Par contre, entre les veines de contre courants, les veines du SEC sont plus intenses qu'en période normale sur les 300 à 400 premiers mètres (supérieures à 10-15 cm/s). Comme en juillet 1997, la

branche du sous courant centrée sur 5°S est amplifiée par rapport à une période estivale normale avec des vitesses atteignant 15 cm/s. Elle remonte également sous l'isopycne 25.5 kg/m³. Au sud de 20°S, les veines alternativement vers l'est et l'ouest sont plus intenses et plus découpées sur les 500 premiers mètres. A 140°W, les vitesses sont supérieures à 25 cm/s dans un sens comme dans l'autre. A cette longitude ces résultats sont en partie en accord avec ceux de Rougerie and Rancher (1994) qui présentent une augmentation de l'instabilité de la zone de transition faible et erratique en période normale. Ils diffèrent cependant sur l'extension du SECC qui est plus important dans leur étude puisqu'il occupe presque toute la zone entre 9°S et 22°S, hormis entre 15°S et 19°S en surface où on retrouve le SEC.

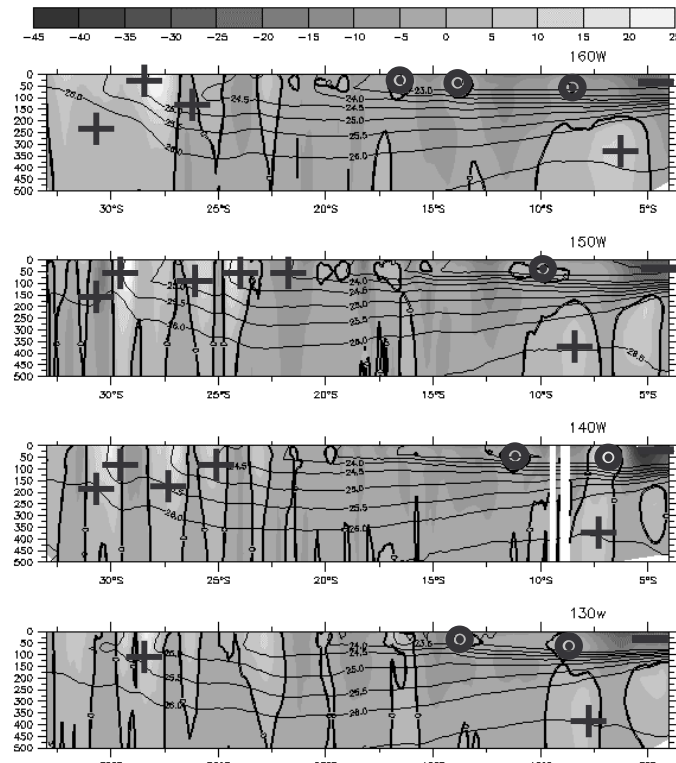


Figure IV.27 : Sections à 160°W (haut), 150°W (milieu haut), 140°W (milieu bas) et 130°W (bas) de la vitesse zonale (cm/s, le courant dirigé vers l'est est positif) et des isopycnés (contours en kg/m^3) pendant El Niño en juillet 1997. Le signe positif (négatif) indique un renforcement (affaiblissement) du courant. Le rond avec un point (croix) à l'intérieur indique un renversement du courant par rapport à une période normale qui va vers l'est (ouest).

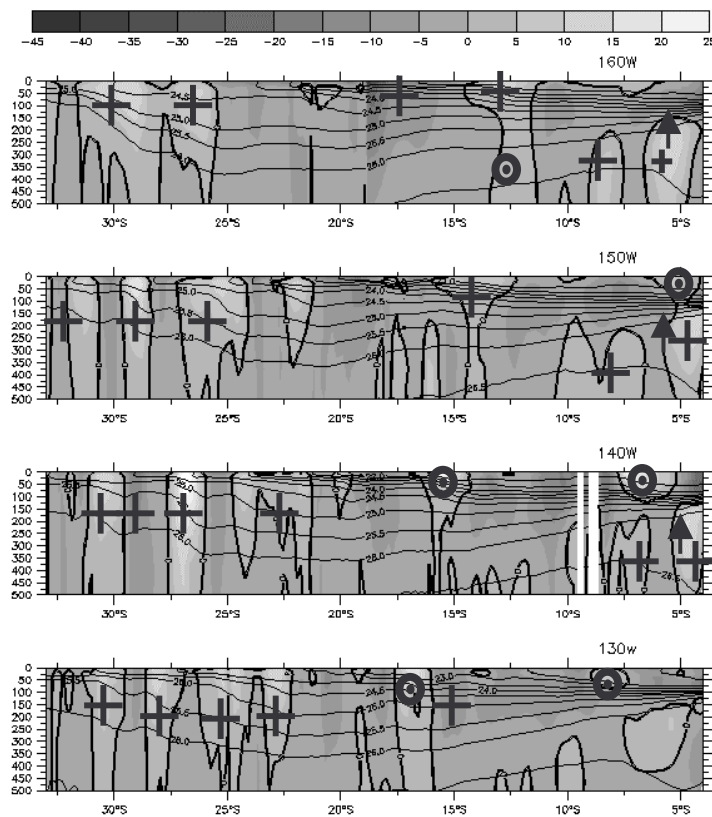


Figure IV.28 : Même légende que la Figure IV.27, pendant El Niño en février 1998. La flèche vers le haut désigne une remontée du SSCC.

Pendant La Niña en juillet 1998 (Figure IV.29), l'EC s'amplifie et dépasse les normales hivernales avec des vitesses supérieures à 45 cm/s entre 4°S et 6°S en surface. La région intense du SEC ayant des vitesses supérieures à 5-10 cm/s en surface et subsurface s'étend jusqu'à 300 m (voir ponctuellement 500 m) à l'est de 160°W. Elle s'entremêle avec deux veines de contre courants toujours absentes à cette époque de l'année en période normale. La première est centrée sur 7°S à l'ouest de 145°W et sur les 100 premiers mètres. La seconde est centrée sur 15°S sur 500 mètres à 150°W avec des vitesses qui peuvent atteindre 15 cm/s en surface. Elle se décale vers le sud de 1° à 2° lorsque l'on se déplace vers l'est. Comme en juillet 1997, le sous courant est plus intense qu'en période normale mais sa remontée suit ici l'isopycne 26 kg/m³. De même, au sud de 20°S, on retrouve l'alternance de veines profondes (0-500m) et rapides de cette zone fortement tourbillonnaire. Les flux portants à l'est dépassent en surface les 30 cm/s à 160°W et 140°W vers 25°S et 27°S. En février 1999 (Figure IV.30), contrairement à une période estivale normale, et comme l'on s'y attend, l'EC est très intense avec des vitesses de 80 cm/s en surface à 160°W. On constate la présence de deux veines de contre courants centrées sur 7°S et 12°S avec de fortes vitesses. La seconde s'étend même sur les 500 premiers mètres et rejoint le SSCC particulièrement intense à cette saison (10 à 15 cm/s) jusqu'à 150°W. De même au sud de 20°S, les tourbillons sont plus intenses et bien marqués sur toute la colonne d'eau. Ces résultats, concordent avec ceux observés sur les cartes de courant de surface calculés à partir des données satellites et présentés dans le chapitre II.3. Il est intéressant de noter que lors de la phase La Niña de l'événement 2002/2003, qui est un phénomène mineur en comparaison avec celui de 1997/1999, l'intensité de l'EC atteint jusqu'à 1 m/s.

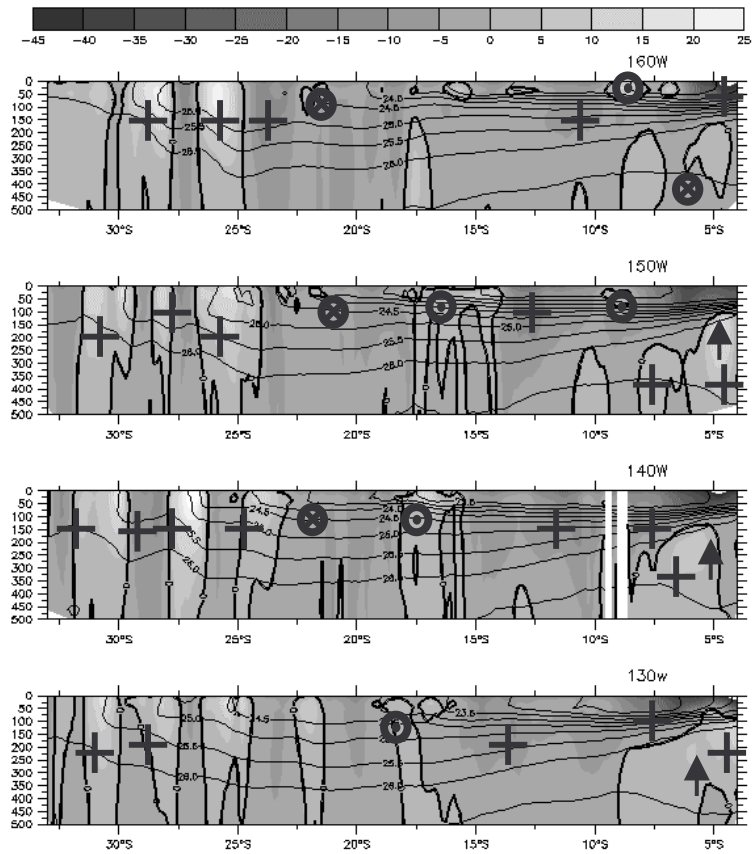


Figure IV.29 : Même légende que la Figure IV.27 pendant La Niña en juillet 1998.

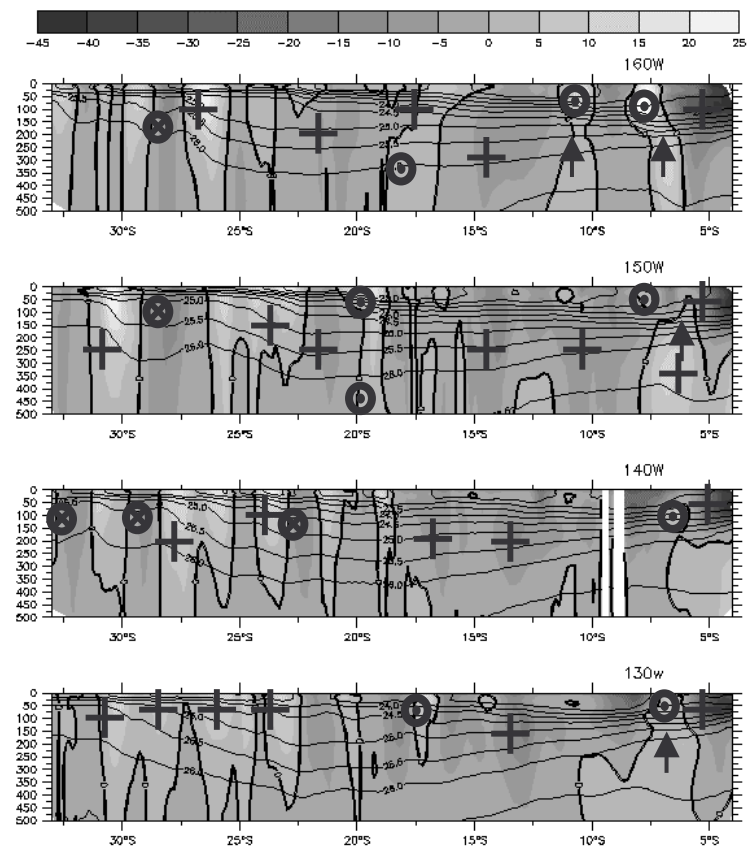


Figure IV.30 : Même légende que la Figure IV.27 pendant La Niña en février 1999.

IV.4 L'effet d'îles dans l'archipel des Marquises

Nous revenons dans ce chapitre sur une perspective d'application de notre simulation à « l'effet d'îles » survenant dans l'archipel des Marquises dont la problématique a été introduite dans le chapitre II.5. Les données satellites ont permis une approche préliminaire de l'étude de la concentration et de l'étendue des blooms phytoplanctoniques dans cette région.

La circulation locale près d'îles ou de chaînes d'îles peut être affectée par des tourbillons générés par les courants océaniques (Sturman et al., 1999 ; Roden, 1987 ; Doty et Oguri, 1956). Les tourbillons anticycloniques peuvent mener à des phénomènes d'upwelling, à l'accentuation du mélange vertical et donc à l'enrichissement en [Chl_a]. D'après l'expression du nombre de Reynolds (rapport de l'inertie sur les forces visqueuses qui est une fonction de la vitesse du courant, $Re=UL/\nu$ où : $\nu = 100 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ est la viscosité horizontale tourbillonnaire (Messie et al., 2005), L est l'échelle horizontale considérée et U la force des courants), Andrews and Pickard (1990) ont montré que la formation de sillages ou de tourbillons autour des récifs nécessite la présence d'un écoulement très rapide. Des conclusions similaires ont été formulées par Wolanski et al. (1984) dans leur étude sur le sillage d'île en eau peu profonde le long de la Grande Barrière de Corail. Dans l'archipel des Marquises, Hiva Oa est la plus grande île ($L = 40 \text{ km}$) et Nuku Hiva la seconde île la plus importante ($L=15 \text{ km}$), les autres ne mesurant que 5 à 7 km. Le nombre de Reynolds correspondant, avec une vitesse de courant incident typique $U = 0.3 \text{ m/s}$, est respectivement de 120 (Hiva Oa) et 45 (Nuku Hiva) pour un seuil de vortex de von Karman d'environ 70 (Heywood et al., 1996). Ceci signifie que seule Hiva Oa peut être à l'origine de la remontée d'eau riche et du mélange vertical par les tourbillons générés dans son sillage. Un approfondissement de la connaissance de la dynamique dans la colonne d'eau est donc nécessaire pour identifier les processus susceptibles d'être à l'origine de la remontée d'eau riche en nutriments aux abords de ces îles. Cependant la taille réduite des îles Marquises comme les phénomènes dynamiques qu'elles engendrent, rend notre simulation régionale peu susceptible de répondre aux critères de résolution spatiale nécessaires.

