

MEMOIRES DE DEA

Université de la Méditerranée  
Centre d'Océanologie de Marseille  
Institut des Sciences de l'Ingénieur de Toulon et du Var

# **Identification et caractérisation d'un courant de bord longeant le Nord-Ouest de la Nouvelle Calédonie**

**Julien Jouanno**

Sous la direction d' Alexandre GANACHAUD  
Océanographe de l'équipe « Études Climatiques de l'Océan Pacifique Tropical

DEA « Sciences de l'environnement marin »  
Option Dynamique Côtière et Littorale  
Stage effectué de février à juin 2003



Institut de Recherche pour le Développement  
Centre de Nouméa

## Résumé

Ce rapport présente l'étude de données océanographiques relevées au Nord de la Nouvelle Calédonie sur le méridien 165°E entre 20°S et 10°S sur la période 1983-2002. Les données étudiées sont des mesures hydrologiques (température, salinité, pression) et des mesures directes des courants obtenues lors des campagnes en mer du centre IRD de Nouméa.

Il en résulte des informations sur les masses d'eaux au Nord de la Nouvelle Calédonie. La structure des courants observée présente une bonne correspondance avec les résultats de modélisations hydrodynamiques récentes. Les transports géostrophiques sont comparés aux transports de Sverdrup calculés par la règle de l'île de Godfrey(1989).

Cette étude a été effectuée au sein du groupe ECOP (Études Climatiques de l'Océan Pacifique Tropical) du centre IRD de Nouméa, de février à juin 1995.

## Abstract

This report presents the study of oceanographic data taken in the North of New Caledonia, on the 165°E meridian, between 20°S and 10°S, on the period 1983-2002. The studied data are hydrologic measures (temperature, salinity, pressure) and direct currents measures taken during oceanographic campaigns of IRD Nouméa Centre.

The results are informations on water masses in the North of New Caledonia. The observed structure of currents presents a good correspondence with the results of recent hydrodynamic modelisations. The geostrophic transports are compared with Sverdrup's transports, calculated with Godfrey's Island Rule (1989).

This study has been carried out in the ECOP programme (Climatic Studies of the tropical Pacific Ocean) of IRD Nouméa centre from February to June 2003.

# Table des matières

|                                                                                    |            |
|------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>1 INTRODUCTION</b>                                                              | <b>p2</b>  |
| <b>1.1 Contexte scientifique</b>                                                   | <b>p2</b>  |
| <b>1.2 Le phénomène El Niño</b>                                                    | <b>p3</b>  |
| a. Présentation                                                                    | p3         |
| b. Condition moyennes                                                              | p3         |
| c. Conditions El Niño                                                              | p4         |
| <b>1.3 Circulation dans le Pacifique Sud-Ouest</b>                                 | <b>p5</b>  |
| a. Masses d'eau                                                                    | p6         |
| b. Les courants                                                                    | p7         |
| <b>2 DONNÉES OCÉANOGRAPHIQUES</b>                                                  | <b>p12</b> |
| <b>2.1 Les campagnes</b>                                                           | <b>p12</b> |
| <b>2.2 Données hydrographiques</b>                                                 | <b>p12</b> |
| a. Les données                                                                     | p12        |
| b. Analyse des sections                                                            | p14        |
| <b>2.3 Mesures directes des courants</b>                                           | <b>p16</b> |
| <b>3 COURANTS ET TRANSPORTS GÉOSTROPHIQUES</b>                                     | <b>p18</b> |
| <b>3.1 Calcul des courants géostrophiques</b>                                      | <b>p18</b> |
| <b>3.2 Analyse des courants géostrophiques</b>                                     | <b>p19</b> |
| <b>3.3 Comparaison entre vitesses géostrophiques et vitesses directes.</b>         | <b>p21</b> |
| a. Mesures PCM                                                                     | p21        |
| b. Mesures ADCP                                                                    | p21        |
| c. Mesures L-ADCP                                                                  | p23        |
| <b>3.4 Calcul des transports</b>                                                   | <b>p25</b> |
| <b>3.5 Analyse des transports</b>                                                  | <b>p26</b> |
| <b>3.6 Comparaison avec l'indice SOI</b>                                           | <b>p27</b> |
| <b>4 CIRCULATION DE SVERDRUP</b>                                                   | <b>p30</b> |
| <b>4.1 Présentation</b>                                                            | <b>p30</b> |
| <b>4.2 Théorie de la règle de l'île</b>                                            | <b>p31</b> |
| <b>4.3 Application à la circulation autour de la Calédonie.</b>                    | <b>p34</b> |
| <b>4.4 Comparaison des transports géostrophiques avec le transport de Sverdrup</b> | <b>p35</b> |
| <b>CONCLUSION</b>                                                                  | <b>p37</b> |

# 1 INTRODUCTION

## 1.1 Contexte scientifique

Les caractéristiques de l'oscillation ENSO (El Niño Southern Oscillation) sont sensibles aux conditions moyennes de l'océan équatorial, ces dernières variant sur des échelles de temps de 10 ans et plus. Plusieurs mécanismes d'évolution décennale des conditions équatoriales sont à l'étude notamment des mécanismes mettant en jeu une interaction entre les variations océaniques et atmosphériques aux latitudes moyennes, subtropicales et tropicales. Ces mécanismes sont encore mal compris, principalement à cause de l'insuffisance de l'échantillonnage spatio-temporel des observations avant les années 80.

La circulation océanique joue un rôle prépondérant dans ces mécanismes. Une modélisation de la circulation océanique de Webb (1999) et les travaux de l'océanographe William Kessler (disponibles à l'adresse <http://www.pmel.noaa.gov/~kessler/sverdrup/>) ont montré que la présence de la Nouvelle Calédonie modifiait les courants de retour du gyre du Pacifique Sud et la bifurcation de ces courants lors de leur arrivée sur les côtes australiennes. Ceci se traduit par la présence d'un courant de bord au Nord-Est de la Nouvelle Calédonie. Les conditions de vent sur le bassin Pacifique à l'Est de la Nouvelle Calédonie sont susceptibles de moduler la force de ce courant et donc l'ensemble de la circulation du Pacifique Sud Ouest. Ces courants véhiculant des signaux océaniques vers les eaux équatoriales, ils peuvent modifier les conditions de déclenchement et d'évolution d'ENSO.

Godfrey (1989) et Pedlosky (1997) se sont intéressés à la circulation autour des îles, la « règle de l'île » de Godfrey (1989) qui estime le transport causé par la présence d'une île dans un bassin océanique s'est révélée assez juste pour l'Australie. Bien qu'aucune étude n'ait été menée pour la Nouvelle Calédonie, la longueur de l'île est suffisante pour supposer que la circulation est bien décrite par la « règle de l'île », on peut donc s'attendre à trouver un fort courant sur les côtes Nord et Sud.

L'objectif du stage fut d'identifier ce courant calédonien et d'estimer les volumes transportés ainsi que les variations, tout cela à partir des données recueillies par l'IRD de Nouméa au cours des 20 dernières années.

La section 2 discute des données disponibles. La section 3 détaille le traitement des données et présente l'analyse des profils obtenus. La section 4 s'intéresse à la comparaison des

transports géostrophiques avec les transports calculés par la règle de l'île.

## **1.2 Le phénomène El Niño**

### **a. Présentation**

A l'origine, le terme El Niño définissait un faible courant côtier, apparaissant chaque hiver boréal au large des côtes de l'Équateur et du Pérou. Celui-ci remplace par des eaux chaudes les eaux habituellement froides en raison de remontées d'eaux de sub-surface. La prise exceptionnelle d'espèces marines exotiques dans ces régions donnait à cet événement un caractère miraculeux. De manière apériodique ce courant devient très chaud et s'étend beaucoup plus au sud jusqu'à atteindre les côtes nord du Chili.

Nous savons maintenant que ce réchauffement qui apparaît tous les 2 à 7 ans, n'est pas uniquement un phénomène local propre aux côtes Ouest d'Amérique du Sud. Ce réchauffement s'accompagne en effet de changements importants de la circulation océanique et du régime des vents sur l'ensemble du Pacifique Tropical. Les modifications du régime des vents sont liées à une redistribution du champ de pression atmosphérique de surface appelée l'Oscillation Australe. On parle maintenant du phénomène océan-atmosphère El Niño Oscillation Australe (ou ENSO, El Niño Southern Oscillation).

### **b. Conditions moyennes**

En situation moyenne, les températures de surface de l'océan Pacifique permettent de situer les eaux les plus chaudes (28-30°C) dans l'océan Pacifique occidental autour de l'équateur sur une profondeur allant jusqu'à 100 m et sur une superficie comparable à celle de l'Europe ou de l'Australie (fig1). Ce réservoir chaud joue un rôle important dans le climat car il conditionne les échanges de chaleur avec le reste de l'océan Pacifique et avec l'atmosphère qui la redistribue à l'échelle du globe. La formation de ce réservoir chaud dans le Pacifique équatorial ouest est directement liée au régime des alizés. En raison de la rotation de la terre, on observe des alizés de Sud-Est dans l'hémisphère sud et de Nord-Est dans l'hémisphère Nord. Les alizés "poussent" les eaux chaudes équatoriales, chauffées en permanence par le soleil, qui s'accumulent dans l'Ouest Pacifique. Dans l'Est Pacifique, le régime des alizés induit des remontées d'eaux profondes qui tendent à refroidir les eaux de surface. Au

voisinage de l'équateur, la différence marquée de température entre les eaux de surface des deux bords du bassin alimente en retour le régime des vents. On parle alors d'un "couplage" océan-atmosphère qui joue un rôle essentiel dans la dynamique d'ENSO.

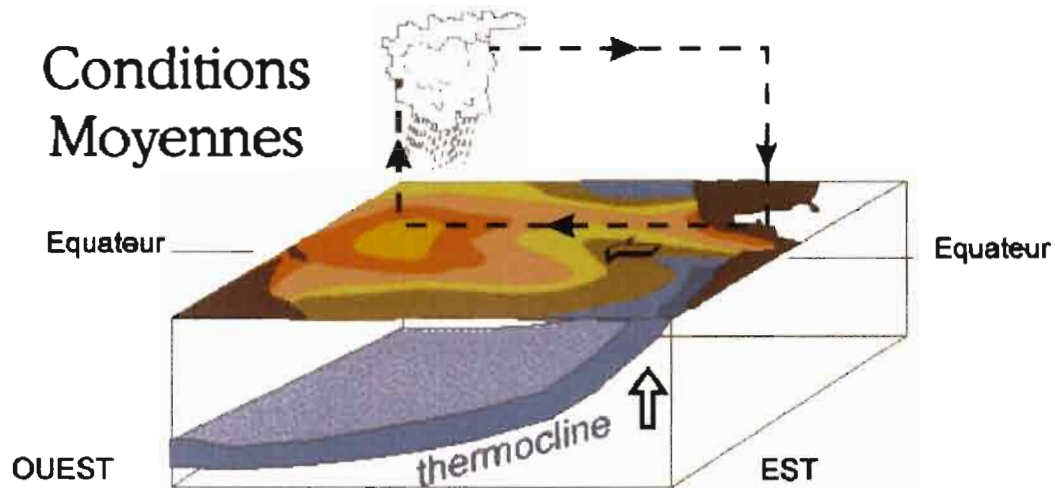


Fig 1: Conditions moyennes dans le Pacifique tropical, Source IRD

### c. Conditions El Niño

En conditions El Niño les eaux chaudes de surface, situées en moyenne dans la moitié Ouest du bassin, se déplacent vers l'Est et envahissent toute la bande équatoriale (fig2). Dans le Pacifique Est, les eaux de surface peuvent atteindre de 5 à 7°C au dessus de la situation moyenne. La thermocline, inclinée en moyenne d'Est en Ouest, devient presque horizontale. Dans l'atmosphère, en suivant le déplacement des eaux chaudes de surface, la zone de convection (fortes pluies) migre vers l'Est jusqu'à dans le Pacifique Centre-Est. Un climat

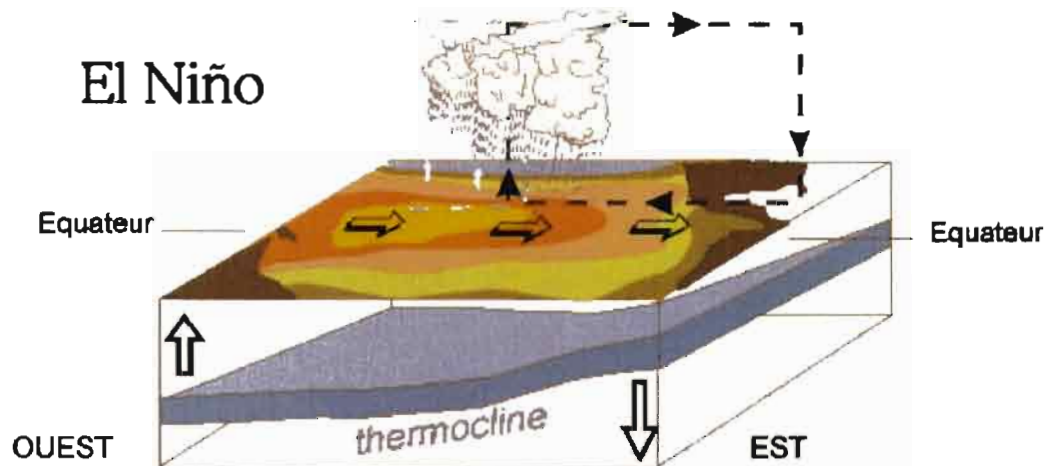


Fig 2 :L'océan pacifique tropical en conditions El Niño, source IRD.

anormalement sec s'installe à l'Ouest (Australie, Indonésie) et un climat anormalement humide et pluvieux apparaît au-dessus de la côte Ouest du continent sud-américain. Un couplage entre l'océan et l'atmosphère s'opère : le déplacement vers l'Est des eaux chaudes de surface diminue le contraste en température entre l'Est et l'Ouest et affaiblit le régime des alizés. Cet affaiblissement des alizés entraîne en retour un réchauffement des eaux de surface dans la bande équatoriale amplifiant ainsi le phénomène El Niño.

### 1.3 Circulation dans le Pacifique Sud-Ouest

La région définie ici comme Pacifique Sud-Ouest, s'étend de 10°S à 30°S en latitudes et des côtes australiennes jusqu'à 190°E (fig3). La circulation dans cette zone est considérée comme dominée par un large courant dirigé vers l'Ouest, nommé South Equatorial Current (SEC), qui fait partie de la gyre subtropicale. Wyrski (1962a,b) fut l'un des premiers à mener des études détaillées sur la circulation du Pacifique Sud-Ouest.

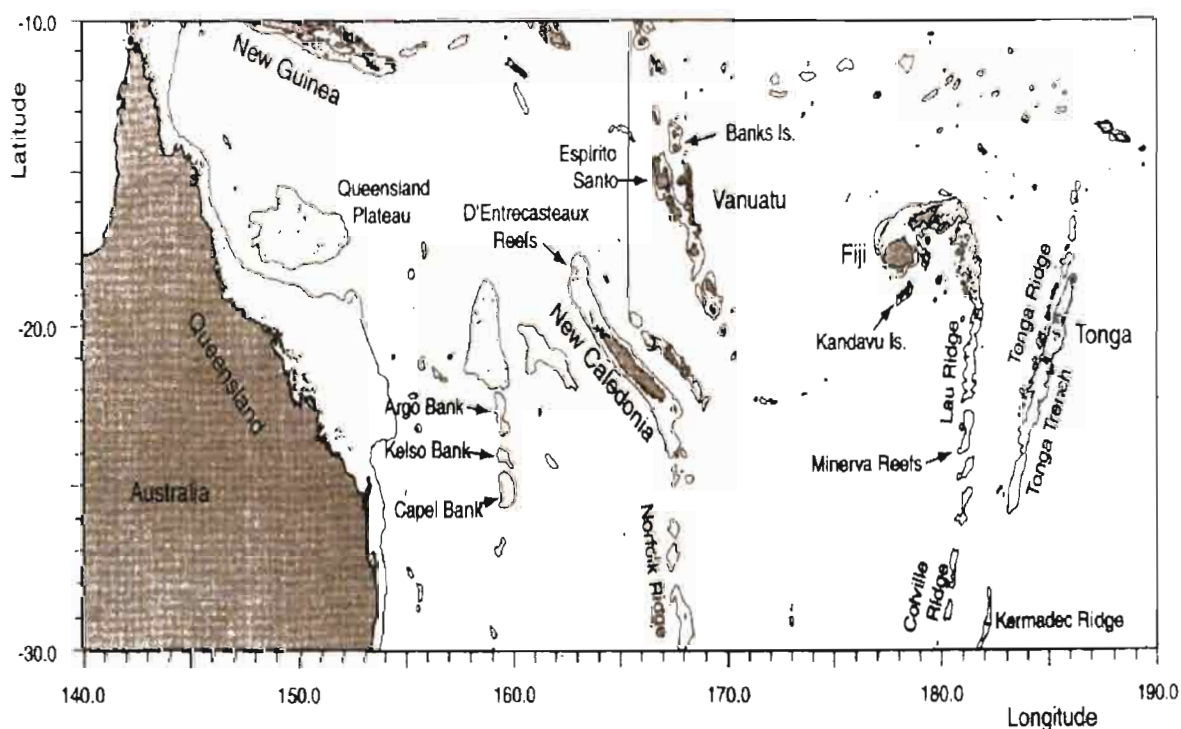


Fig. 3. Pacifique Sud Ouest, Mer de corail, les contours correspondent a une profondeur de 1000m. (Source GEBCO Atlas NERC 1997)

## a. Masses d'eau

Les études qui se sont intéressées au Pacifique Sud ont permis d'identifier quelques masses d'eaux à l'intérieur et autour de la zone que nous allons étudier (le méridien 165°E entre 20°S et 10°S, fig3)

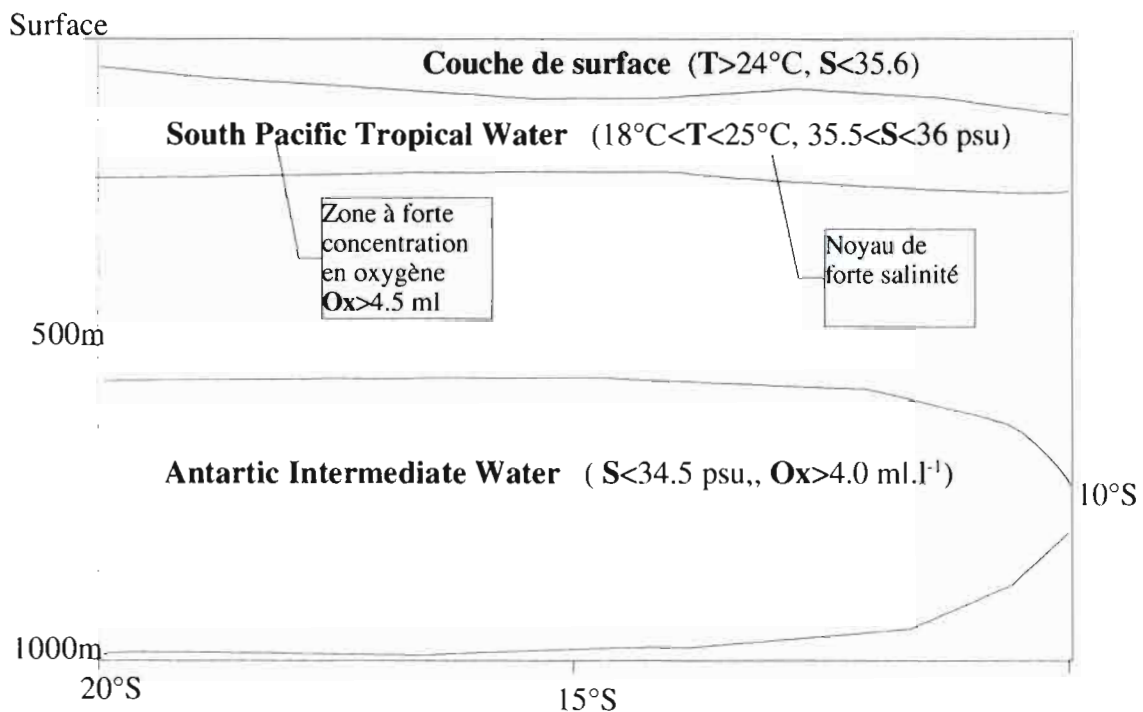


Fig 4: Shéma descriptif des masses d'eau identifiées sur le méridien 165°E entre les latitudes 20°S et 10°S. Cette description est une synthèse des différentes études menées dans cette zone.