La particularité du modèle ROMS est la possibilité de faire un zoom sur une partie de la région d'étude et d'augmenter considérablement la résolution spatiale et temporelle. Ainsi, lors de la première simulation saisonnière (forcée par la climatologie de Levitus), un zoom a été effectué autour des Marquises. La résolution de la grille parent (ZEE Polynésienne) était de $1/6^\circ$ et celle de la grille enfant (archipel des Marquises) de $1/18^\circ$ pour la région $[135^\circ\text{W}-144^\circ\text{W}]/[6^\circ\text{S}-12^\circ\text{S}]$. L'intégration sur un an à cette résolution a nécessité une semaine de calcul à l'UPF.

La Figure IV.31 et la Figure IV.32 présentent le niveau de la mer et la température à 10 m et 100 m le 12 juillet de la quinzième année de cette simulation nommée 1 bis dans la partie III.1.c. Nous observons effectivement une très importante perturbation de la circulation à fine échelle. La haute résolution de ces résultats laisse donc envisager des possibilités d'utilisation du modèle pour l'étude de l'apport de nutriments en surface et l'hypothèse selon laquelle les ondes internes de marées peuvent faire osciller de 30-50 m les propriétés de la colonne d'eau (Rougerie and Rancher, 1994). L'éventuel déferlement d'ondes internes devra être considéré, ces dernières pouvant induire une remontée des eaux de près de 200 m comme c'est le cas dans l'archipel des Tuamotu (E.Wolanski, communication personnelle).

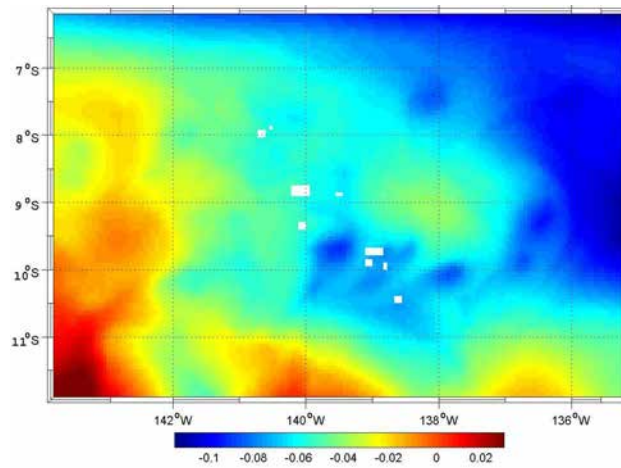


Figure IV.31 : Anomalies du niveau de la mer (m) de la grille enfant, le 12 juillet de l'année 15 de la simulation 1 bis.

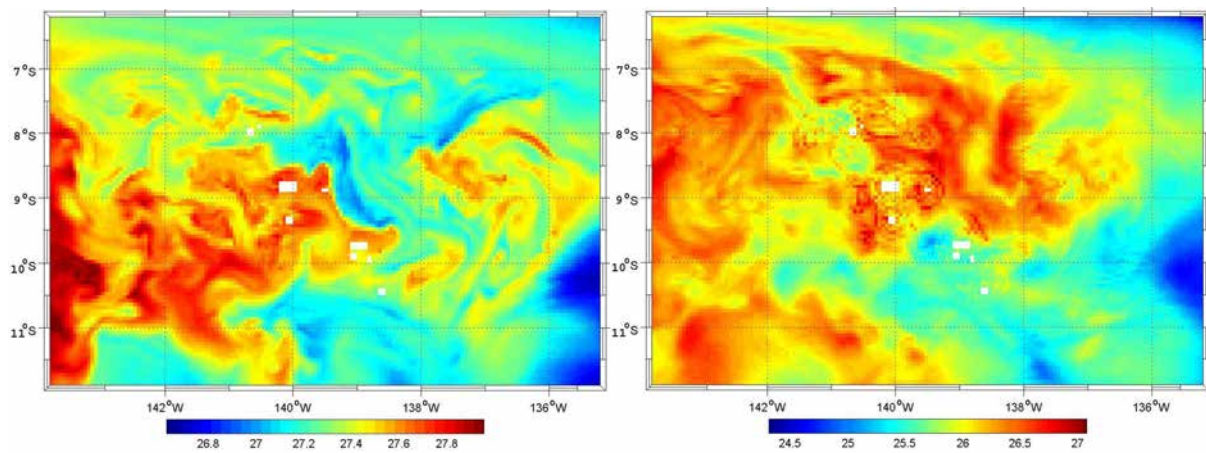


Figure IV.32 : Température (°C) à 10 m (gauche) et 100 m (droite) de la grille enfant, le 12 juillet de l'année 15 de la simulation 1 bis.

IV.5 Conclusion

Ce chapitre a permis de caractériser les variations temporelles et spatiales de la couche de mélange, de la thermocline et de la circulation océanique dans ces eaux de thermocline. Les résultats sont illustrés par les Figure IV.23, IV.20 et IV.23 à IV.26 montrant une importante variabilité saisonnière et inter annuelle des courants. La simulation numérique présentée est la plus réaliste que nous ayons obtenue, basée sur des champs de forçage en surface réalistes et des conditions aux limites issues d'une simulation grande échelle assimilant les mesures océaniques. La validation par rapport aux données du chapitre précédent a permis d'évaluer le degré de réalisme de cette simulation et d'en identifier les biais. Cette simulation permet d'avoir accès aux courants et caractéristiques océaniques sur toute la colonne d'eau à partir des variables observables, constituant ainsi la toute première analyse fine échelle de la région avec une telle résolution spatio-temporelle.

Le manque de mesures in situ dans cette région reste un problème important et le programme ARGO devrait grandement améliorer cette situation dans les années qui viennent. Des campagnes de mesures seront aussi nécessaires, en fonction de la problématique étudiée. L'utilisation de « gliders » (appareils de mesures autonomes, ils planent sur les couches de différentes densité le long d'un chemin prédéfini et envoient leur position et leurs mesures par satellite lors des remontées quotidiennes en surface, http://scrippsnews.ucsd.edu/article_detail.cfm?article_num=655) semblerait par exemple indiqué pour valider le modèle et étudier la SPTW, tandis que des profils de CTD seraient préférables pour définir la structure thermique et haline de la zone ou étudier les veines de contre courants.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de ce travail de thèse a été l'apport d'une meilleure connaissance de la circulation océanique en Polynésie française, région océanographiquement située au centre du gyre subtropical de l'Océan Pacifique Sud. Ce travail a dans un premier temps établi, à partir de la littérature, une revue des connaissances de la circulation dans cette région. Il a consisté dans un second temps à améliorer nos connaissances à partir de nouvelles données, les données satellites, et enfin à partir d'un modèle de circulation régional.

Les rares études antérieures sur la Polynésie française reposaient sur des sections de mesures hydrographiques éparses, qu'ils s'agissent des sections de CTD à 135°W, le long de la trace Hawaï-Tahiti ou de campagnes océanographiques diverses. Les courants océaniques majeurs traversant la Polynésie française et s'intégrant au sein du gyre subtropical avaient pu être identifiés. On retrouve le Courant Equatorial (EC), le Courant Equatorial Sud (SEC), le Contre Courant Equatorial Sud (SECC) ainsi que le Courant du Pacifique Sud (SPC). Ces études, qui remontent à une dizaine d'années, n'ont pas permis de caractériser la variabilité spatio-temporelle de ces courants ni celle des champs thermohalins particulièrement mal connus en Polynésie française.

Notre étude apporte dans un premier temps une réponse quant à la variabilité spatio-temporelle de la circulation océanique de surface en Polynésie française. La couverture spatiale et temporelle des données satellites (hauteur de mer et vent) a permis de déterminer les variabilités saisonnières et inter-annuelles des courants de surface au sein de la ZEE Polynésienne sur la période janvier 1993 à décembre 2000. Les grandes structures sont ici mieux décrites. De plus, de nouvelles connaissances sont apparues quant aux variations du Contre Courant Equatorial Sud (SECC) et de la zone tourbillonnaire au sud de la ZEE issue du Contre Courant Tropical Sud (STCC). Cette analyse a permis de mettre en évidence le rôle influant du phénomène ENSO sur la circulation océanique en Polynésie française.

Le calcul et la connaissance des courants de surface ont permis de calculer la dérive des débris flottants à l'échelle du Pacifique Sud. On constate après plusieurs années de dérive l'accumulation des débris au centre du gyre anticyclonique. A l'échelle de la Polynésie française, le calcul de dérive des débris a été effectué pour répondre à une interrogation des biologistes concernant l'apparition depuis une vingtaine d'années de l'algue brune *Turbinaria ornata* dans l'archipel des Tuamotu. Nos résultats montrent qu'une dérive à partir des îles de la Société et des Gambier, îles peuplées par ces algues, est possible en période El Niño ou La Niña. Une autre

problématique abordée à partir des données satellites a été celle des blooms phytoplanctoniques aux îles Marquises. Les données de température de surface et de couleur de la mer ont montré que les concentrations en chlorophylle restent élevées tout au long de l'année et augmentent davantage suite à une intensification du courant à certaines époques (en hiver, pendant les périodes La Nina, et occasionnellement à la fin de l'été).

Dans un deuxième temps, une simulation numérique réaliste haute résolution à partir du modèle de circulation océanique régional ROMS a été mise en place. Il est initié et forcé à ses frontières latérales par la réanalyse du modèle ECCO-2, forcé en surface par les vents issues des satellites ERS et Quikscat et par les flux issus de la réanalyse atmosphérique globale NCEP. La simulation retenue couvre la période de janvier 1993 à décembre 2004. Le réalisme du modèle a été évalué à partir des données satellites et in situ, ces dernières n'étant suffisamment échantillonnées que dans la zone équatoriale. Le modèle reproduit correctement les variations saisonnières et spatiales des hauteurs de mer et des températures de surface. Le champ halin est également reproduit et notamment la formation et la plongée vers l'ouest des eaux subtropicales du Pacifique Sud (SPTW).

Cette simulation réaliste à haute résolution permet, pour la première fois, une description complète du champs tri-dimensionnel de la circulation océanique dans la région. Cette description est détaillée, ainsi que la variabilité de la circulation océanique, en décrivant en premier lieu la structure et les variations de la couche de mélange océanique ainsi que la contribution des différents termes du bilan de chaleur net, puis les variations de la thermocline océanique et enfin les variations des courants eux-même. La circulation correspond en moyenne à la description ci dessus et met surtout en évidence la variabilité sur les 500 premiers mètres du SSCC (Contre Courant Subtropical Sud), d'autres veines de contre courants que le SECC, d'une région de courant intense du SEC, ainsi que celle de la région tourbillonnaire au sud.

L'influence des variations inter annuelles a pu être décrite, avec l'amincissement et la disparition du SEC donnant lieu à un renversement de la circulation sur les 150 premiers mètres avec le renforcement et l'apparition de contre courants. Le SSCC s'intensifie et sa limite supérieure se décale vers la surface en suivant la remontée des isopycnes dans la région équatoriale. De même pour la région tourbillonnaire et celle du SPC, les veines de courants vers l'ouest ou l'est s'intensifient et sont bien découpées.

Cette simulation a été optimisée pour son réalisme, après plusieurs autres simulations. Néanmoins des biais, notamment des sous-estimations des températures de surface dans la région nord ouest et surtout en condition El Nino ou La Nina, inhérents à toute simulation, sont identifiés et doivent être pris en compte dans d'éventuelles applications.

Ce travail laisse présager du potentiel du modèle à l'application de nombreuses thématiques en Polynésie française, région océanique peu étudiée et échantillonnée. L'amélioration de ce modèle peut être obtenu en jouant sur les flux de surface et les données de forçage. En ce qui concerne la validation, les mesures des bouées dérivantes peuvent être utilisées. Le programme ARGOS actuellement en cours va améliorer grandement la connaissance de la circulation grande échelle. Sur les plus petites échelles omniprésentes dans la zone d'étude, des programmes de mesures supplémentaires seront nécessaires pour une validation plus robuste de notre modèle et notamment dans la région sud de la Polynésie française.

PERSPECTIVES

Plusieurs utilisations du modèle sont envisageables. A partir d'une telle simulation réaliste, il est en effet possible d'étudier la dérive particulière de débris flottants à la surface de l'océan afin d'apporter, par la modélisation, un complément à l'application menée dans le chapitre II sur la dérive des algues en Polynésie française. Nous avons démontré l'utilité du modèle ROMS par son zoom autour des Marquises. Cette option de zoom peut également être utilisée en condition limite pour un modèle de circulation lagonnaire de plusieurs atolls des Tuamotu, souhaitables dans le cadre d'une politique de développement économique du territoire polynésien. Le modèle ROMS, de par son option de zoom permettrait d'accéder à une résolution du champ de forçage autour des îles jamais obtenue jusqu'alors. L'ajout du module biologique de ROMS est une possibilité qui permettrait également d'approfondir l'étude concernant l'effet d'îles aux Marquises, par exemple. Cette problématique est en effet particulièrement intéressante de par sa répercussion sur la chaîne alimentaire et la pêche. Enfin, l'utilisation du modèle océanique régional, s'il devient opérationnel en temps réel, présente un intérêt majeur d'aide à la cellule des pêches, permettant de fournir aux pêcheurs des informations telle que la profondeur de la thermocline.

GLOSSAIRE

AAIW = Eau Antarctique Intermédiaire (AntArctic Intermediate Water)

AABW = Eau Antarctique de Fond (Antarctic Bottom Water)

ACC = Courant Antarctique Circumpolaire (Antarctic Circumpolar Current)

CC = Coefficient de Corrélation

CDW = Eau Circumpolaire Profonde (Circumpolar Deep Water).

[Chla] = concentration en Chlorophylle a.