La première d'entre elles est la couche de surface de faible salinité ( $T > 24^{\circ}\text{C}$ ,  $S < 35.6$  psu) que l'on trouve au nord de 25°S. Au dessous, autour de 200m de profondeur une eau très salée ( $18^{\circ}\text{C} < T < 25^{\circ}\text{C}$ ,  $35.5 < S < 36.0$  psu), la «South Pacific Tropical Water» (SPTW) se rapproche de la surface dans le sud de la zone. La composante Nord de la SPTW, c'est à dire au dessus de 15°S, provient d'une région située entre l'île de Pâques et Tahiti, où les couches de surfaces sont hautement salées. On voit cette zone de forte salinité s'étaler vers l'Ouest sur la figure 5. La partie Sud caractérisée par de fortes concentration en oxygène ( $> 4.8 \text{ ml l}^{-1}$ ), est associée à une zone d'affleurement de la couche au nord de la Nouvelle Zélande, près de 30°S, 180°E.

Entre 300m et 600m, la masse d'eau n'a pas été identifiée, salinité et température

décroissent avec la profondeur de manière régulière. Plus profond dans la colonne d'eau (600 et 1000m), on trouve une large couche de faible salinité ( $<34.5$  psu) fortement oxygénée ( $>4.0$  ml l<sup>-1</sup>), l'« Antarctic Intermediate Water ». Cette eau est formée dans le Pacifique Sud-Est et emmenée dans la partie Ouest de l'océan par des extensions profondes du SEC (Reid 1965; Talley 1999).

Plus localement, une bande de surface de faible salinité au Nord de la Nouvelle Calédonie a été étudiée par Donguy et Hénin (1975), ils l'attribuèrent aux précipitations locales. Plus tard, Delcroix et Hénin (1991) montrèrent que le minimum de salinité se situait à quelques degrés de la principale bande de précipitation. Ils suggérèrent que c'était la conséquence d'un transport d'Ekman de la couche de surface, en direction du sud.

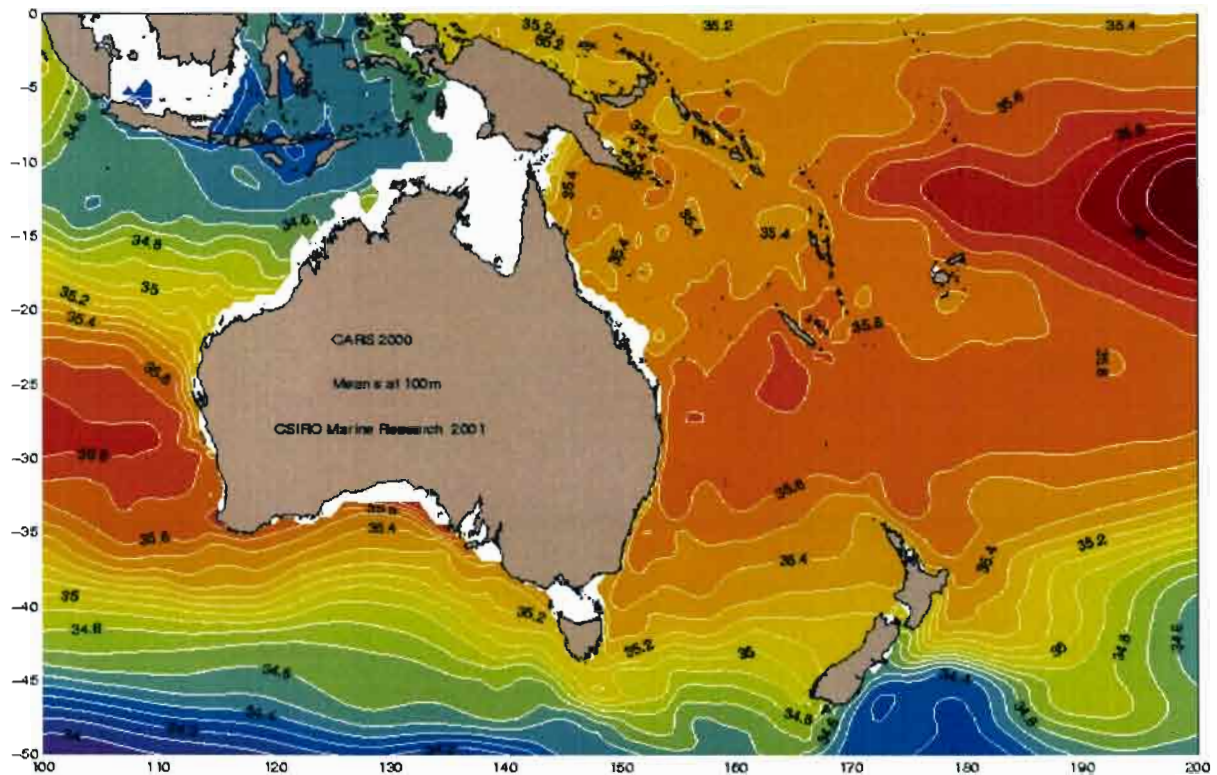


Fig 5: Salinités moyennes à 100m dans le Pacifique Sud-Ouest  
(Source: CSIRO Marine Research)

## b. Les courants

La circulation du Pacifique Sud est dominée par la gyre tropicale et la gyre subtropicale. Cette dernière est la plus étendue, elle est diffuse dans l'est du bassin (fig6) et se concentre sous la forme de courants de bord effilés et puissants dans l'Ouest du bassin.

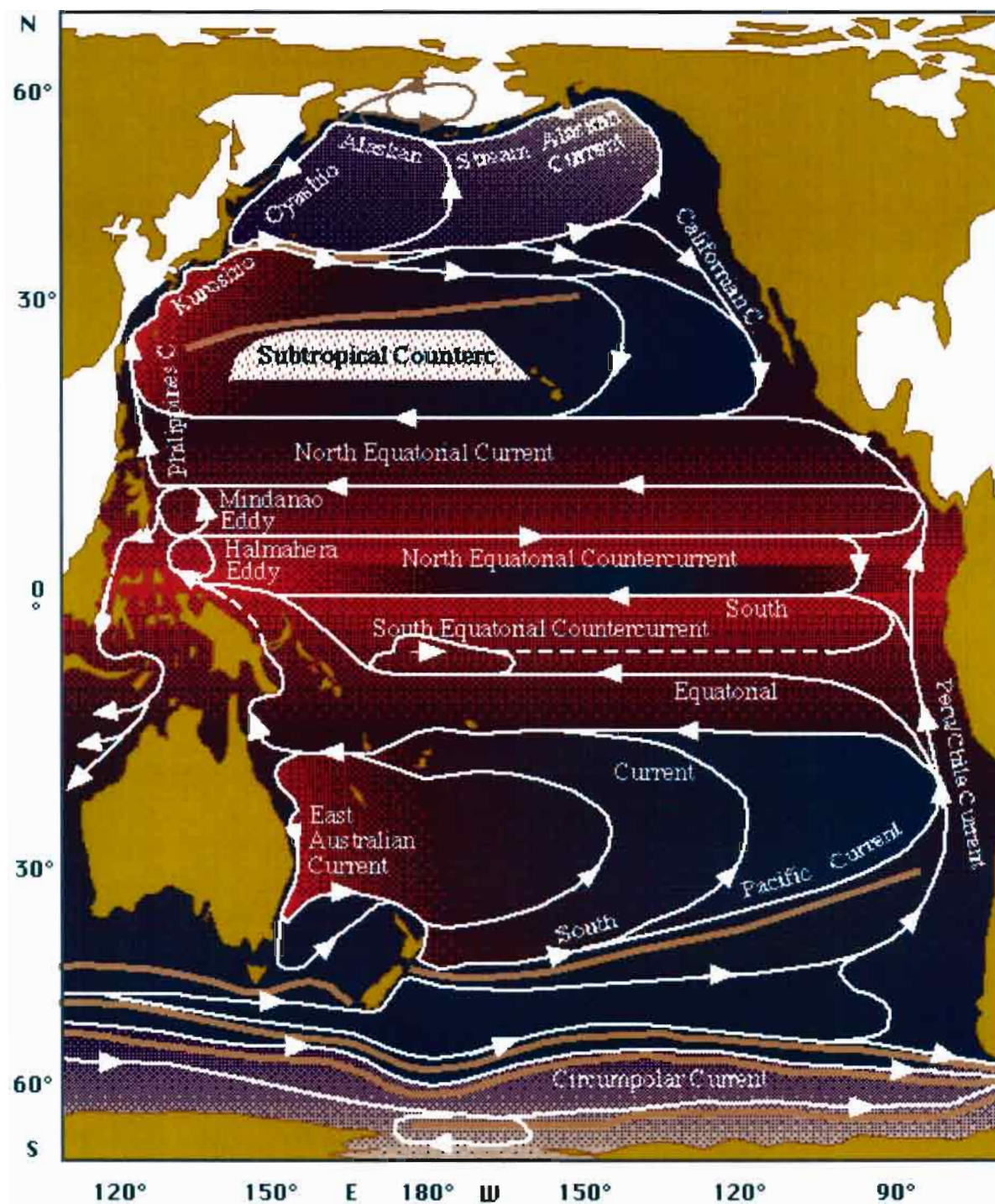


Fig6: Circulation moyenne à l'échelle du pacifique (Source: NOAA)

Les analyses de Reid (1997) et de Qu (2002), confirment d'autres études qui montraient un large courant vers l'ouest qui dominait l'ensemble du Pacifique Sud-Ouest à des latitudes entre 10°S et 30°S. Ce courant situé à quelques centaines de mètres de profondeur est associé au SEC, formant la limite entre les gyres tropicale et subtropicale (fig 6). Le centre de la gyre se déplace vers le sud avec la profondeur donc il en est de même pour le SEC.

En arrivant sur les côtes australiennes le SEC se sépare (fig7), formant le East Australian Current vers le sud et le North Queensland Current (NQC) au Nord. Le NQC est un courant de bord rapide et étroit. Celui ci alimente alors la zone d'eau chaude autour de la Nouvelle Guinée par l'intermédiaire du New Guinea Coastal Undercurrent (NGCUC). Une partie du NGCUC alimente aussi le South Equatorial Counter Current (SECC) qui prend la direction des îles Salomon, vers l'Est. La majorité des eaux du EAC quitte les côtes australiennes vers 30°-35°S se refroidit puis s'enfonce dans l'océan profond (Godfrey et al. (1980)), formant ainsi le début de la gyre du Pacifique Sud. L'autre partie de cette eau continue vers le sud en direction de la côte Est de la Tasmanie (Ridgway and Godfrey (1994)).