CTD = Conductivity Temperature Depth

CTD WHP =CTD WOCE Hydrographic Program

EAC = Courant Est Australien (East Australian Current)

EC = Courant Equatorial (Equatorial Current)

ECCO-2 = Estimating the Circulation and Climate of the Ocean

EKE = Energie cinétique tourbillonnaire (Eddy Kinetic Energy)

ENSO = El Niño Southern Oscillation

EUC = Sous Courant Equatorial (Equatorial Under Current),

IEC = Courant Equatorial Intermédiaire (Intermediar Equatorial Current)

ITCZ = Zone de Convergence Inter Tropicale (inter Tropical Convergence Zone)

KPP = K Profile Parameterization

LMLN = modèle de Lagerloef, G.S.E., G.T. Mitchum, R.B. Lukas, P.P. Niiler (Lagerloef et al., 1999)

NGCC = Courant Côtier de Nouvelle Guinée (North Guinea Counter Current)

NSCC = Contre Courant de Subsurface Nord (North Subsurface Counter Current).

MCC = Contre Courant des Marquises (Marquesas Counter Current)

NCEP/NCAR = National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research

ML = Couche de mélange (Mixed Layer)

MLD = Profondeur de la couche de mélange (Mixed Layer Depth)

OSCAR = Ocean Surface Current Analyses-Real time

PC = Courant du Pérou (Peru Current)

RMS = écart type (Root Mean Square)

RMSD = racine carrée des carrés des différences (Root Mean Square Differences)

ROMS = Regional Ocean Modelling System

SEC = Courant Equatorial Sud (South Equatorial Current)

SECC = Contre Courant Equatorial Sud (South Equatorial Counter Current)

SOI = Indice d'oscillation australe (South Oscillation Index)

SPC = Courant du Pacifique Sud (South Pacific Current)

SPCZ = Zone de Convergence du Pacifique Sud (South Pacific Convergence Zone)

SPESTMW = Eau Modale du Pacifique Sud-Est Subtropical ou

SPTW = Eau Tropicale du Pacifique Sud (South Pacific Tropical Water)

SSCC = Contre Courant Sud de Subsurface (Southern Subsurface Counter Current)

SSHA = Anomalie de hauteur de Mer (Sea Surface Height Anomalies)

SSS = Salinité de Surface de la Mer (Sea Surface Salinity)

SSTA = Anomalie de Température de Surface de la Mer (Sea Surface Temperature Anomaly)

SST = Température de Surface de la Mer (Sea Surface Temperature)

STCC = Contre Courant Tropical Sud (South Tropical Counter Current)

STD = Salinity Temperature Depth TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere

SVP = Surface Velocity Program

TAO/TRITON = Tropical Atmosphere-Ocean Array/ Triangle Trans-Ocean buoy Network

WOCE = World Ocean Circulation Experiment

XBT = eXpendable BathyTermograph

Z14 = isotherme 14°C

Z20 = isotherme 20°C

ZEE = Zone Economique Exclusive

BIBLIOGRAPHIE

- Andrews, J.,G. Pickard (1990). The physical oceanography of coral reef systems. Ecosystems of the world 25: *Coral Reefs*. Z. Dubinsky. Amsterdam, Elsevier.
- Barton, E.D., G. Basterretxea, P. Flament, E.G. Mitchelson-Jacob, B. Jones, J. Aristegui, F. Herrera (2000). Lee region of Gran Canaria. *Journal of Geophysical Research*, **105**.
- Battisti, D. S., A. C. Hirst (1989). Interannual variability in the tropical atmosphere-ocean model: influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. *J. Atmos., Sci.*, **45**.
- Behringer, D. W., H. Stommel (1981). Annual heat gain of the tropical Atlantic computed from subsurface ocean data. *Journal of Physical Oceanography*, **11**.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Weather Rev.*, **97**.
- Bonjean, F., G.S.E Lagerloef (2002). Diagnostic Model and Analysis of the Surface Currents in the Tropical Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **32**.
- Boulangier, J.P., J. Rancher, A. Kartavstev (1993). Etude des trajectoires des bouées dérivantes lancées depuis les atolls de Moruroa et de Fangataufa. *Rapport SMSR n°149*: 20.
- Bowen, M. M., J.L. Wilkin, W.J. Emery (2005). Variability and forcing of the East Australian Current. *Journal of Geophysical Research*, **110**.
- Capet, X.J., P. Marchesiello, J.C. McWilliams (2005). Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophysical Research Letters*, **13**.
- Chaigneau, A., O. Pizarro (2005). Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific from satellite tracked drifters. *Journal of Geophysical Research*, **110**.
- Chelton, D., R.A. deSzoeke, M.G. Schlax, K. El Naggar, N. Siwertz (1998). Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, **28**.
- Chen, S., B. Qiu (2004). Seasonal variability of the South Equatorial Countercurrent. *Journal of Geophysical Research*, **109**.
- Chen, D., W.T.Liu, S.E. Zebiak, M.A. Cane, Y. Kushnir, D. Witter (1999). Sensitivity of the Tropical Pacific Ocean simulation to the temporal and spatial resolution of wind forcing. *Journal of Geophysical Research*, **104**.
- Cheney, R., L. Miller, R. Agree, N. Doyle, J. Lillibridge (1994). Topex/Poseidon: The 2-cm solution. *Journal of Geophysical Research*, **99**.
- Coutis, P.F., J.H. Middleton (1999). Flow-topography interaction in the vicinity of an isolated, deep ocean island. *Deep-Sea Res., Part I*, **46**.

- Dandonneau, Y., L. Charpy (1985). An empirical approach to the island mass effect in the South Tropical Pacific based on sea surface chlorophyll concentrations. *Deep-Sea Research*, **32**.
- Delcroix, T., M.J. McPhaden, A. Dessier, Y. Gouriou (2005). Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans. *Deep-Sea Research*, I **52**.
- Delcroix, T., J. Picaut (1998). Zonal displacement of the western equatorial Pacific "fresh pool". *Journal of Geophysical Research*, **103**.
- Delcroix, T. (1998). Observed surface oceanic and atmospheric variability in the tropical Pacific at seasonal and ENSO timescales: A tentative overview. *Journal of Geophysical Research*, **103**.
- Delcroix, T., C. Henin (1991). Seasonal and interannual variations of sea surface salinity in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **96**.
- Delcroix, T. (1993). Seasonal and interannual variability of sea surface temperatures in the tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **96**.
- Delcroix, T., J. Picaut, G. Eldin (1991). Equatorial Kelvin and Rossby waves evidenced in the Pacific Ocean through Geosat sea level and surface current anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **96**.
- Delcroix, T., C. Henin (1989). Mechanisms of subsurface thermal structure and sea surface thermohaline variability in the southwestern tropical Pacific during 1979-85. *J. Mar. Res.*, **47**.
- Delcroix, T., C. Henin (1988). Observations of the equatorial intermediate current in the western Pacific ocean (165°E). *J. Phys. Oceanogr.*, **18**.
- Delcroix, T. (1987). net heat gain of the tropical Pacific Ocean computed from subsurface ocean data and wind stress data. *Deep-Sea Research*, **34**.
- Donguy, J.R., G. Meyers (1996). Mean annual variation of transport of major currents in the tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Research*, I **43**.
- Donguy, J. R. (1994). Surface and subsurface salinity in the tropical Pacific Ocean. Relations with climate. *Progress in Oceanography*, **34**.
- Donguy, J.R., G. Meyers (1987). Observed and modelled topography of the 20°C isotherm in the tropical Pacific. *Oceanologica Acta*, **10**.
- Donguy, J.R., C. Hénin, F. Rougerie (1976). Les Contre-Courants dans le Pacifique Tropical Sud-Ouest. Nouméa, *Cah. O.R.S.T.O.M., Série Océanographie*: vol. XIV, n°1.
- Doty, M.S., M. Oguri (1956). The island mass effect. *J Cons Perm Int. Explor Mer*, **22**.
- Doumenge, F. (1999). L'oscillation australe El Niño (ENSO): anomalies de l'hydroclimat et conséquences. *Biologia Marina Mediterranea (Atti del XXIX Congresso della Società italiana di Biologia marina)* **6**.
- Ducet, N., P.Y. Le Traon (2001). A comparison of surface eddy kinetic energy and Reynolds stress in the Gulf Stream and the Kuroshio Current systems from merged TOPEX/Poseidon and ERS-1/2 altimetric data. *Journal of Geophysical Research* **106**.
- Ducet, N., P.Y. Le Traon (2000). Global high-resolution mapping of ocean circulation from Topex/Poseidon and ERS-1 and -2. *Journal of Geophysical Research*, **105**.
- Duncan, R.A., I. McDougall (1976). Linear volcanism in French Polynesia. *Journal of Volcanologia Geothermic Research*, **1**.

- Duncan, R.A., I. McDougall (1974). Migration of volcanism with time in the Marquesas Islands, French Polynesia. *Earth Planete Sciences Letters*, **21**.
- Eldin, G. (1983). Eastward flows of the south equatorial central Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **13**.
- ECOTAP (2001), Etude du COmportement des Thonidés par l'Acoustique et la Pêche. Papeete Tahiti, SPE .
- Fu, L.L., E.J. Christensen, C.A. Yamarone Jr, M. Lefebvre, Y. Ménard, M. Dorrer P. Escudier (1994). Topex/Poseidon mission overview. *Journal of Geophysical Research* **99**.
- Fukumori, I. (2002). A partitioned Kalman filter and smoother. *Monthly Weather Review* **130**.
- Fukumori, I., R. Raghunath, L. Fu, Y. Chao (1999). Assimilation of Topex/Poseidon altimeter data into a global ocean circulation model: How good are the results? *Journal of Geophysical Research*, **104**.
- Gent, P.R., J.C. McWilliams (1990). Isopycnal Mixing in Ocean Circulation Models. *Journal of Physical Oceanography*, **20**.
- Gill, A.E. (1982). Atmosphere-Ocean Dynamics. San Diego, W.L.Donn.
- Gourdeau, L., J.M. Lemoine, M.H. Rio, F. Hernandez (2003). Estimating mean dynamic topography in the tropical Pacific Ocean from gravity and altimetry satellites. *Geophysical Research Letters*, **30**.
- Gouriou, Y., J.M. Toole (1993). Mean circulation of the upper layers of the western equatorial Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **98**.
- Henin, C., Y. Du Penhoat, M. Ioulalen (1998). Observations of sea surface salinity in the western Pacific fresh pool: Large-scale changes in 1992-1995. *Journal of Geophysical Research*, **103**.
- Heywood, K.J., E.D. Barton, J.H. Simpson (1990). The effects on flow distribution by an oceanic island. *Journal of Marine Research*, **48**.
- Heywood, K.J., D.P. Stevens, G.R. Bigg (1996). Eddy formation behind the tropical island of Aldabra. *Deep-Sea Research*, **43**.
- Izumo, T., J. Picaut, B. Blanke (2002). Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña. *Geophys. Res. Lett.*, **29**.
- Jakobsen, P.K., M.H. Ribergaard, D. Quadfasel, T. Schmith, C.W. Hughes (2003). Near-surface circulation in the northern North Atlantic as inferred from Lagrangian drifters: Variability from the mesoscale to interannual. *Journal of Geophysical Research*, **108**.
- Jin, F.-F. (1997). An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model, *J. Atmos. Sci.*, **54**.
- Johnson, G.G. (2006). Generation and initial evolution of a mode water theta-S anomaly. *Journal of Physical Oceanography*, **in press**.
- Joseph, B., P.S. Swathi (1999). Lagrangian particle transport in the Indian: a model study. *Journal of Geophysical Research*, **104**.
- Kara, A.B., C.N. Barron, P.J. Martin, C.F. Smedstad, R.C. Rhodes (2005). Validation of interannual simulation from the 1/8° global Navy Coastal Ocean Model (NCOM). *Ocean Modelling*, **11**.

- Kessler, W. (1990). Observations of long Rossby waves in the northern tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **95**.
- Kessler, W. S., B.A.A Taft (1987). Dynamics heights and zonal geostrophic transports in the central tropical Pacific during 1979-84. *Journal of Physical Oceanography*. **17**.
- Knauss, J. A. (1996). Introduction to Physical Oceanography. Prentice-Hall, Inc., 2nd Edition, 152-56.
- Kubota, M., K. Takayama, D. Namimoto (2005). Pleading for the use of biodegradable polymers in favor of marine environments and to avoid an asbestos-like problem for the future. *Appl. Microbiol. Biotechnol*, **67**.
- Kubota, M., K. Takayama, N. Horii (2000). Movement and accumulation of floating marine debris simulated by surface current derived from satellite data. *Poster*.
- Kubota, M. (1994). A mechanism for the accumulation of floating marine debris north of Hawaii. *Journal of Physical Oceanography*, **24**.
- Lagerloef, G.S.E., G.T. Mitchum, R.B. Lukas, P.P. Niiler (1999). Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data. *Journal of Geophysical Research*, **104**.
- Large, W.G., J.C. McWilliams, S.C. Doney (1994). Oceanic vertical mixing: a review and a model with nonlocal boundary layer parameterisation. *Review. Geophysical*. **32**.
- Large, W., S.Pond (1981). Open Ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of Physical Oceanography*, **11**.
- Laurent, V., K. Maamaatuaiahutapu, J.Maiau, P. Varney, Ed. (2004). Atlas climatologique de la Polynésie française. Ed. Météo France, pp 201.
- Le Traon, P.Y., F. Hernandez (1992). Mapping the oceanic mesoscale circulation: validation of satellite altimetry using surface drifter." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **9**.
- Levitus, S. (1982). Climatological atlas of the world ocean. *NOAA Prof. Pap. US Govt. Printing Office*, **13**.
- Lewis, D.M., S.E. Belcher (2004). Time-dependent, coupled, Ekman boundary layer solutions incorporating Stokes Drift. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **37**.
- Lukas, R., E. Firing (1983). The geostrophic balance of the Pacific Equatorial Undercurrent. *Deep-Sea Research*.
- Lutjeharms, J.R.E., P. Penven, C. Roy (2001). Shear edge eddies of the southern Agulhas Current. *Elsevier Science*.
- Marchesiello, P., S. Herbette, L. Nykjaer, C. Roy (2004). Eddy-driven dispersion processes in the Canary Current upwelling system: comparaison with the California system. *Globec International Newsletter*.
- Marchesiello, P., J.C. McWilliams, A. Shchepetkin (2003). Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *Journal of Physical Oceanography*, **33**.
- Marchesiello P., J.C. McWilliams, A. Shchepetkin (2001). Open boundary conditions for long- term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, **3**.

- Martinez, E., K. Maamaatuaiahutapu, C. Payri, A. Ganachaud (2006). *Turbinaria ornata* invasion in the Tuamotu Archipelago, French Polynesia: ocean drift connectivity. *Coral Reef*, **In press**.
- Martinez E. (2005). Oceanic circulation in French Polynesia. Workshop, Cairns, Australia.
- Martinez, E., K. Maamaatuaiahutapu (2004). Island mass effect in the Marquesas Islands : Time variation. *Geophysical Research Letters*, **31**.
- Martinez E., K. Maamaatuaiahutapu (2004a). Oceanic surface circulation in the South Pacific Ocean: application to debris drift. Poster, WPGM, Hawaiï.
- Martinez E., K. Maamaatuaiahutapu (2004b). Island mass effect in Marquesas islands: the 2000 anomaly. Poster, WPGM, Hawaiï.
- Martinez E., K. Maamaatuaiahutapu (2004c). Circulation de surface et application à la dérive des débris dans l'Océan Pacifique Sud et en Polynésie française. Poster, Assises de la Recherche Française dans le Pacifique, Nouméa.
- Martinez E., K. Maamaatuaiahutapu (2004d). Effets d'île dans l'archipel des Marquises, variations temporelles. Poster, Assises de la Recherche Française dans le Pacifique, Nouméa.
- Martinez E., K. Maamaatuaiahutapu, C. Payri (2002). Drift of floating debris in the South Pacific Ocean: application to the seaweed drift in French Polynesia, Eos. Trans. AGU, 83(47), Fall Meet. Suppl., OS72A-0354.
- Martins, C.S., M. Hamann, A.F.G. Fiuza (2002). Surface circulation in the eastern North Atlantic, from drifters and altimetry. *Journal of Geophysical Research*, **107**.
- Mata, M.M., M. Tomczak, S. Wijffels, J.A. Church (2000). East Australian Current volume transports at 30°S: Estimates from the World Ocean Circulation Experiment hydrographic sections PR11/P6 and the PCM3 current meter array. *Journal of Geophysical Research*, **105**.
- Merle, J., H. Rotschi, B. Voituriez (1969). Zonal circulation in the tropical western South Pacific at 170°E. *Bull. Jpn. Soc. Fish. Oceanogr.(Special Issue (Prof. Uda's Commemorative Papers))*: 91-98.
- Messie, M., M.H. Radenac, J. Lefevre, P. Marchesiello (2006). Chlorophyll bloom in the western Pacific at the end of the 1997-98 El Nino: the role of Kiribati Islands. *Geophysical Research Letters*, submitted.
- Meyers, G., 1979: Annual variation in the slope of the 14°C isotherm along the equator in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**.
- Miller, L., R.E. Cheney, B.C. Douglas (1988). GEOSAT Altimeter Observations of Kelvin Waves and the 1986-1987 El Niño. *Science*, **239**.
- Minster, J.F., C.Brossier, P.Rogel (1995). Variation of sea level from Topex/Poseidon data. *Journal of Geophysical Research*, **100**.
- Monterey, G., S. Levitus (1997). Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean. *Wash. D.C, U.S. Gov Printing Office*.
- Morris, M., D. Roemmich, B. Cornuelle (1996). Observations of variability in the South Pacific subtropical gyre. *Journal of Physical Oceanography*, **26**.
- Morrow, R.A., F. Birol (1998). Variability in the south-east Indian Ocean from altimetry. *Journal of Geophysical Research*, **103**.

- Mulhearn, P.J. (1987). The Tasman Front: A study using satellite infrared imagery. *Journal of Physical Oceanography*, **17**.
- ORSTOM (1993). ATLAS de la Polynésie française. Paris, *Editions de l'ORSTOM*.
- Palacios, D.M. (2002). Factors influencing the island-mass effect of the Galapagos Archipelago. *Geophysical Research Letters*, **29**.
- Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, J. Tam (2005). Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. *Journal of Geophysical Research*, **110**.
- Penven, P., J.R.E. Lutjeharms, P. Marchesiello, C. Roy, S.J. Weeks (2001a). Generation of cyclonic eddies by the Agulhas Current in the lee of the Agulhas Bank. *Geophysical Research Letters*, **27**.
- Penven P., C. Roy, G.B. Brundrit, A. Colin de Verdière, P. Fréon, A.S. Johnson, J.R.E. Lutjeharms, F.A. Shillington (2001b). A regional hydrodynamic model of upwelling in the Southern Benguela. *South African Journal of Science*, **97**.
- Penven P., C. Roy, A. Colin de Verdière, J. Largier (2000). Simulation of a coastal jet retention process using a barotropic model. *Oceanologica Acta*, **23**.
- Perissinotto, R., J.R.E Lutjeharms, R.C Van Ballegooyen (2000). Biological-physical interactions and pelagic productivity at the Prince Edward Islands, Southern Ocean. *Journal of Marine Systeme*, **24**.
- Perrie, W., C.L. Tang, Y. Hu, B.M. DeTracy (2003). The impact of waves on surface currents. *Journal of Physical Oceanography*, **33**.
- Picaut, J., A.J. Busalacchi (2001). Tropical Ocean Variability. *Satellite Altimetry and Earth Sciences*.
- Picaut, J., F. Masia, Y. duPenhoat (1997). An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of ENSO. *Science*, **277**.
- Picaut, J., M. Ioulalen, C. Menkes, T. Delcroix, M.J. McPhaden (1996). Mechanism of the zonal displacements of the Pacific warm pool: Implications for ENSO. *Science*, **274**.
- Picaut, J., T. Delcroix (1995). Equatorial wave sequences associated with the warm pool displacement during the 1986-1989 El Niño and La Niña. *Journal of Geophysical Research*, **100**.
- Polito, P.S., P. Cornillon (1997). Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON. *Journal of Geophysical Research*, **102**.
- Pond S., G.L. Pickard (1983). *Introductory dynamical oceanography*, 2nd edition.
- Qiu, B., S. Chen (2004). Seasonal modulations in the eddy field of the South Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **34**.
- Rancher, J., F. Rougerie (1995). L'environnement océanique de l'archipel des Tuamotu (Polynésie française). *Oceanologica Acta*, **18**.
- Rancher, J., F. Rougerie, M. Thouard, B. Wauthy, A. Kartavtseff (1993). Situations océaniques du Pacifique Central Sud (Polynésie française) Campagnes du B.O.C.B. "MARARA" d'Avril 1986 à Octobre 1989. Tahiti, *Rapport SMSR, ORSTOM, LODYC*.
- Reid, J.L. (1997). On the total geostrophic circulation of the Pacific ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Elsevier Science, Ltd* **39**.

- Reid, J.L. (1986). On the total geostrophic circulation of the South Pacific Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Progress in Oceanography*, **16**.
- Reid, J.L., W.D.Jr Nowlin, W.C. Patzert (1977). On the characteristics and circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **7**.
- Reverdin, G., C. Frankignoul, E. Kestenare, M.J. McPhaden (1994). Seasonal variability in the surface currents of the equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **99**.
- Ridgway, K.R., J.S. Godfrey (1997). Seasonal cycle of the East Australian Current." *Journal of Geophysical Research*, **102**.
- Roden, G.I. (1987). Effect of seamount and seamount chain on oceanic circulation and thermohaline structure. In: Keating B.H.; Fryer P.; Batiza R.; Boehlert G.W. (eds): Seamounts, Islands and Atolls. Washington D.C.: American Geophysical Union.
- Roemmich, D., B. Cornuelle (1990). Observing the fluctuations of gyre-scale ocean circulation: a study of the Subtropical South Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **20**.
- Rougerie, F., J. Rancher (1994). The Polynesian south ocean: features and circulation. *Marine Pollution Bulletin* **29**.
- Rougerie F., B. Wauthy, J. Rancher (1992). Le récif barrière ennoyé des îles Marquises et l'effet d'île par endo-upwelling. *C. R. Acad. Sci., Ser. II*, **315**.
- Rougerie, F., B. Wauthy, Ch. Andrie (1990). Validation du modèle d'endo-upwelling géothermique pour un atoll et un récif barrière d'île haute. *Proceedings ISRS Nouméa*: Rougerie, F., L. Marec, B. Wauthy (1985). Caractéristiques hydroclimatiques de la zone marine Polynésienne en 1982 et 1983. Tahiti, *Rapport ORSTOM*.197-202.
- Rougerie, F., A. Lebeau, Y. Gouriou, A. Raymond (1982). Relevés océanographiques du BCB Marara dans le sud Polynésien en 1979, 1980 et 1981. Tahiti, *Institut de protection et de sureté nucléaire, département de protection. Centre d'Etudes Nucléaires de Fontenay aux Roses*.
- Schlitzer, R. (2000). Electronic Atlas of WOCE Hydrographic and Tracer Data Now Available. *Eos Trans. AGU*, **81**.
- Shchepetkin, A.F., J.C. McWilliams (1998). Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Monthly Weather Review*, **126**.
- Siegel, D.A., D.J. Mcgillicudy, E.A. Fields (1999). Mesoscale eddies, satellite altimetry, and new production in the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research*, **104**.
- Signorini, S.R., C.R. McClain, Y. Dandonneau (1999). Mixing and phytoplankton bloom in the wake of the Marquesas Islands. *Geophysical Research Letters*, **26**.
- Smith, J.A. (2005). Observed variability of ocean waves Stokes Drift, and the eulerian response to passing groups. *Journal of Physical Oceanography*, **in press**.
- Sokolov, S., S. Rintoul (2000). Circulation and water masses of the southwest Pacific: WOCE Section P11, Papua New Guinea to Tasmania. *Journal of Marine Research*, **58**.
- Stammer, D., C.Wunsch (1994). Preliminary assessment of the accuracy and precision of Topex/Poseidon altimeter data with respect to the large-scale circulation. *Journal of Geophysical Research*, **99**.
- Stramma, L., R.G. Peterson, M. Tomczak (1995). The South Pacific Current. *Journal of Physical Oceanography*, **25**.

- Sturman, J.J., C.E. Oldham, G.N. Ivey (1999). Steady converctive exchange flows down slopes. *Aquatic Sciences*, **61**.
- Suarez, M. J., P. S. Schopf (1988). A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, **45**.
- Tabata, S. (1975). The general circulation of the Pacific Ocean and a brief account of the oceanographic structure of the North Pacific Ocean. *Atmosphere*, **13**.
- Talandier, J., E.A. Okal (1987). Crustal structure in the Society and Tuamotu Islands, French Polynesia. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **88**.
- Tilburg, C.E., H.E. Hurlburt, J.J. O'Brien, J.F. Shriver (2001). The dynamics of the East Australian Current system: The Tasman Front, the East Auckland Current, and the East Cape Current. *Journal of Physical Oceanography*, **31**.
- Todd, H., K. Maamaatuaiahutapu (2001). Utilisation des données de Topex-Poseidon pour l'étude de la circulation océanique dans la zone économique exclusive de Polynésie Française.
- Tomczak, M., M. Herzfeld (1998). Pollutant pathways between Mururoa and other Polynesian islands, based on numerical model trajectories. *Marine Pollution Bulletin*, **36**.
- Tomczak, M., J.S. Godfrey (1994). Regional Oceanography: An Introduction. New York.
- Trenberth, K. E., J. M. Caron (2000). The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures and precipitation. *J. Climate*, **13**.
- Trenberth, K.E., W.G. Large, J.G. Olson (1990). The mean annual cycle in global ocean wind stress. *Journal of Physical Oceanography*, **20**.
- Tsimplis, M.N., S. Bacon, H.L. Bryden (1998). The circulation of the subtropical South Pacific derived from hydrographic data. *Journal of Geophysical Research*, **103**.
- Tsuchiya, M., L.D. Talley (1996). Water-property distributions along an eastern Pacific hydrographic section at 135°W. *Journal of Marine Research*, **54**.
- Villain, J.P. (1995). Variabilité de la salinité dans le Pacifique Ouest. Amélioration du calcul de la topographie dynamique et des courants géostrophiques. Nouméa, Université Aix-Marseille II, IRD Nouméa.
- Vincent D.G. (1994). The South Pacific convergence zone (SPCZ) : A review. *Monthly Weather Review*, **122**.
- Wakata, Y., Y. Sugimori (1990). Lagrangian motions and global density distributions of floating matter in the ocean simulated using shipdrift data. *Journal of Physical Oceanography*, **20**.
- Wang, C., J. Picaut (2004). Understanding ENSO physics – A review, in Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophysical Monograph Series, Vol 147, edited by C. Wang, S.-P. Xie, J. A. Carton, pp. 21-48 , AGU, Washington, D.C.
- Wang, C., R. H. Weisberg, J. I. Virmani (1999). Western Pacific interannual variability associated with the El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **104**.
- Wang, L., C. Koblinsky, S. Howden, B. Beckley (1998). Large-scale Rossby wave in the mid-latitude South Pacific from altimetry data. *Geophysical Research Letters*, **25**.
- Wauthy, B., F. Rougerie, L. Charpy, J. Rancher, M. Thouard (1988). Formations récifales et effet d'île par endo-upwelling autour des îles Marquises. Tahiti, *ORSTOM, SMSR/CEA*.