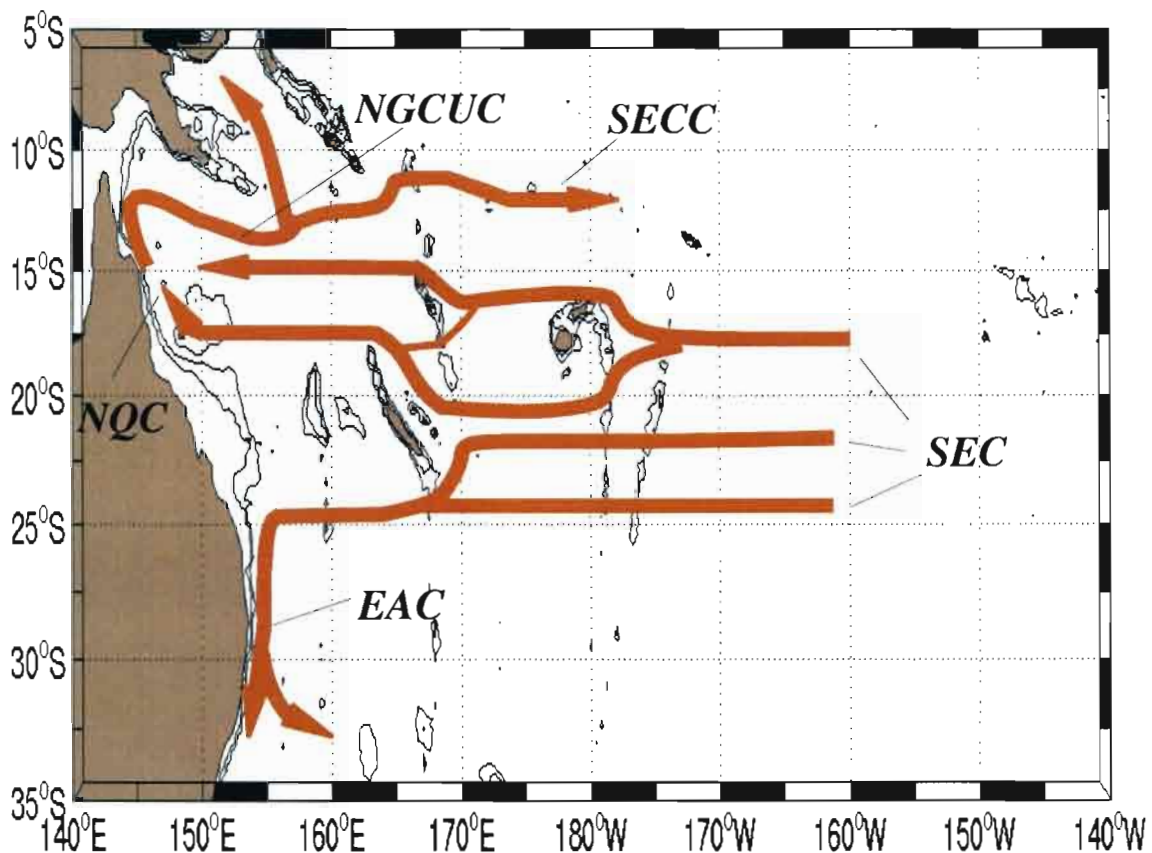


Fig7: Circulation moyenne dans le Pacifique Sud-Ouest et blocage par les îles

La bifurcation entre NQC et EAC est mal comprise. Toutefois des travaux récents s'y intéressent. Kessler a modélisé la circulation autour de la Nouvelle Calédonie en s'appuyant sur les théories de Sverdrup (circulation forcée par le champ de vent) et de la règle de l'île (présentée au chapitre 4-2). Ses travaux sont disponibles sur le web (<http://www.pmel.noaa.gov/~kessler/sverdrup/islandrule/islandrule.html>). Il a ainsi pu montrer que la bifurcation du SEC est décalée par la présence de la Nouvelle Calédonie. Elle se déplace de 20.6 °S à 18.9 °S selon que l'on tient compte ou pas de l'effet de blocage par l'île (fig 8).

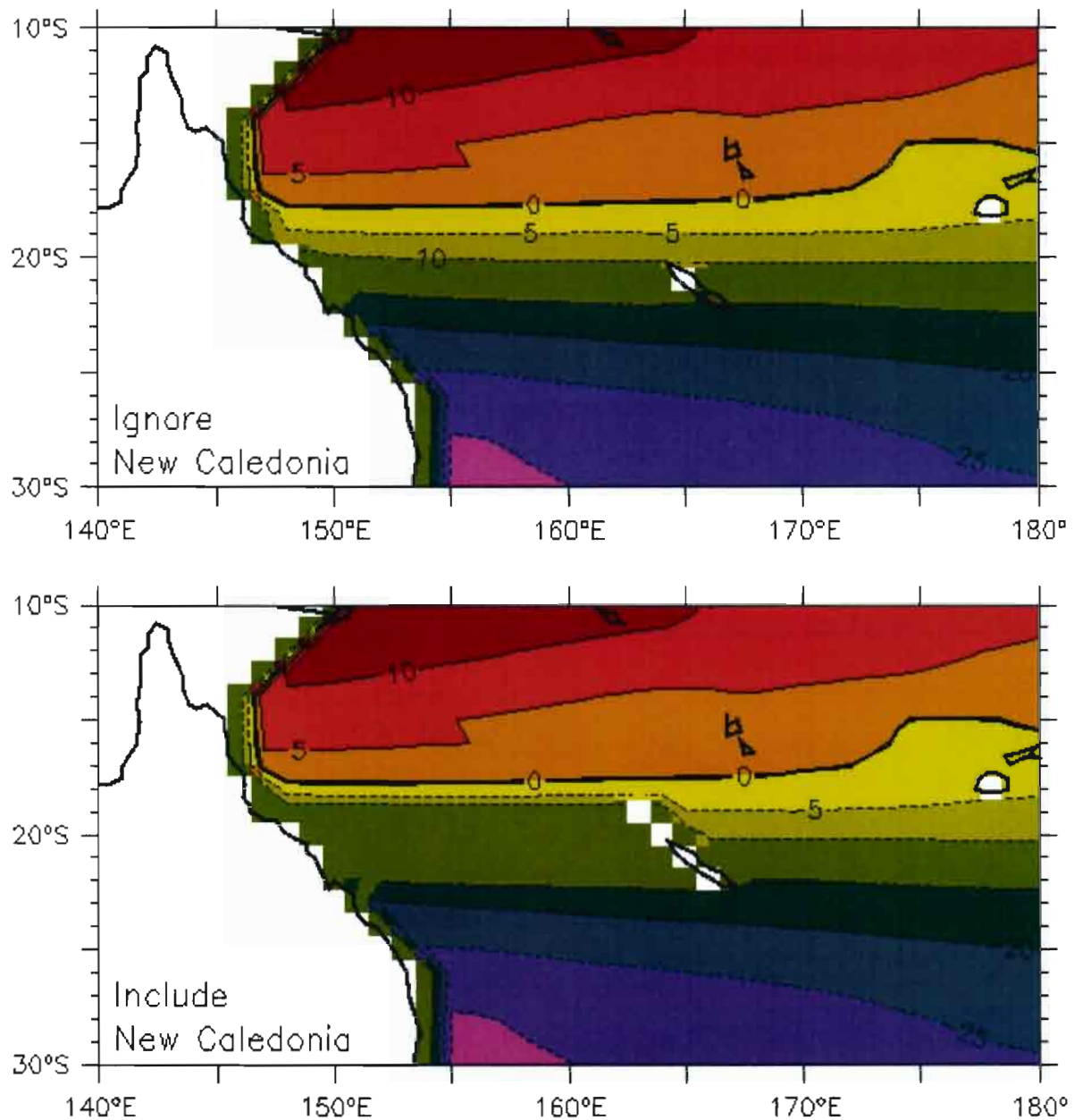


Fig8 : Fonction de transport de Sverdrup moyennes obtenues à partir du champ de vent.  
(Source: Kessler)

Webb (2000) avait déjà avancé l'hypothèse d'un blocage par les îles, et il avait montré avec l'aide d'un modèle numérique océanique global que le SEC n'était pas constitué d'une cellule unique. En fait la présence de nombreuses îles et récifs dans la région crée de nombreux blocages et le flux général se trouve découpé en jets séparés par des zones de recirculation (fig9). Qu (2002) avance aussi l'importance de l'Indonesian Through Flow (ITF) dans la bifurcation du SEC.

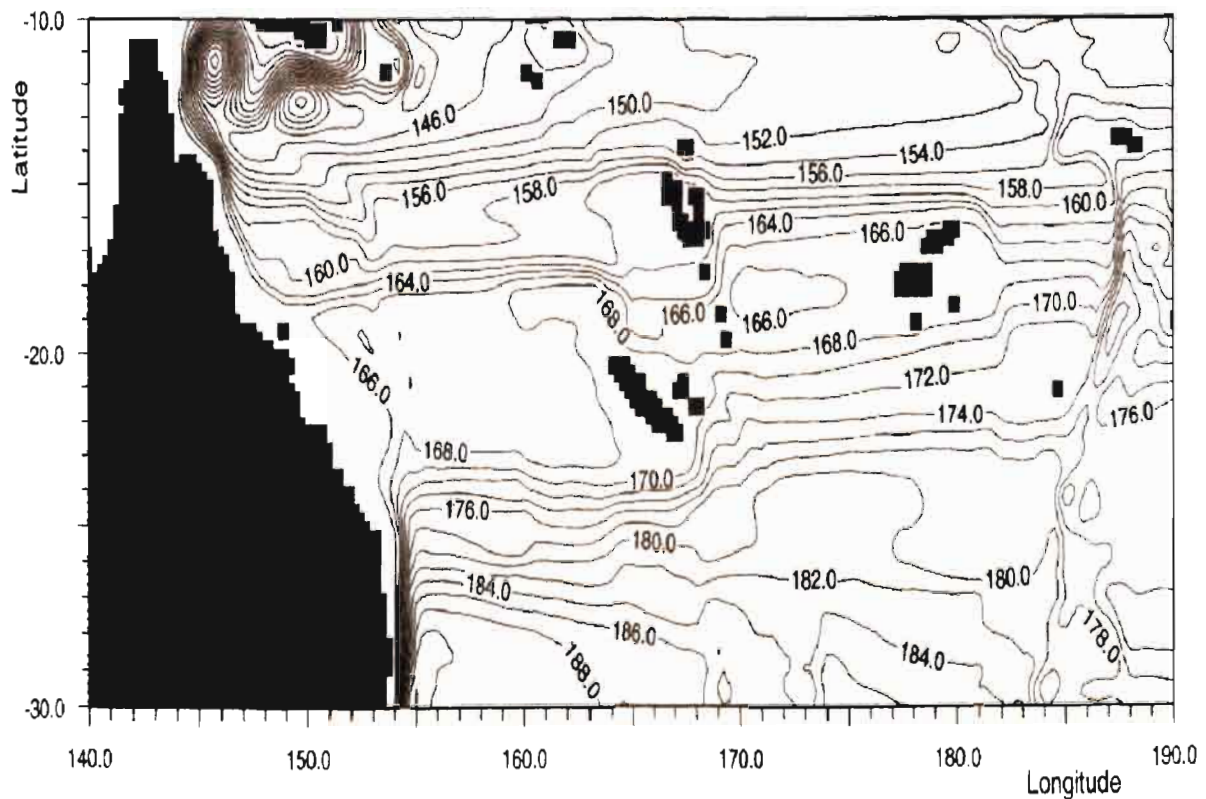


Fig9: Fonctions de courant intégrées sur la verticale, mesurées en Sverdrup ( $1\text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Valeurs moyennées entre les années 8 et 12 du modèle. Source Webb(2000).