-
- Webb, D. J. (2000). Evidence for shallow zonal jets in the South Equatorial Current Region of the south west Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **30**.
- Weber, J. E. (2003). Wave-induced mass transport in the oceanic surface layer. *Journal of Physical Oceanography*, **33**.
- Weisberg, R. H., C. Wang (1997). A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **24**.
- Wolanski, E., J. Imberger, M.L Heron (1984). Island wakes in shallow coastal waters. *Journal of Geophysical Research*, **89**.
- Wyrski, K. (1985). "Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles." *Journal of Geophysical Research*, **90**.
- Wyrski, K., B. Kilonsky (1984). Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle experiment. *Journal of Physical Oceanography*, **14**.
- Wyrski, K., G. Meyers (1976). The trade wind field over the Pacific Ocean. *J. Appl. Meteor.*, **15**.
- Wyrski, K. (1975). Fluctuations of the dynamic topography in the Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **5**.
- ZEPOLYF (1996). Exploration de la Zone Economique de Polynésie française, UPF, EVAAM, IFREMER, SHOM, ORSTOM, Territoire Polynésien.

ANNEXES

ANNEXE 1 : Méthode de Runge Kutta d'ordre 4 pour un système d'équations différentielles 162

ANNEXE 2 : Niveaux de la grille verticale selon la profondeur du modèle ROMS 163

ANNEXE 3 : Méthodes statistiques pour la validation du modèle 164

ANNEXE 4 : Comparaison de la salinité de surface du modèle ROMS avec les données de SSS issues du programme SOOPIP, de bouées TAO/TRITON, de CTD et de STD 165

ANNEXE 5 : Moyennes saisonnières du rotationnel des vents ERS et Quikscat de janvier 1994 à décembre 2004. 167

ANNEXE 6 : Diagrammes latitude-temps à 160°W et 130°W de la profondeur de la couche de mélange (MLD) 168

ANNEXE 7 : Profondeur saisonnière des isopycnes 169

ANNEXE 1 : Méthode de Runge Kutta d'ordre 4 pour un système d'équations différentielles

$$d\lambda/dt = f(t, \lambda(t), \theta(t)), \quad \lambda(t_0) = \lambda_0$$

$$d\theta/dt = g(t, \lambda(t), \theta(t)), \quad \theta(t_0) = \theta_0$$

$$k_1 = h \cdot f(t_n, \lambda_n, \theta_n)$$

$$p_1 = h \cdot g(t_n, \lambda_n, \theta_n)$$

$$k_2 = h \cdot f(t_n + h/2, \lambda_n + k_1/2, \theta_n + p_1/2)$$

$$p_2 = h \cdot g(t_n + h/2, \lambda_n + k_1/2, \theta_n + p_1/2)$$

$$k_3 = h \cdot f(t_n + h/2, \lambda_n + k_2/2, \theta_n + p_2/2)$$

$$p_3 = h \cdot g(t_n + h/2, \lambda_n + k_2/2, \theta_n + p_2/2)$$

$$k_4 = h \cdot f(t_n + h, \lambda_n + k_3, \theta_n + p_3)$$

$$p_4 = h \cdot g(t_n + h, \lambda_n + k_3, \theta_n + p_3)$$

$$k = 1/6 \cdot (k_1 + 2 \cdot k_2 + 2 \cdot k_3 + k_4)$$

$$p = 1/6 \cdot (p_1 + 2 \cdot p_2 + 2 \cdot p_3 + p_4)$$

$$t_{n+1} = t_n + h$$

$$\lambda_{n+1} = \lambda_n + k$$

$$\theta_{n+1} = \theta_n + p$$

ANNEXE 2 : Niveaux de la grille verticale selon la profondeur du modèle ROMS

Niveau de la grille	Profondeur (m)
1	3.
2	8
3	14
4	21
5	28
6	37
7	47
8	58
9	73
10	90
11	111
12	137
13	168
14	206
15	252

Niveau de la grille	Profondeur (m)
16	308
17	377
18	461
19	564
20	689
21	843
22	1030
23	1259
24.	1538
25	1880
26	2297
27	2806
28	3428
29	4188
30	5116

ANNEXE 3 : Méthodes statistiques pour la validation du modèle

Plusieurs méthodes statistiques sont utilisées pour comparer les séries temporelles prédites par le modèle et celle des bouées TAO (SST, SSS, profondeur de la thermocline...). Soit X_i ($i=1,2,\dots,n$) le jeux des n valeurs des bouées TAO et Y_i ($i=1,2,\dots,n$) celui du jeu correspondant du modèle ROMS. Soit également \bar{X} (\bar{Y}) et σ_X (σ_Y) les moyennes et les déviations standards des jeux de données. La différence de moyenne annuelle (ME), la différence de déviation standard (RMSD, root mean square difference) et le coefficient de corrélation R sont alors calculés grâce aux formules suivantes.

$$\sigma_X = \left[\frac{1}{n-1} \cdot \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \right]^{1/2}$$

$$ME = \bar{Y} - \bar{X}$$

$$RMSD = \left[\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2 \right]^{1/2}$$

$$R = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}) / (\sigma_X \cdot \sigma_Y)$$

ANNEXE 4 : Comparaison de la salinité de surface du modèle ROMS avec les données de SSS issues du programme SOOPIP, de bouées TAO/TRITON, de CTD et de STD

Les profils ne sont pas très convaincants même si les structures spatiales de SSS semblent reproduites par le modèle. Un biais quasi-constant apparaît entre les valeurs moyennes et les déviations standard du modèle et des mesures in situ. La sur estimation de la variabilité du modèle est difficile à expliquer. Concernant les valeurs moyennes, on retombe sur la discussion menée dans le chapitre III à propos du biais introduit par les flux et la mauvaise représentation en surface de la SPTW. En effet, le long de la PX18, à 218°W, la SSS des mesures in situ passe de 35.4 ‰ à 4°S à 36 ‰ au sud de 12°S. Le modèle quant à lui indique des valeurs moyenne allant de 35.1 ‰ au nord et 35.4 ‰ au sud. Il sous estime la valeur moyenne des SSS réels de 0.4 à 0.6 ‰ tandis qu' il surestime leur variabilité (entre 0.3 et 0.4 ‰ rms contre 0.15 à 0.25 ‰ rms pour les mesures in situ). La PX17 traverse la zone où se situe l'eau la plus salée de la SPTW. La SSS issue des mesures in situ indique une valeur moyenne de 36.4 ‰ à 17°S comme l'indiquait précédemment les valeurs de la CTD P21. Ici également, le modèle reproduit le profil mais sous estime les valeurs de salinité moyenne des mesures in situ d'environ 0.5 ‰. Sa variabilité en revanche est presque deux fois plus importante (environ 0.3 ‰ rms contre 0.15-0.2 ‰ rms pour les mesures in situ). La section PX12 se situe dans la zone ouest de la région d'étude qui est moins salée (moyennes de 35.6 ‰ à 35.8 ‰ pour les mesures in situ) en raison de la plongée des eaux plus denses formées à l'est. L'écart avec le modèle s'amplifie vers l'est (région de présence en surface de la SPTW) qui sous estime la salinité de 0.3‰ à 160°W, à 0.7 ‰ à 150°W. De même l'écart de variabilité s'accroît vers l'est (0.3 et 0.22 ‰ rms pour les mesures in situ à respectivement 160°W et 130°W contre 0.3 à 0.4 ‰ rms pour le modèle).

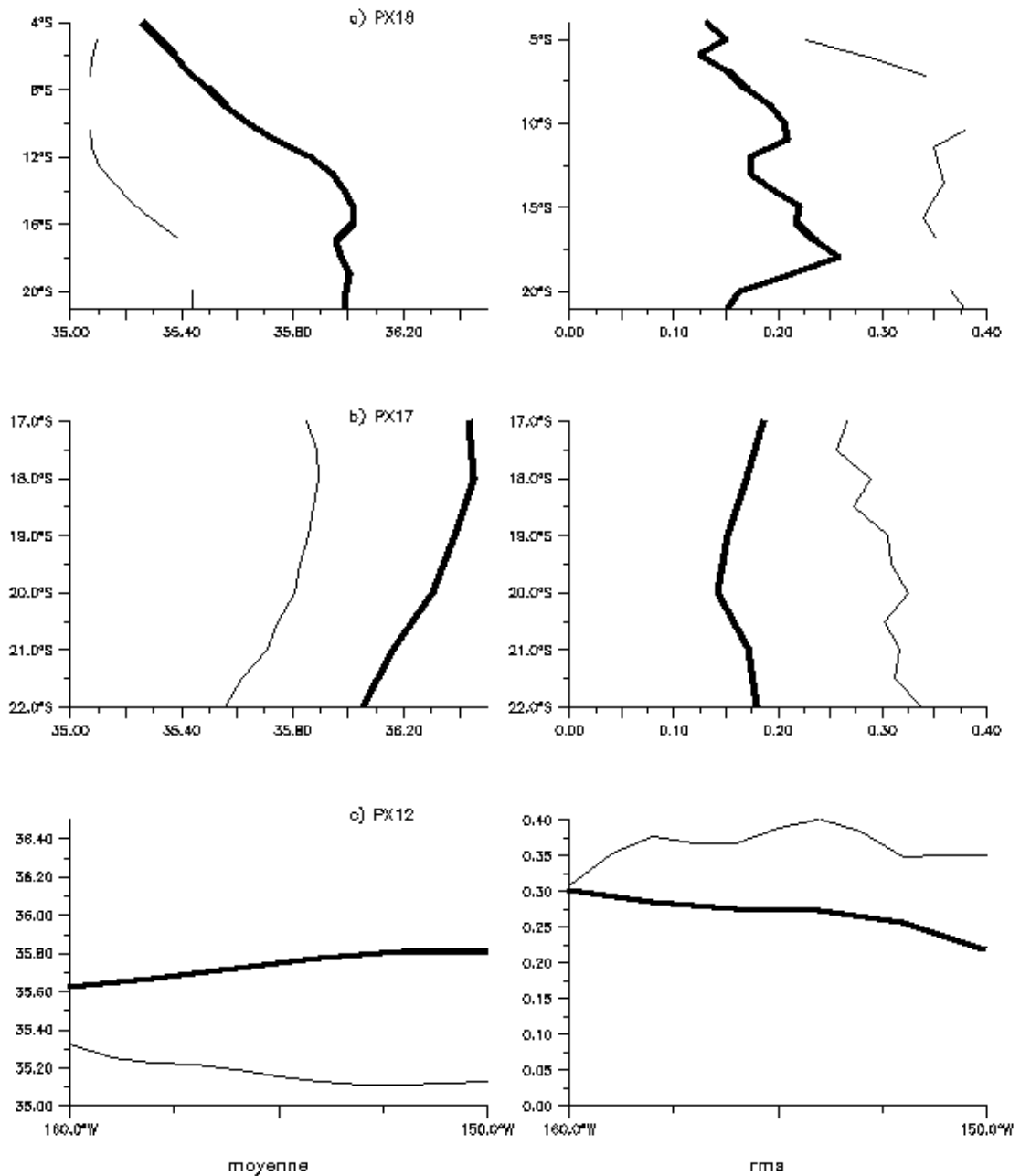


figure1 Les données moyennes (colonne de gauche) et leur déviations standards (colonne de droite) des SSS du modèle (trait fin) et des XBT (trait gras), sont représentées le long des traces des navires a) PX18, b) PX17, c) PX12.

ANNEXE 5 : Moyennes saisonnières du rotationnel des vents ERS et Quikscat de janvier 1994 à décembre 2004.

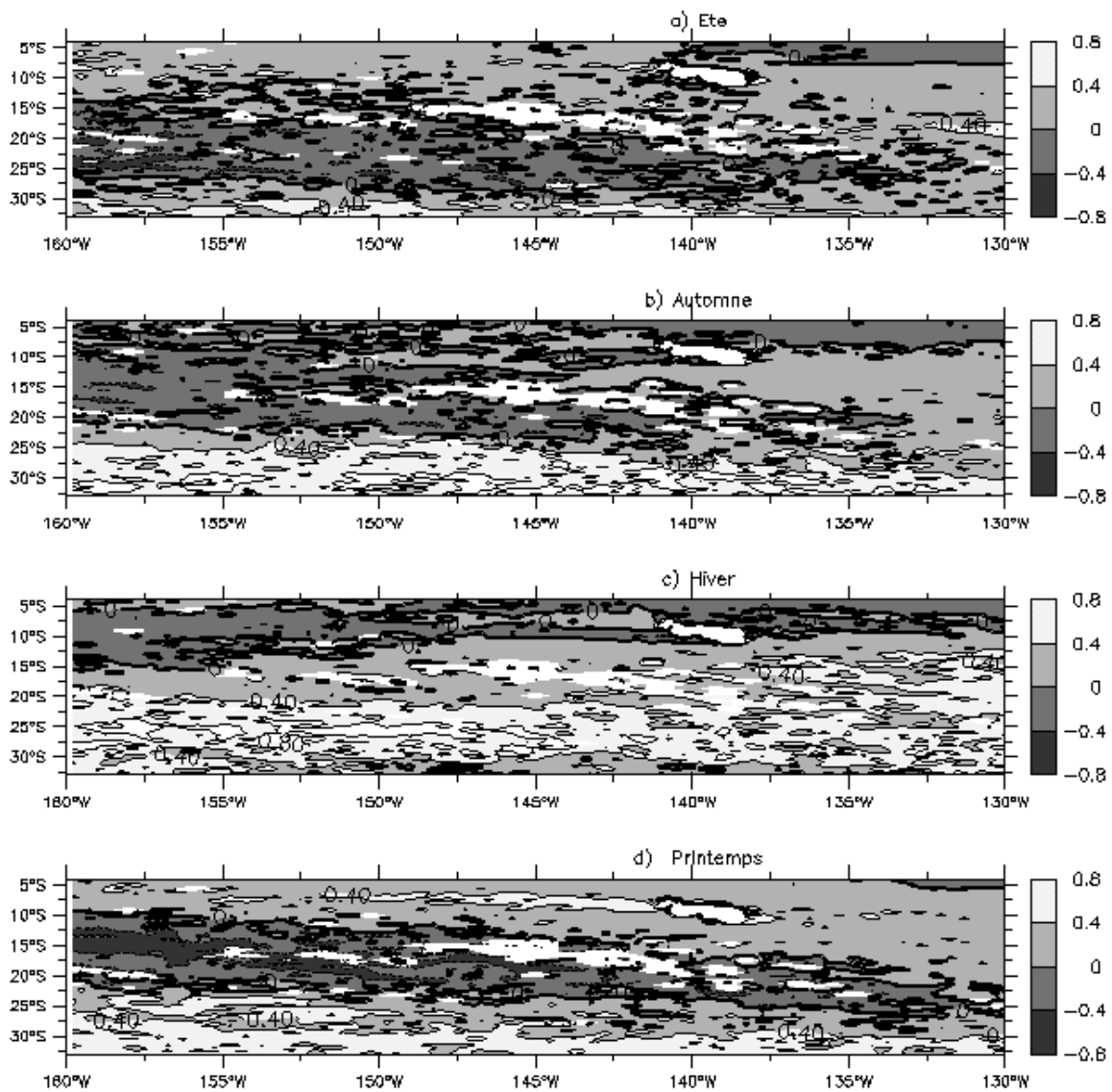


figure2 moyennes saisonnières du rotationnel des vents ERS et Quikscat de janvier 1994 à décembre 2004.