## 2 Données océanographiques

### 2.1 Les campagnes

L'environnement océanique de la Nouvelle Calédonie a été décrit dès 1956 par les océanographes de l'IRD de Nouméa alors appelé Institut Français de Recherche scientifique pour le Développement en coopération (ORSTOM). Plusieurs programmes de recherche ont relevé des mesures sur la longitude 165E.

Il y a eu 17 campagnes de Surveillance Trans-Océanique du Pacifique (SURTROPAC) menées par l'ORSTOM entre les années 1984 et 1992. Les campagnes SURTROPAC étaient bi-annuelles, en général une se déroulait en Janvier et une autre en Juin-Juillet. A partir de 1987, le programme SURTROPAC a été complété par le programme Production Pélagique dans le Pacifique (PROPPAC), conduit aussi par l'ORSTOM de Nouméa, soit quatre campagnes qui se sont déroulées au Printemps et à l'Automne en l'espace de deux ans. Bien plus récemment ont été menées deux campagnes WESPALIS (1999 et 2000) et une campagne FRONTALIS (2001).

Au total, 24 campagnes sont disponibles pour calculer les transports sur le 165°E. Sur ces expéditions l'échantillonnage commençait à 20°S et montait jusqu'à 10°N. Dans la zone d'étude qui nous intéresse, entre 20°S et 10°S, les stations étaient distante de 1° en latitude.

### 2.2 Données hydrographiques

#### a. Les données

Au cours des cinq premières campagnes SURTROPAC sur le 165°E, les mesures de conductivité, température et profondeur (CTD) ont été réalisées avec une sonde Bisset-Bermann 9040 STD. Un modèle Sea Bird 9-02 CTD a été par la suite utilisé pour les autres campagnes SURTROPAC et PROPPAC. Les mesures de salinité et de température ont été réduites à un intervalle de 5 dbar (2 dbar pour les SURTROPAC 14 et 15), comme décrit par Delcroix et al (1987, 1992). Les premières SURTROPAC étaient échantillonnées jusqu'à des pressions de 1000 dbar. Par la suite, à partir de SURTROPAC 08 les mesures ont pu être étendues à 2000 dbar. Les campagnes PROPPAC et WESPALIS se sont limitées à 1000 dbar.

| Campagnes     | Dates                 | Latitudes utilisées |
|---------------|-----------------------|---------------------|
| SURTROPAC 01  | 10-13 janv 1984       | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC02   | 05-09 août 1984       | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC03   | 09-13 janv 1985       | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC04   | 28 juin- 01 juil 1985 | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC05   | 10-13 janv 1986       | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC06   | 17 -20 juin 1986      | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC07   | 10 -14 janv 1987      | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC08   | 02-06 juin 1987       | 20°S – 10°S         |
| PROPPAC01     | 9-13 sept 1987        | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC09   | 16-20 janv 1988       | 20°S – 10°S         |
| PROPPAC02     | 28mar-01avr 1988      | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC10   | 14-18 juin 1988       | 20°S – 10°S         |
| PROPPAC03     | 11-15 sept 1988       | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC11   | 06-09 janv 1989       | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC12   | 29 Juin-2 juil 1989   | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC13   | 07-10 dec 1989        | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC14   | 12-15 mars 1991       | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC15   | 19-22 juil 1991       | 20°S – 10°S         |
| SURTROPAC16   | 19-22 janv 1992       | 20°S – 12°S         |
| SURTROPAC17   | 06-09 août 1992       | 20°S – 10°S         |
| WESPALIS1     | 14-17 oct 1999        | 20°S – 10°S         |
| WESPALIS2     | 14-17 avril 2000      | 20°S – 12°S         |
| FRONTALIS-Up  | 30 mars-02 avr 2001   | 20°S – 10°S         |
| FRONTALI-Down | 21-24 avril 2001      | 20°S – 10°S         |

Tab1: Campagnes disponibles à 165°E

Gouriou et Toole (1993) ont discuté de la fiabilité des mesures CTD, après avoir tracé les diagrammes  $\theta$ -S à chaque latitude en utilisant toutes les stations disponibles. En dessous d'une température donnée (10 °C) la dispersion des points  $\theta$ -S s'est révélée importante comparée à celle des campagnes US/PRC qui se déroulaient sur le 165°E au niveau de l'équateur à la même période. Cette dispersion était principalement due aux données des 5 premières campagnes SURTROPAC, pour lesquelles la sonde était moins fiable. Aucune correction n'a pu être réalisée, et les données ont été utilisées telles-elles. La qualité des mesures plus récentes a généralement été améliorée, à l'exception de PROPPAC 1 et PROPPAC 3. Tous les rapports de mission sont disponibles à l'IRD de Nouméa.

### b. Analyse des sections

Pour les 24 campagnes des profils de température, salinité et oxygène ont été tracé entre les

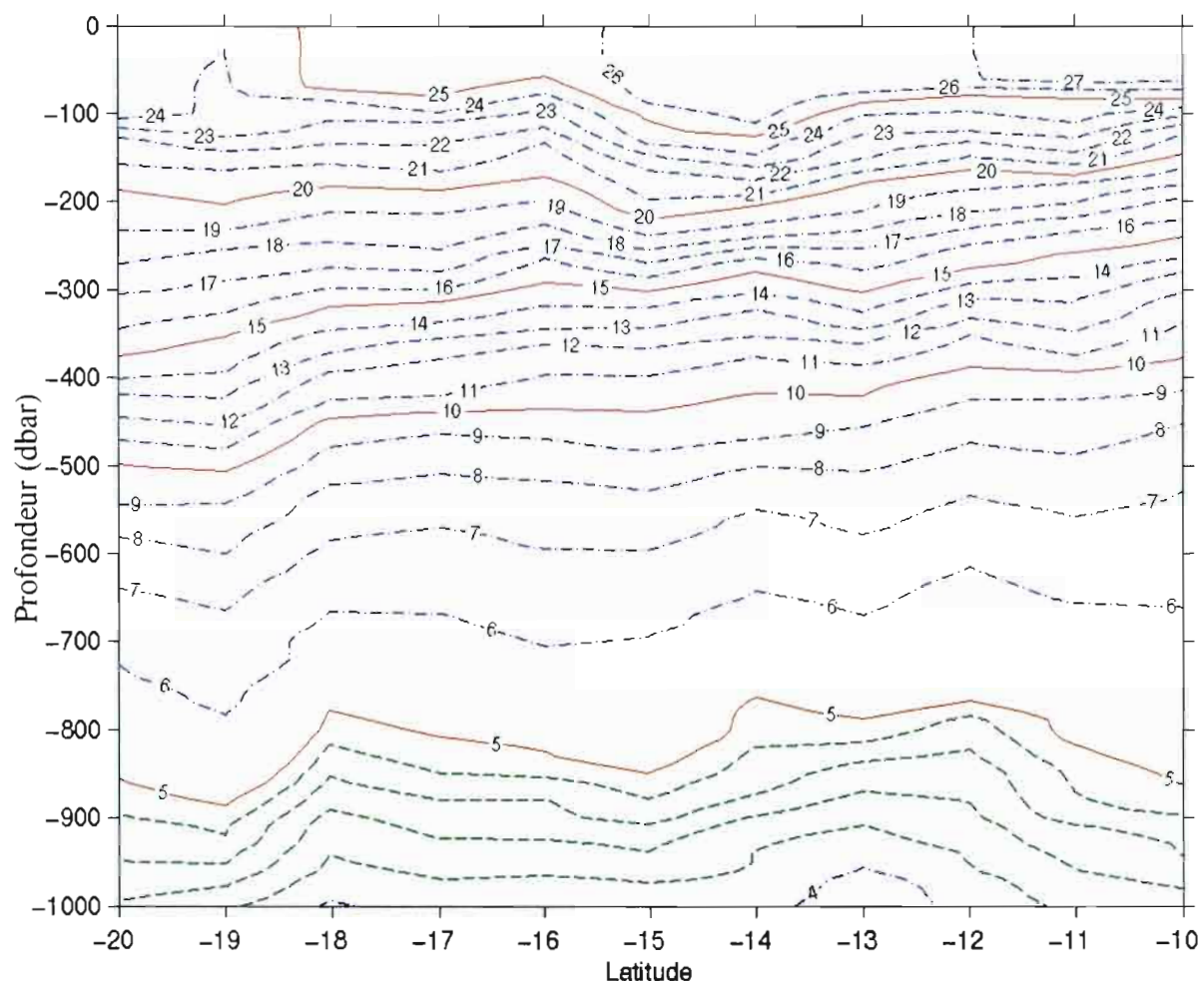


Fig 15 : Températures à 165 °E en °C en fonction de la latitude et de la profondeur (en dbar) à l'occasion de la campagne SURTROPAC08 (juin 1987)

latitudes 20°S et 10°S sur une profondeur de 1000m. Certaines campagnes étaient incomplètes : stations manquantes, profils pas assez profonds. Le traitement a fait apparaître des structures très proches sur l'ensemble des sections. Les figures de la campagne SURTROPAC 08 sont données en exemple (fig15, fig16 et fig17). Elles sont présentées ici pour illustrer le résultat du traitement de l'ensemble des sections car elles en sont bien représentatives. Il est possible de dégager un schéma général pour la distribution des températures et salinités.

Dans la couche mélangée ( $T > 24^{\circ}\text{C}$ ,  $S < 35.6$ ), qui s'étend jusqu'à une centaine de mètres, la densité est dominée par la salinité. La température est assez homogène verticalement, horizontalement elle augmente en se rapprochant de l'équateur. Une langue fortement salée de South Pacific Tropical Water ( $18^{\circ}\text{C} < T < 24^{\circ}\text{C}$  et  $35.5 < S < 36$  psu) d'origine subtropicale est centrée autour de la ligne d'iso-densité  $\sigma_{\theta} = 24.5$  (environ 100-200m), et domine toute la section de 20°S à 10°S. La distribution des températures sous la couche de mélange est

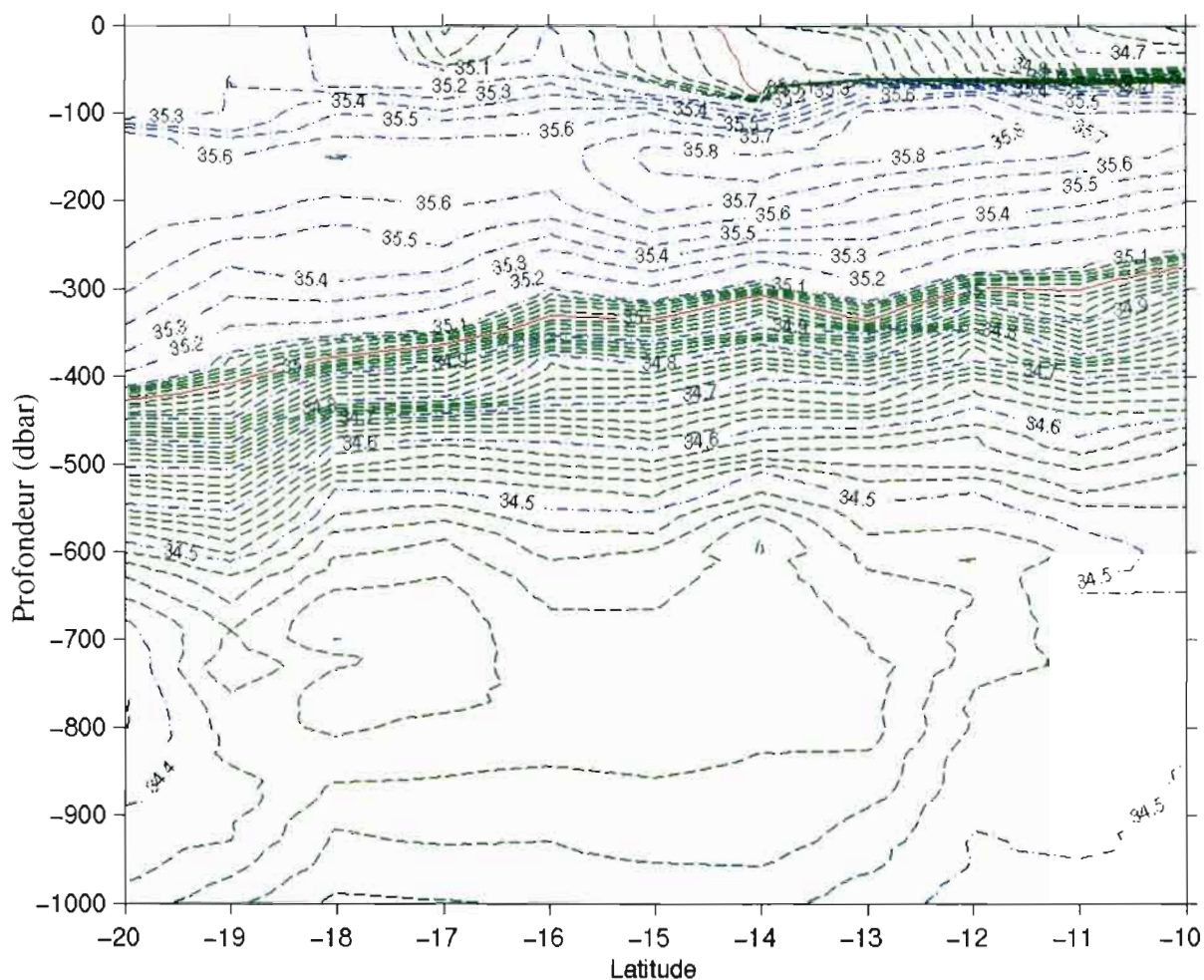


Fig 16: Salinités à 165 °E en °C en fonction de la latitude et de la profondeur (en dbar) à l'occasion de la campagne SURTROPAC08.

régulière, il n'y a donc pas de thermocline bien marquée dans notre zone d'étude.

Qu (1999) donne l'existence de South Pacific Subtropical Mode Water (STMW) à des densités comprises entre 25.8 et 26.2, c'est à dire une couche d'eau très fine juste en dessous de la SPTW. La formation de STMW est associée aux plongées d'eau dues au refroidissement de surface au nord de la Nouvelle Zélande. Cette couche n'est pas évidente ici. Encore plus profond dans la colonne d'eau, dans les couches intermédiaires, on trouve une bande de faible salinité (34.5 psu), à haute teneur en oxygène caractéristique de l' Antarctic Intermediate Water et qui entre par le sud.

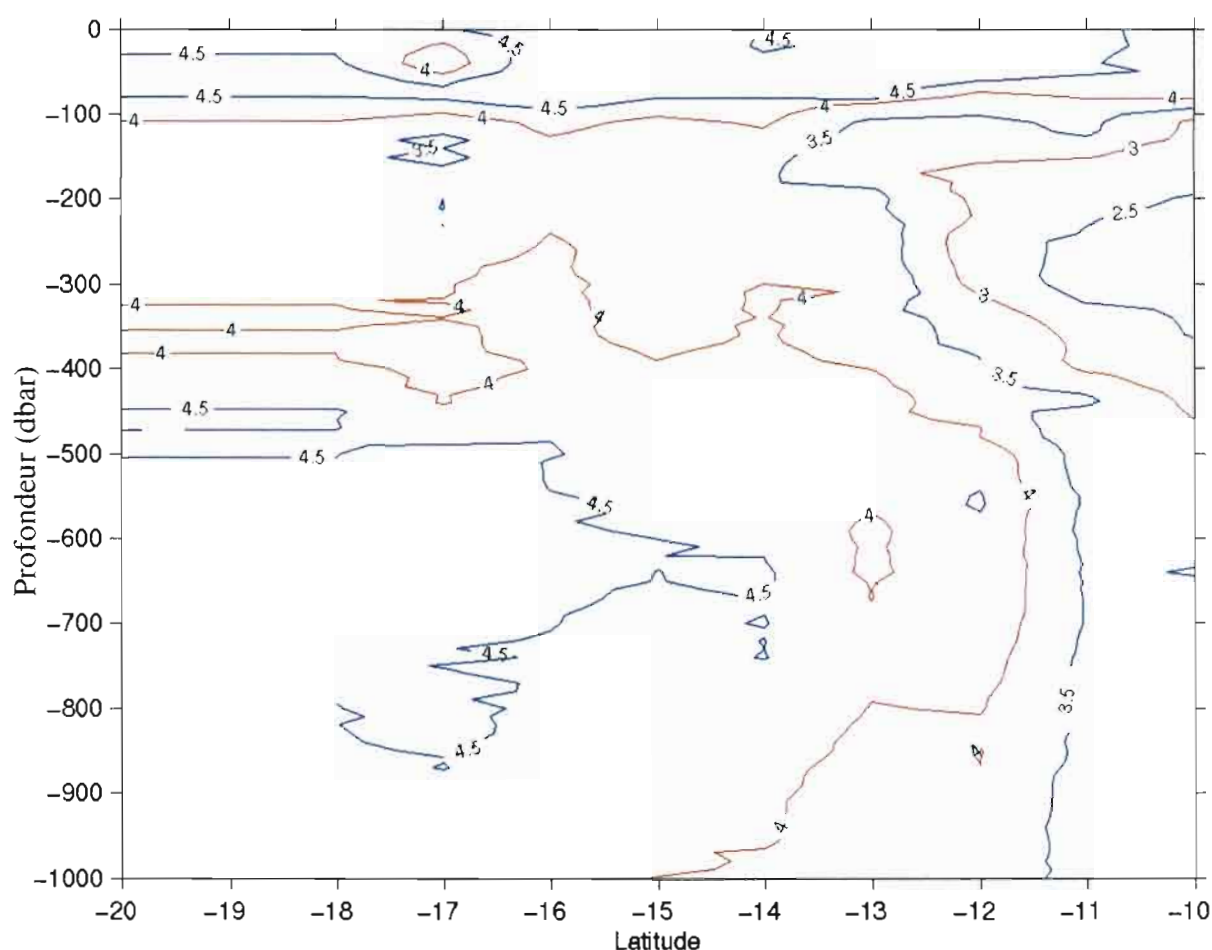


Fig 17: Concentration en oxygène (ml/l) sur la campagne SURTROPAC 08

## 2.3 Mesures directes des courants

Des profils de vitesses ont été obtenus pour chaque expédition. Les campagnes SURTROPAC (1-14) et PROPPAC utilisent un courantomètre profileur (PCM) Aanderaa-Tareq tombant

librement le long d'un bout fixé à une bouée dérivante. Les mesures ont été référencées par rapport à la vitesse à 600m donnée par un courantomètre placé à l'extrémité du bout. (Delcroix et al, 1987). Un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) a été utilisé à partir de SURTROPAC 14. Pour SURTROPAC 14, où les deux méthodes avaient été employées, Delcroix et al (1991) a relevé des différences de l'ordre de 10cm/s entre les profils PCM référencés à 600m et les profils ADCP. La portée de l'ADCP dans la colonne d'eau varie entre 300 et 400m. L'erreur maximale pour ces données a été estimée à 7 cm s<sup>-1</sup> pour la composante zonale [Delcroix et al 1992].

Pour les campagnes WESPALIS et FRONTALIS, des profils jusqu'à 1000m de vitesse absolue, sont obtenus pour chaque station au moyen d'un LADCP (ADCP fixé à une rosette descendant jusqu'au fond). La comparaison entre L-ADCP et ADCP sur WESPALIS ne donne aucun biais sur aucun profil, cela signifie que la référence absolue est correcte. Les profondeurs des structures peuvent présenter un biais, les profils L-ADCP étant plutôt décalés vers le haut par rapport aux mesures ADCP. Les structures observées peuvent être décalées de 30 m. Cette différence, qui n'est pas observée à toutes les stations est pour l'instant inexpliquée.

Quelles que soient les méthodes utilisées, ces mesures directes de courant ne sont pas fiables près de la surface. Dans le cas des PCM, les mesures sont seulement valides une fois que le système bouée-câble a atteint une position d'équilibre, à ce moment là le courantomètre est à environ 10 m sous la surface. La profondeur du bateau et la zone de blanc acoustique ne permet pas d'avoir des mesures ADCP au dessus de 16 m. Pour les L-ADCP, la limite se situe à 35m en dessous de la surface, les données sont par la suite extrapolées jusqu'à la surface.

Les données ont été examinées pour les 24 campagnes. Les résultats sont discutés dans la section 3.3, lors de leur comparaison avec les données géostrophiques.