ANNEXE 6 : Diagrammes latitude-temps à 160°W et 130°W de la profondeur de la couche de mélange (MLD)

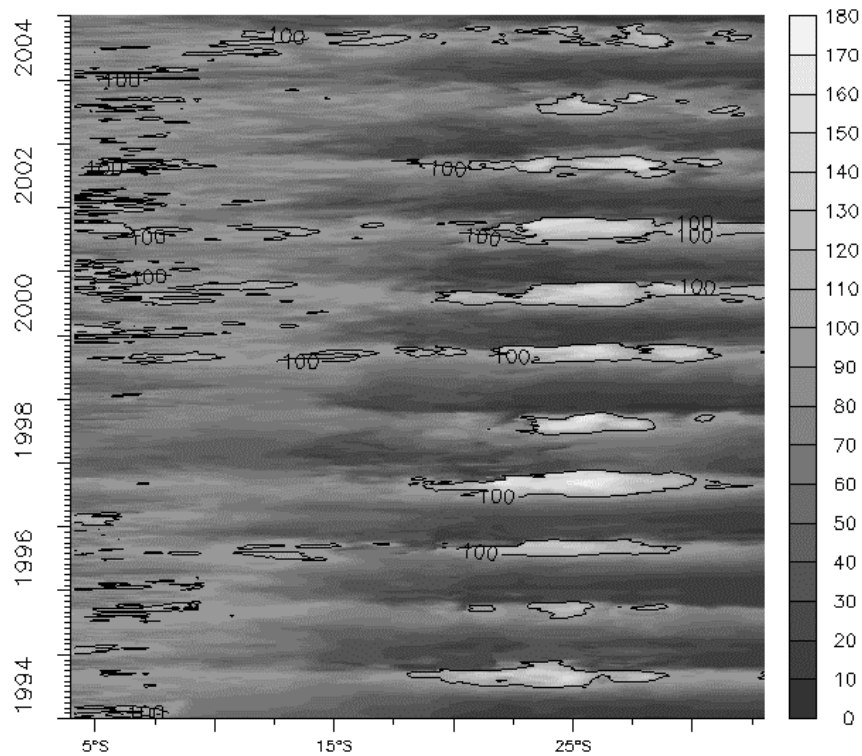


figure3 Diagramme latitude-temps à 160°W de la MLD

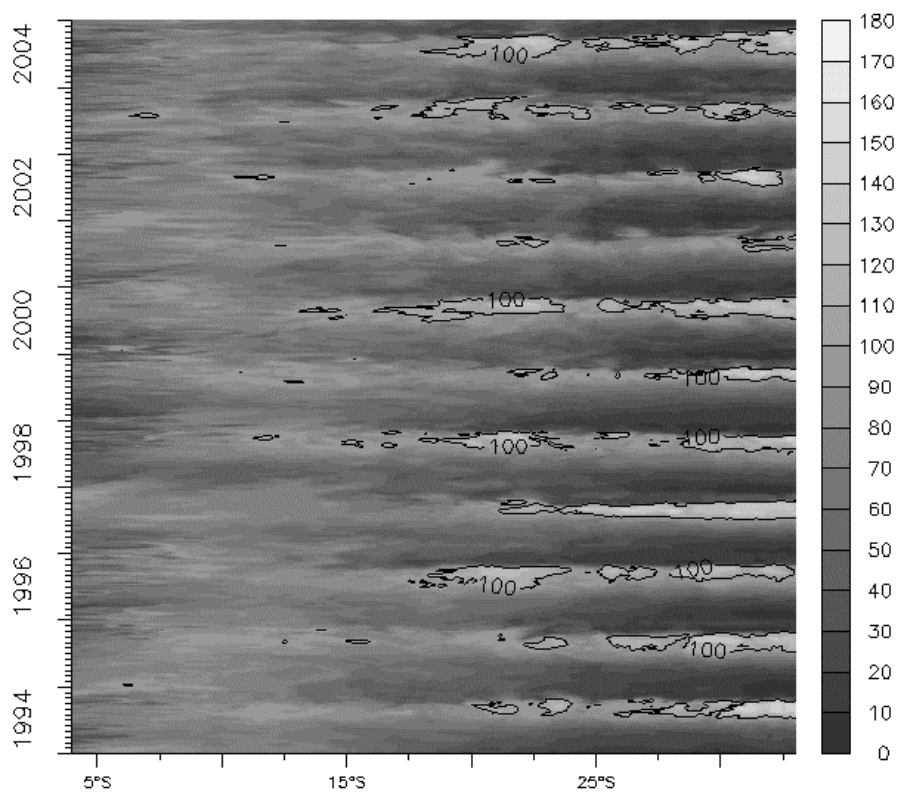


figure4 Diagramme latitude-temps à 130°W de la MLD

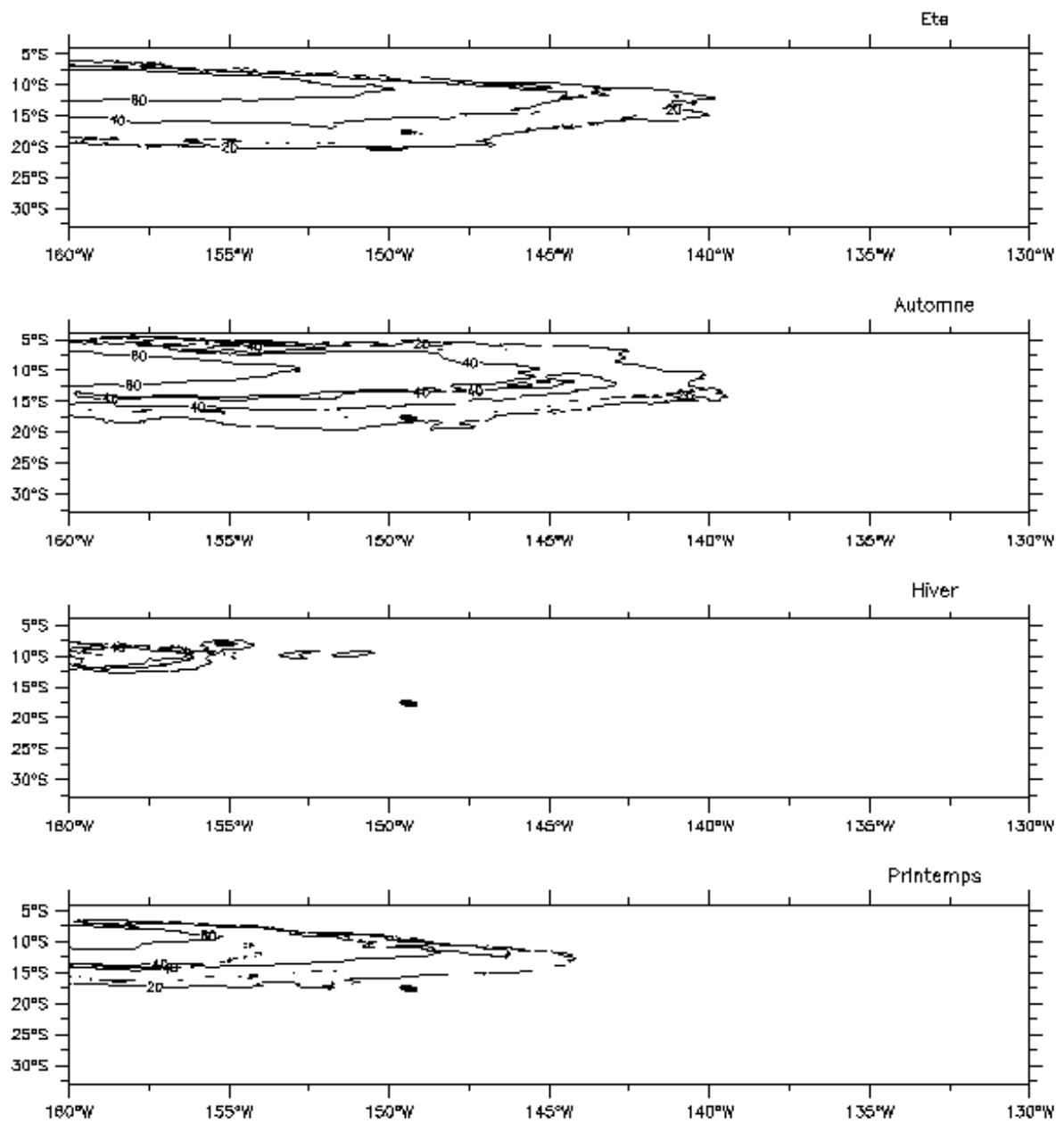
ANNEXE 7 : Profondeur saisonnière des isopycnes

figure5 Profondeur saisonnière de l'isopycne 22.5 kg/m³.

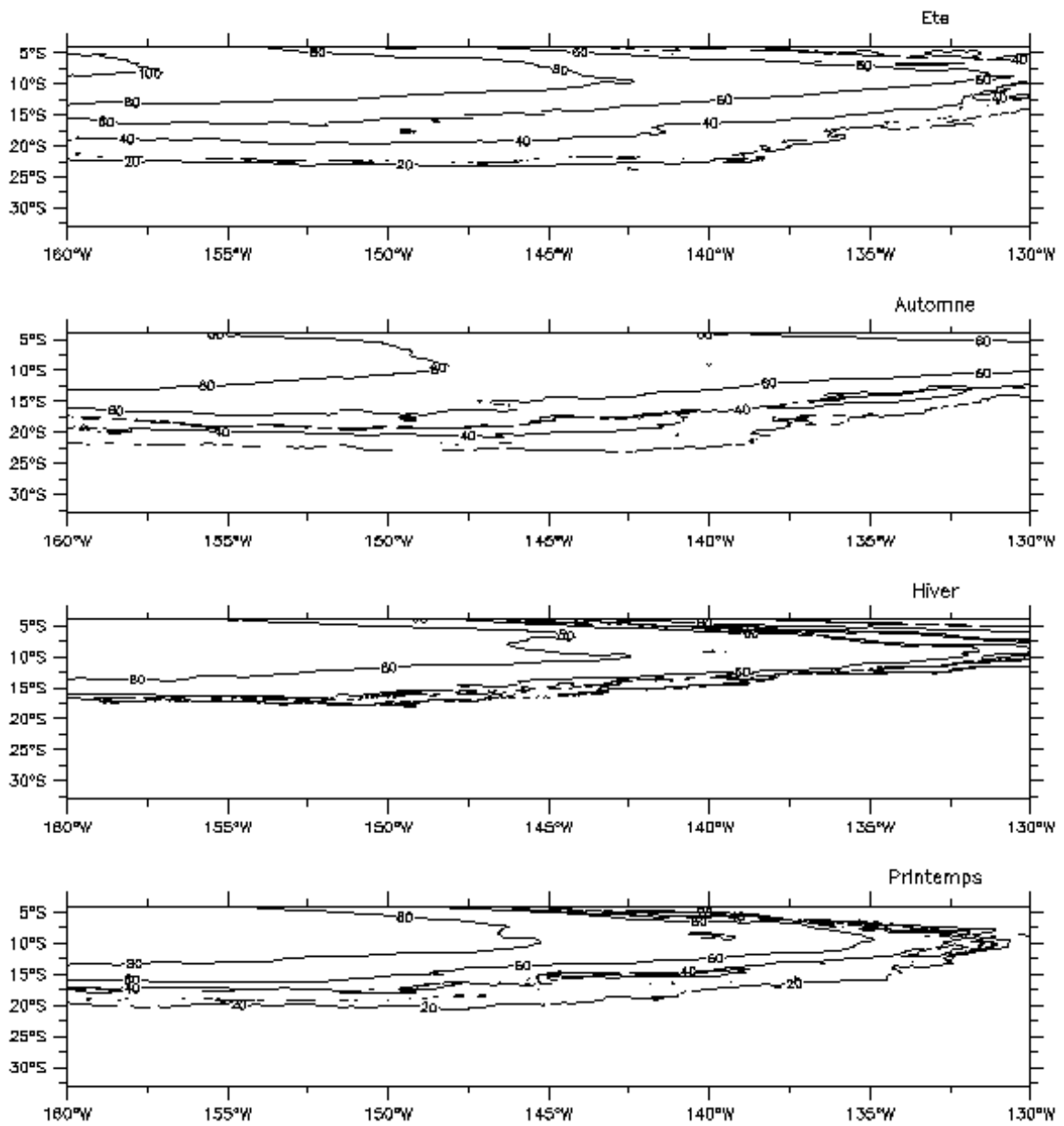


figure6 Profondeur saisonnière de l'isopycne 23 kg/m³.