## 3 Courants et transports géostrophiques

### 3.1 Calcul des courants géostrophiques

Une approche de la connaissance de la circulation repose sur l'utilisation de la méthode dynamique faisant intervenir la répartition de la densité. Les données de température et de salinité permettent ainsi de calculer les courants à partir d'une référence donnée.

Pour cela, les données CTD sont moyennées autour de points définis arbitrairement et qui constituent une grille de profondeur standard, en interpolant ou extrapolant sur l'intervalle si nécessaire. La grille choisie s'étend de 0 à 1000m avec un pas de 10m. Ensuite les données ou stations manquantes sont complétées à nouveau par des interpolations ou des extrapolations. La hauteur dynamique est donnée par :

$$H_{dyn}(p_1, p_2) = \int_{p_1}^{p_2} \delta(T, S, p) dp$$

où  $p_1$  et  $p_2$  deux niveaux de pression,  $\delta$  l'anomalie de volume spécifique,  $T$  la température,  $S$  la salinité et  $P$  la pression.

Le transport géostrophique associé aux variations de hauteur dynamique donne des vitesses relatives. Une méthode établie pour obtenir les vitesses absolues consiste à déterminer une profondeur de référence où le courant sera supposé nul.

$$v_{abs}(x, z) = v_{rel}(x, z) + b(x) = -\frac{g}{\rho_0 f} \int_z^{z_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + b(x)$$

où  $z$  est la coordonnée verticale,  $x$  est la coordonnée horizontale sur la section,  $z_0(x)$  est une profondeur de référence arbitraire à chaque paire de station,  $v_{abs}(x, z)$  est la vitesse absolue, somme de la vitesse relative à la profondeur de référence  $v_{rel}(x, z)$ , et de la vitesse de référence  $b(x)$ .  $g$  est l'accélération gravitationnelle et  $f$  le paramètre de Coriolis.

Sur les campagnes qui descendent jusqu'à 2000m, en prenant une vitesse de référence à 2000m, les vitesses calculées à 1000m ne dépassent pas les 2cm/s. Il semble donc acceptable de choisir 1000m pour vitesse de référence sur l'ensemble des campagnes. D'autant plus que

sur les données L-ADCP les vitesses absolues à 800m et plus sont généralement faible.

Les courants géostrophiques ont été calculés pour 14 des 24 stations de la table1. Les campagnes avaient pour mission prioritaire l'étude de la zone équatoriale (10°S-10°N). Les premières stations (20°S et 19°S) servaient ainsi de mise en route et de test. L'acquisition des données était en général validée pour ces stations, à l'exception de 7 campagnes où des erreurs sont survenues. Des problèmes techniques ont rendu d'autres profils incomplets : stations manquantes, profils pas assez profond.

### 3.2 Analyse des courants géostrophiques

De nouveau, la section obtenue pour SURTROPAC 08 est donnée en exemple (fig18) pour illustrer les propos qui suivent. Dans l'ensemble, les sections de vitesse font apparaître un

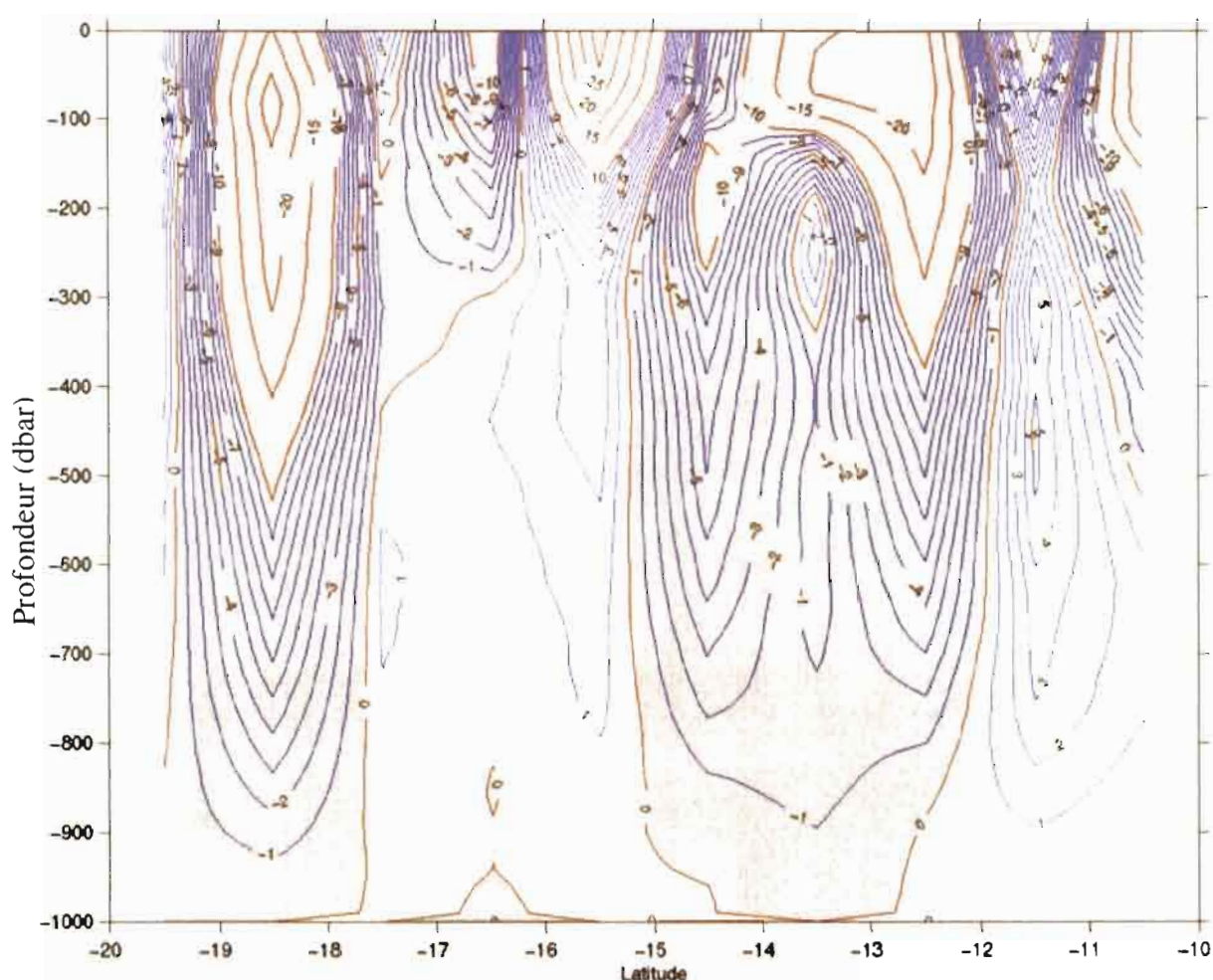


Fig 18: Vitesses géostrophiques zonales référencées à 1000m. Les valeurs négatives représentent un transport vers l'Ouest. (SURTROPAC 08-juin 1987)

noyau de courant dirigé vers l'ouest entre 20°S et 18°S. Il s'étend de la surface jusqu'à 800m. Les vitesses maximales fluctuent entre 10 et 30cm/s et sont généralement situées entre 0 et 200m. Vient ensuite une zone de faible circulation tourbillonnante entre 18°S et 15°S. Puis à nouveau une veine de courant vers l'Ouest qui est centrée sur 13°S.

On retrouve la même circulation que celle décrite par le modèle de Webb (1999), celle-ci est forcée par le blocage par l'archipel des Vanuatu d'un courant qui passe au Nord des Fidji, le North Fiji Current (fig9). Plus au sud, le South Fiji Current est bloqué par la Nouvelle Calédonie. Une partie tourne vers le Nord, et forme le courant de bord que l'on observe entre 20°S et 18°S.

Toutefois, lors des campagnes SURTROPAC 3, 9 et 11 il est observé un courant vers l'Est à 20°S (illustré par la figure 19) et qui s'étend en profondeur sur les 2 premières couches (surface et SPTW). Ce flux peu profond, atteignant seulement 100 à 200m et situé tout près

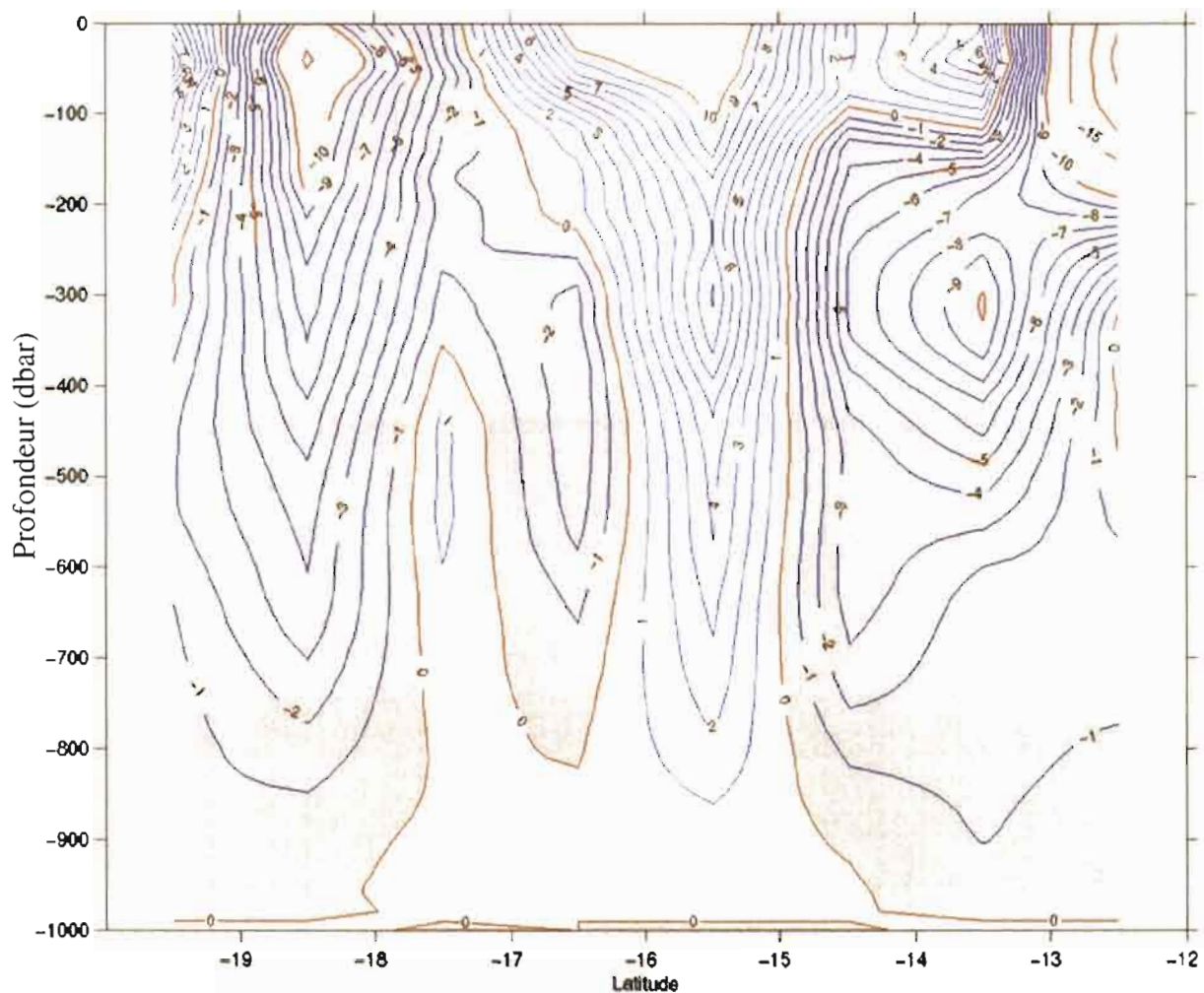


Fig 19: Vitesses géostrophiques référencées à 990m, SURTOPAC 9, Janvier 1988

des côtes et du récif calédonien avait été remarqué par Picaut et Tournier (1991) à partir de données XBT. Il n'est pas facile de donner une interprétation à ce courant. Hénin et al (1980) avaient mené une étude sur la circulation superficielle autour de la Nouvelle Calédonie et avaient relevé un courant géostrophique en surface dirigé vers l'Est-Sud-Est déduit de la structure hydrographique disponible alors.