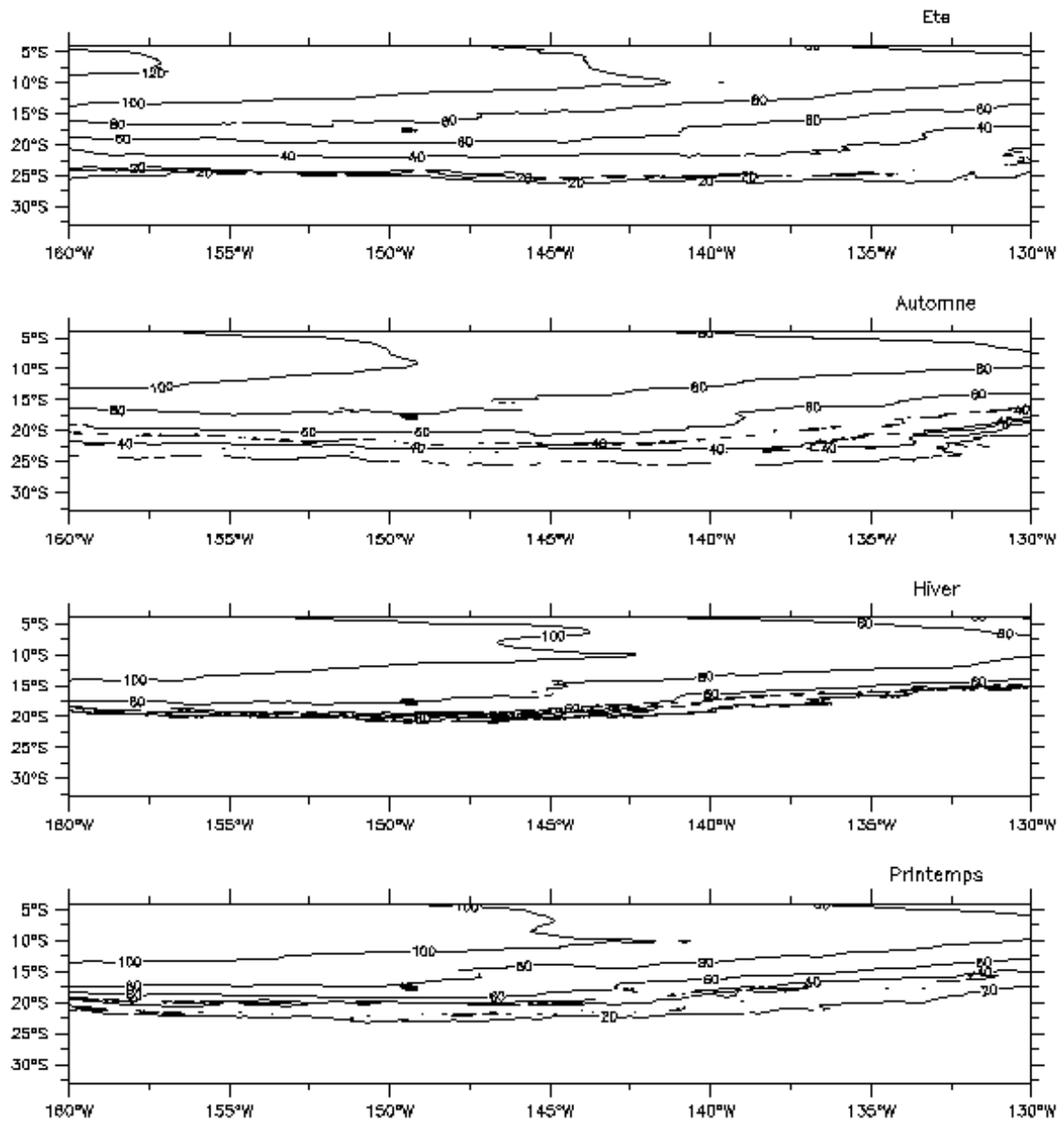


figure7 Profondeur saisonnière de l'isopycne 23.5 kg/m^3 .

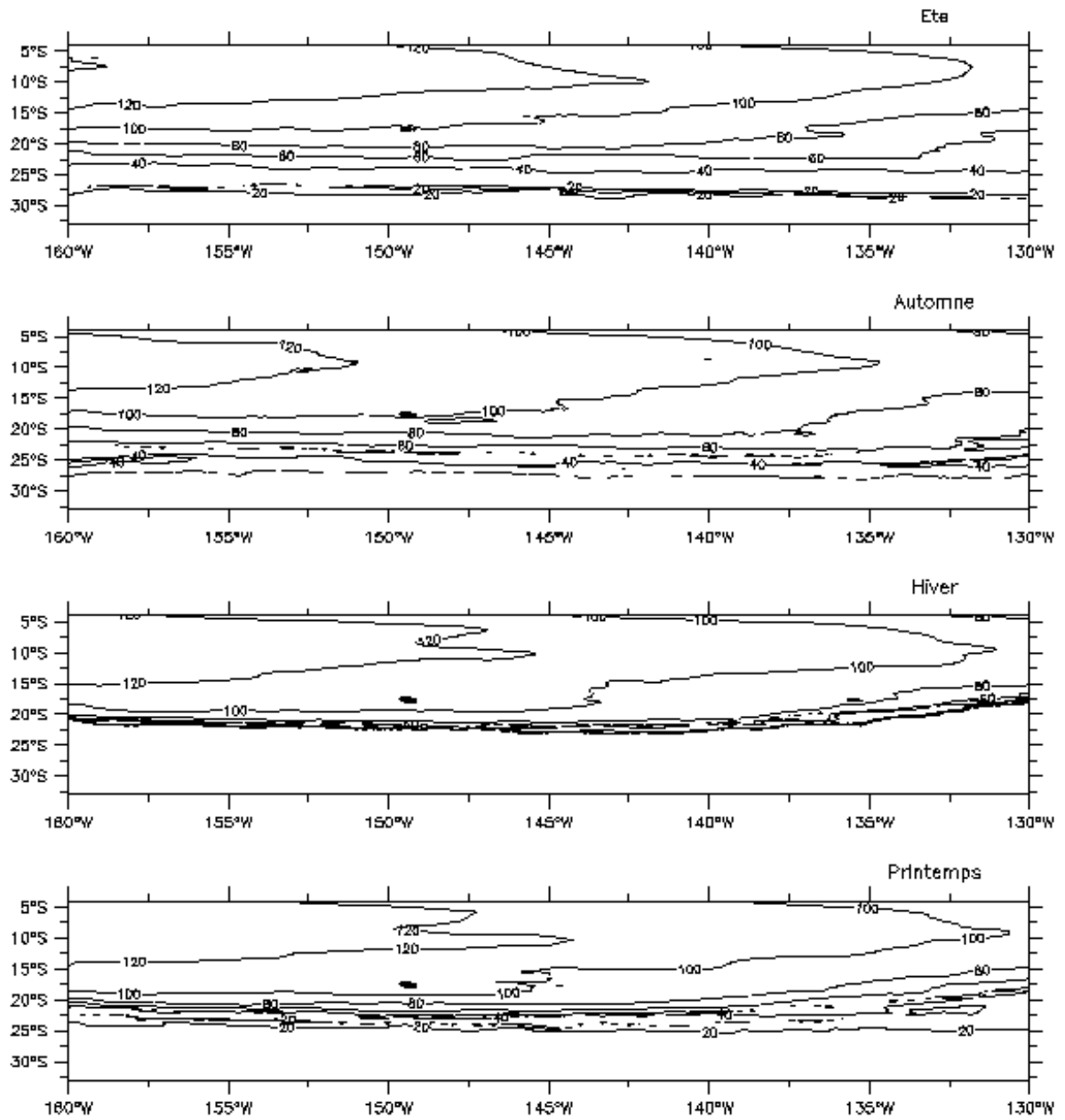


figure8 Profondeur saisonnière de l'isopycne 24 kg/m^3 .

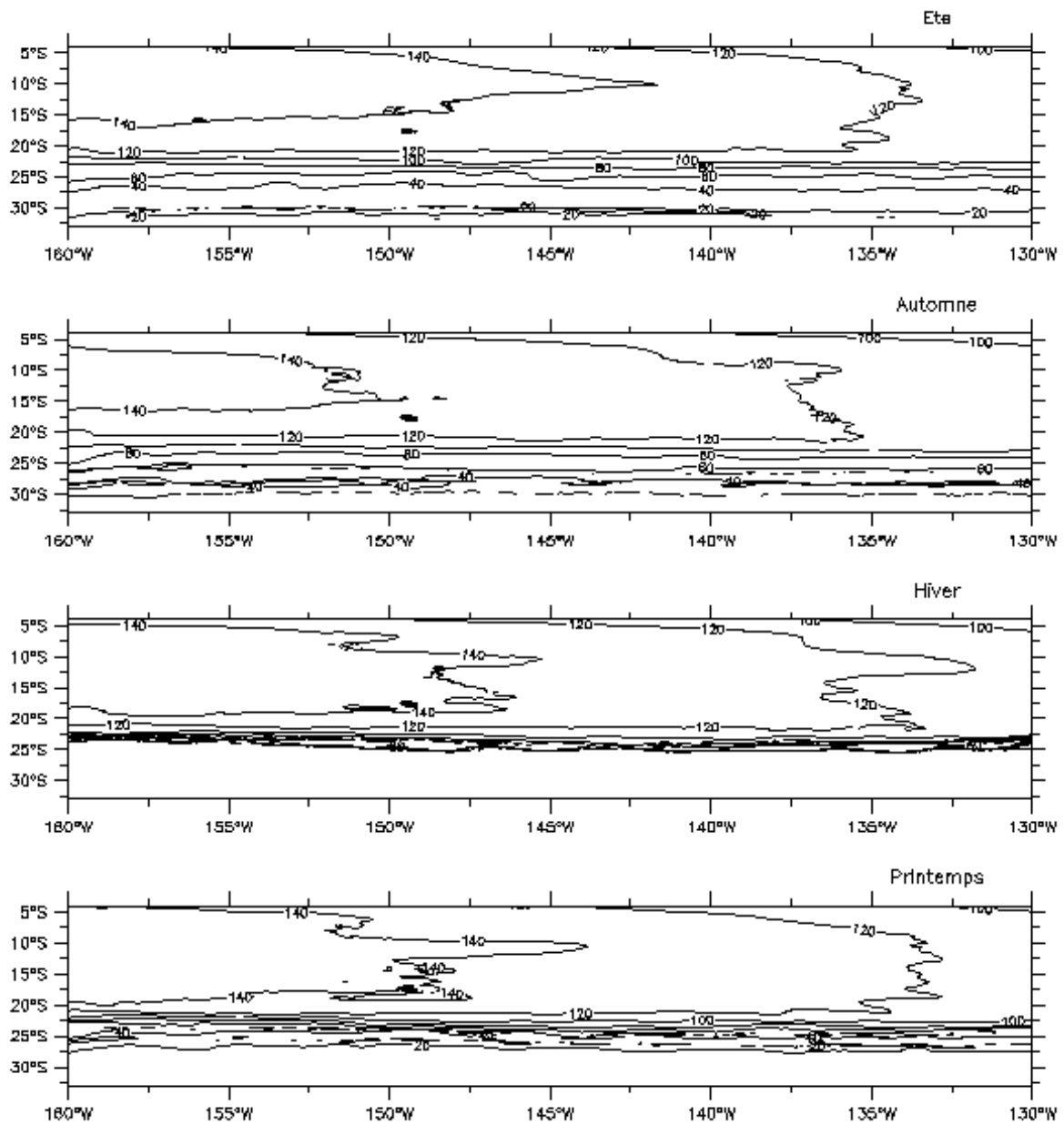


figure9 Profondeur saisonnière de l'isopycne 24.5 kg/m^3 .

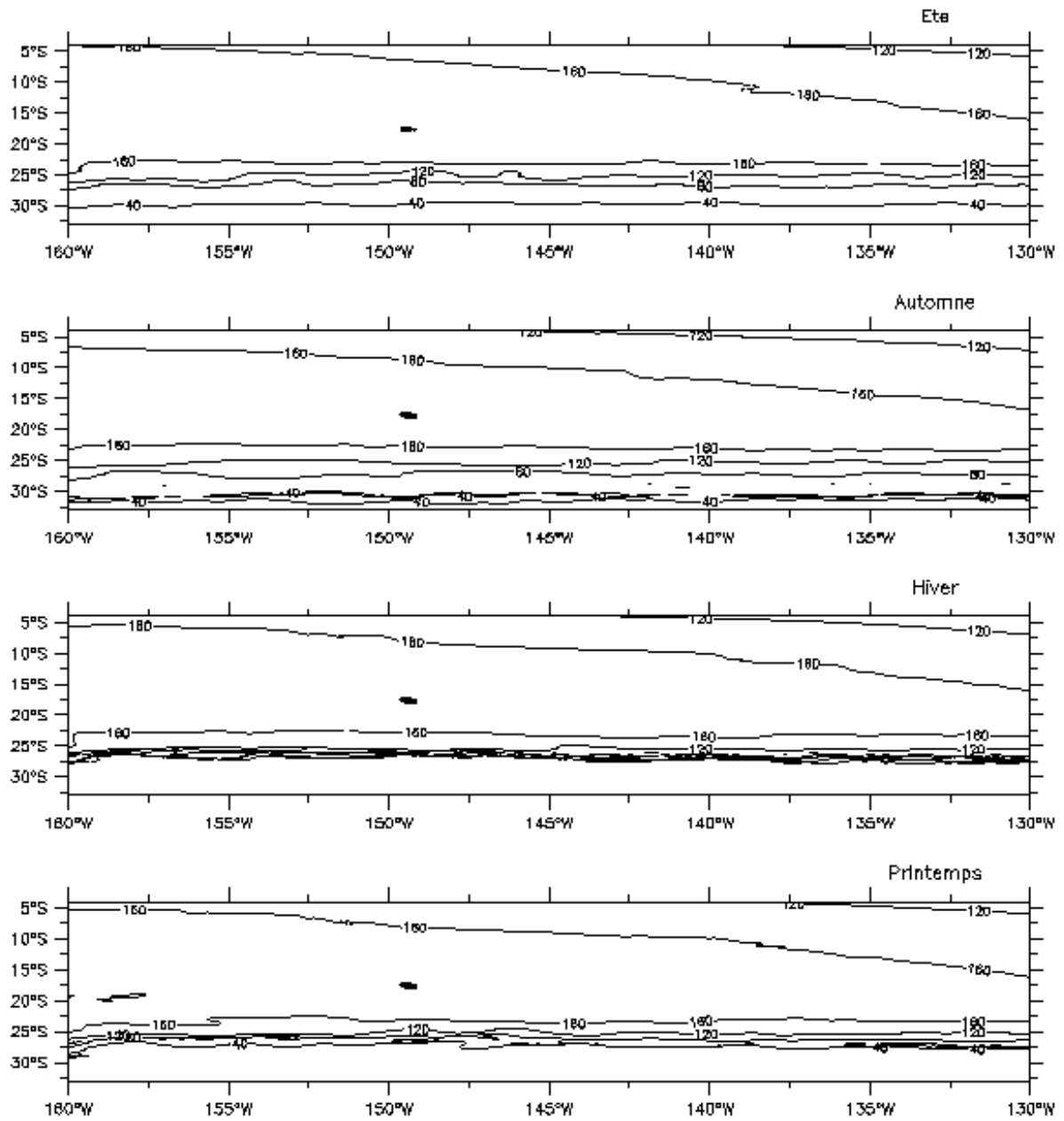


figure10 Profondeur saisonnière de l'isopycne 25 kg/m³.

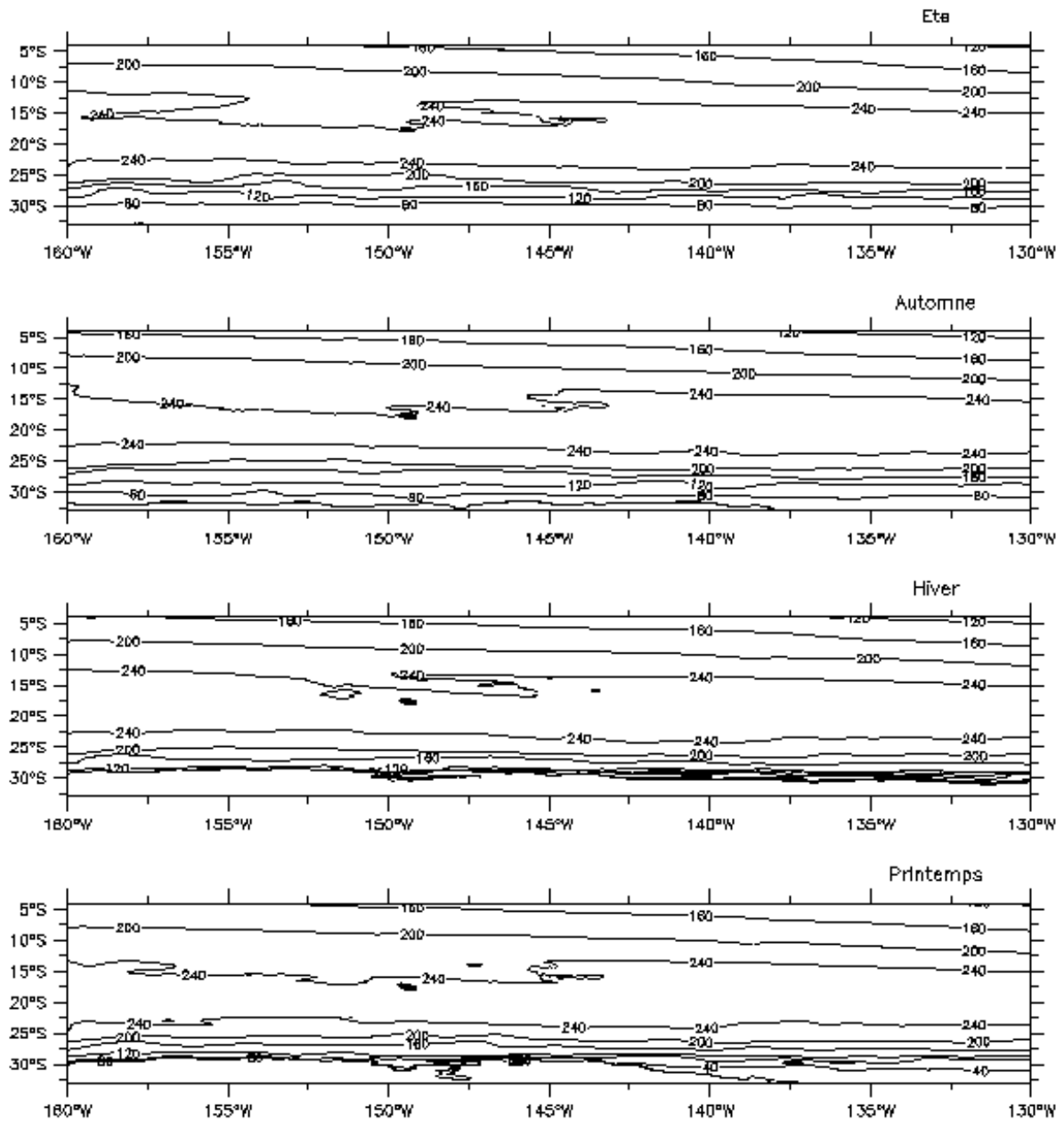


figure11 Profondeur saisonnière de l'isopycne 25.5 kg/m³.

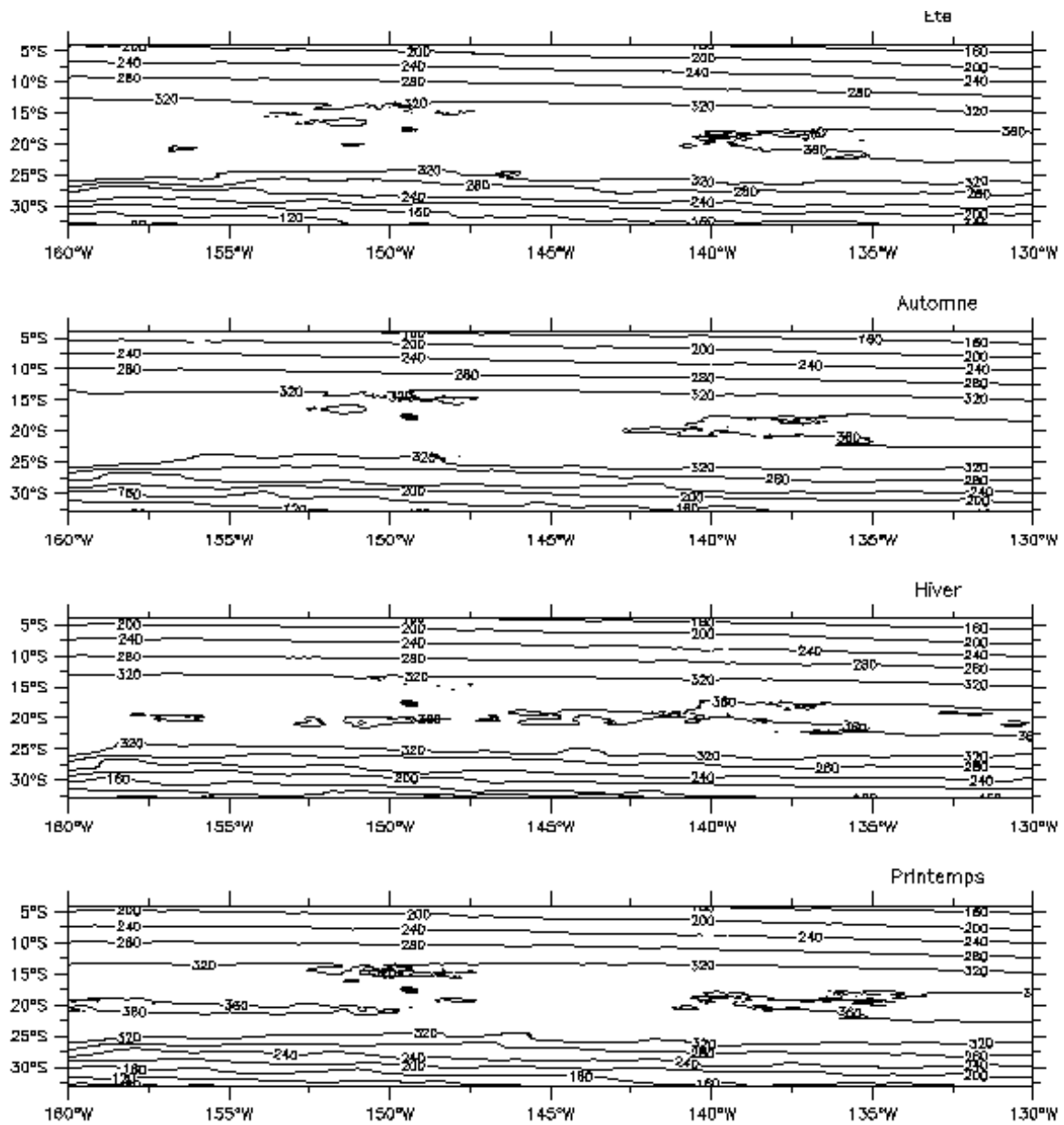


figure12 Profondeur saisonnière de l'isopycne 26 kg/m^3 .

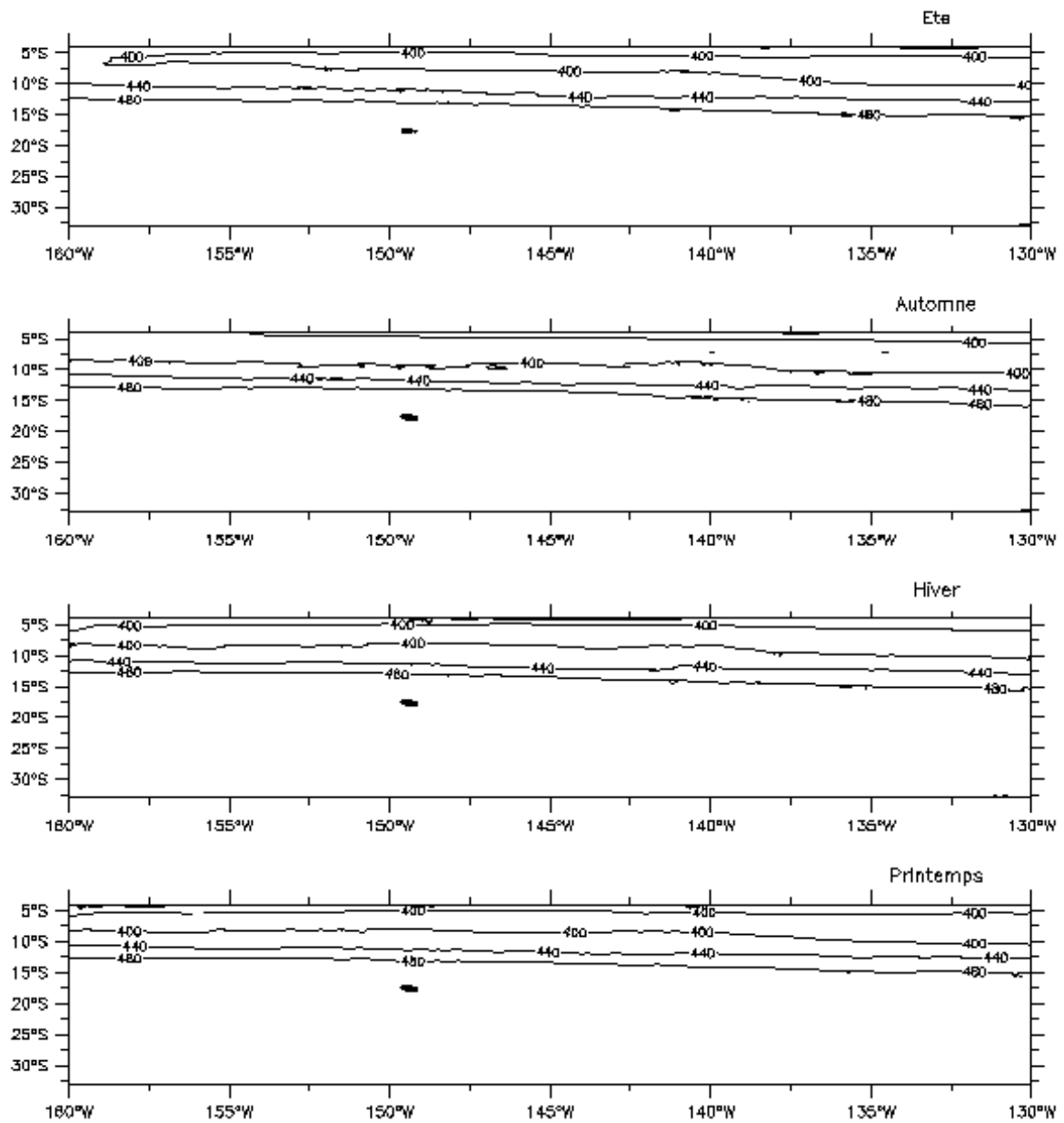


figure13 Profondeur saisonnière de l'isopycne 26.5 kg/m^3 .

ARTICLES PARUS ET SOUMIS

Martinez, E., K. Maamaatuaiahutapu (2004). "Island mass effect in the Marquesas Islands : Time variation." *Geophysical Research Letters* 31.

Martinez, E., K. Maamaatuaiahutapu, C. Payri, A. Ganachaud (2006). "*Turbinaria ornata* invasion in the Tuamotu Archipelago, French Polynesia: ocean drift connectivity." *Coral Reef* Submitted.

**Island mass effect in the
Marquesas Islands : Time variation**

Martinez, E., K. Maamaatuaiahutapu

Geophysical Research Letters, vol 31
2004

***Turbinaria ornata* invasion in the
Tuamotu Archipelago, French
Polynesia: ocean drift connectivity**

Elodie Martinez , Keitapu Maamaatuaiahutapu,
Claude Payri, Alexandre Ganachaud

Soumis à Coral Reef, 2006