Ce courant pourrait être une recirculation due au blocage que la Nouvelle Calédonie réalise sur le SEC. En effet Pedlosky et al (1997) mettent en évidence dans leurs modèles des cellules de recirculation de taille non négligeable en amont de l'île et décalées vers le Nord. Le noyau de courant entre 15°S et 13°S est plus régulier et toujours dirigé vers l'ouest, il est à noter que cette partie se trouve en aval d'une île. Des courants permanents vers l'ouest semblent se dégager dans cette zone.

### **3.3 Comparaison entre vitesses géostrophiques et vitesses directes.**

Afin d'obtenir des vitesses géostrophiques plus précises, une idée était de les référencer à partir des mesures directes obtenues par PCM, ADCP ou L-ADCP. Dans un premier temps mesures directes et géostrophie ont été comparées pour vérifier leur cohérence.

#### **a. Mesures PCM**

Les vitesses PCM sont difficilement exploitables, elles sont souvent incomplètes. On retrouve toutefois les mêmes structures que pour les transports géostrophiques. Les mesures étant référencées en bout de ligne, elles n'ont pas d'intérêt pour recalculer les vitesses géostrophiques. La section SURTROPAC 12 est donnée en exemple figure 20.

#### **b. Mesures ADCP**

De nombreux problèmes se posent lorsque l'on souhaite référencer les vitesses géostrophiques avec des données ADCP [e.g., Saunders and King, 1995, Beal and Bryden 1999]. Les données ADCP, sont des données ponctuelles prises en général toutes les 15 mn. Elles ont donc été moyennées entre les heures d'arrivée du bateau sur chaque station. On trouve figure 21 une comparaison des profils ADCP et géostrophique lors de la campagne SURTROPAC 17. On observe de nombreux cisaillements. Sur certaines stations géostrophie et mesures

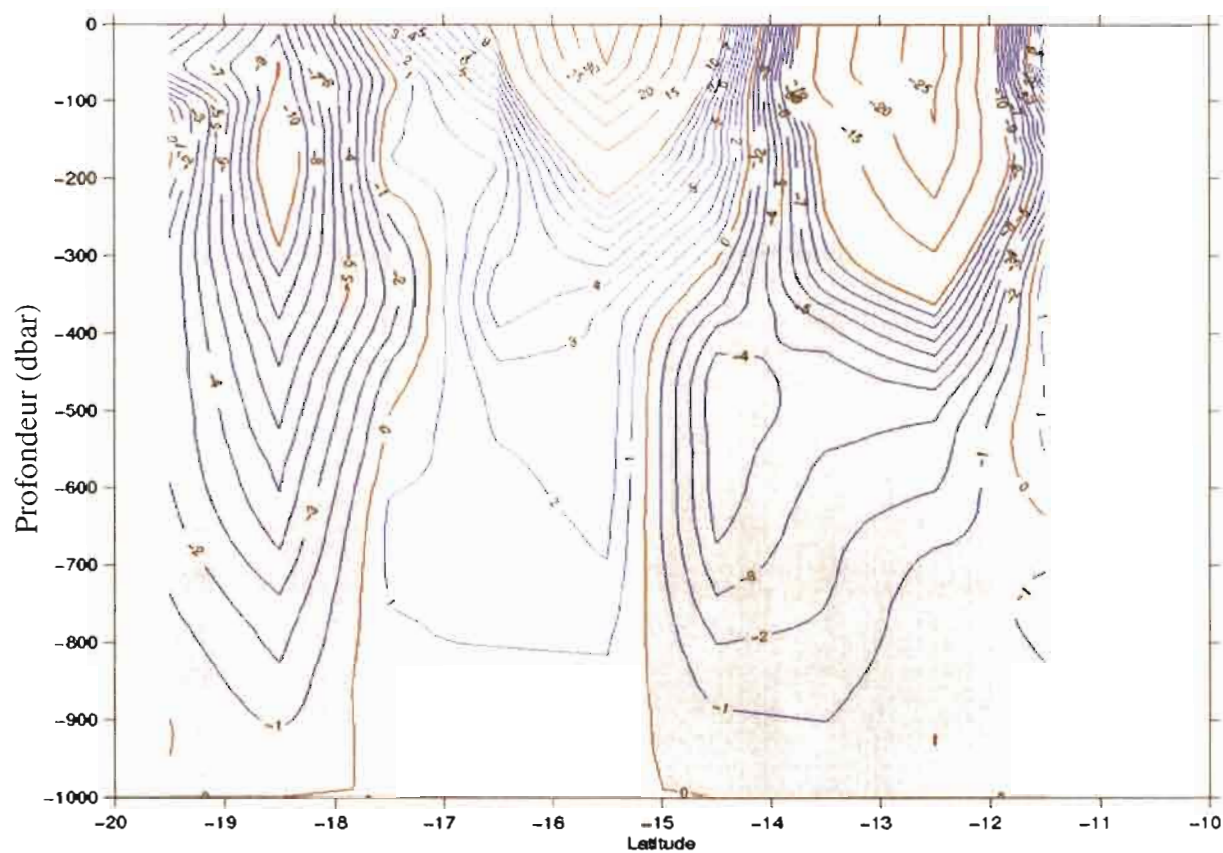
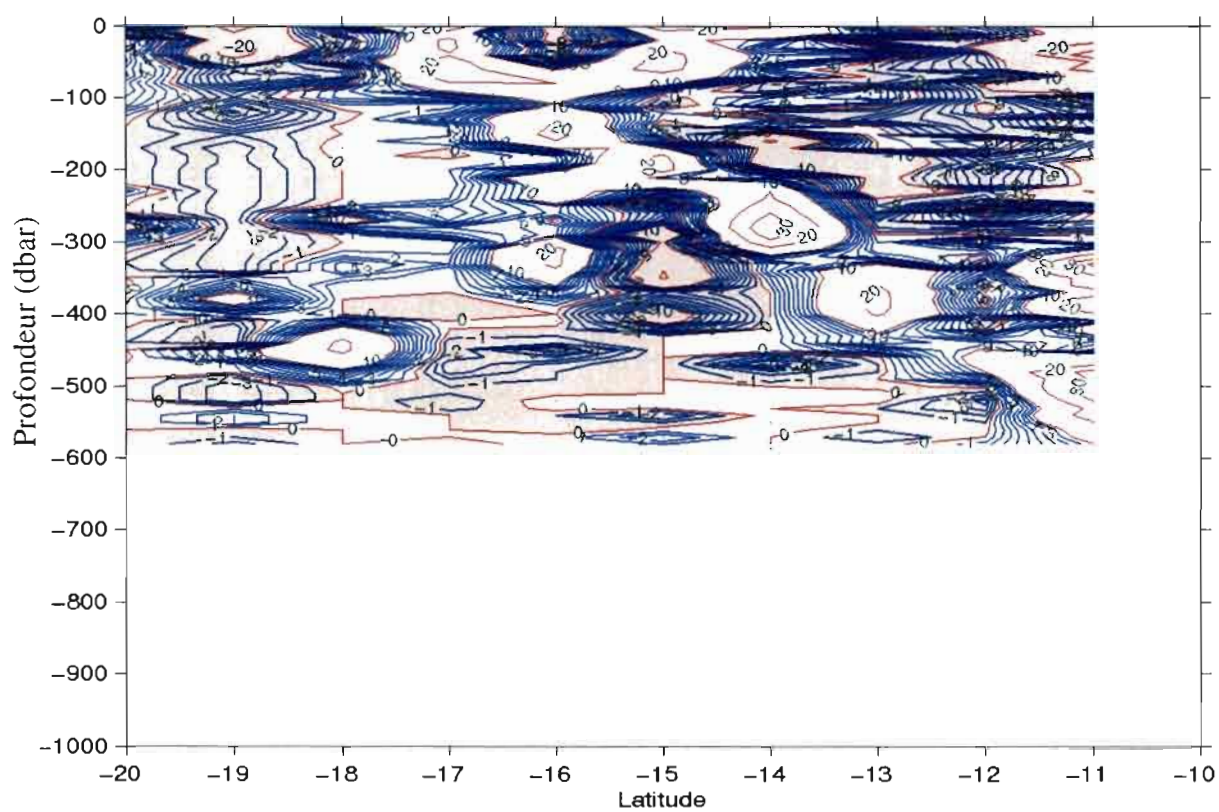


Fig20: En haut, vitesses PCM zonales référencées à 570m. En bas, vitesses géostrophiques zonales référencées à 1000m. Campagne SURTROPAC 12.

directes coïncident assez bien, sur d'autres on observe des vitesses opposées. Il semble donc que le flux soit agéostrophique sur les 300 premiers mètres sous la surface, ce qui est plus profond que l'épaisseur de la couche d'Ekman. Il ne semble donc pas bénéfique de référencer les vitesses géostrophiques avec les mesures ADCP.

### c. Mesures L-ADCP

Afin de les comparer avec la géostrophie, les mesures LADCP sont interpolées linéairement sur chaque paire de stations. Le flux sur la section n'étant pas unidirectionnel et les gradients de courant pouvant être assez important entre chaque station, il est important de savoir si c'est une bonne approximation.

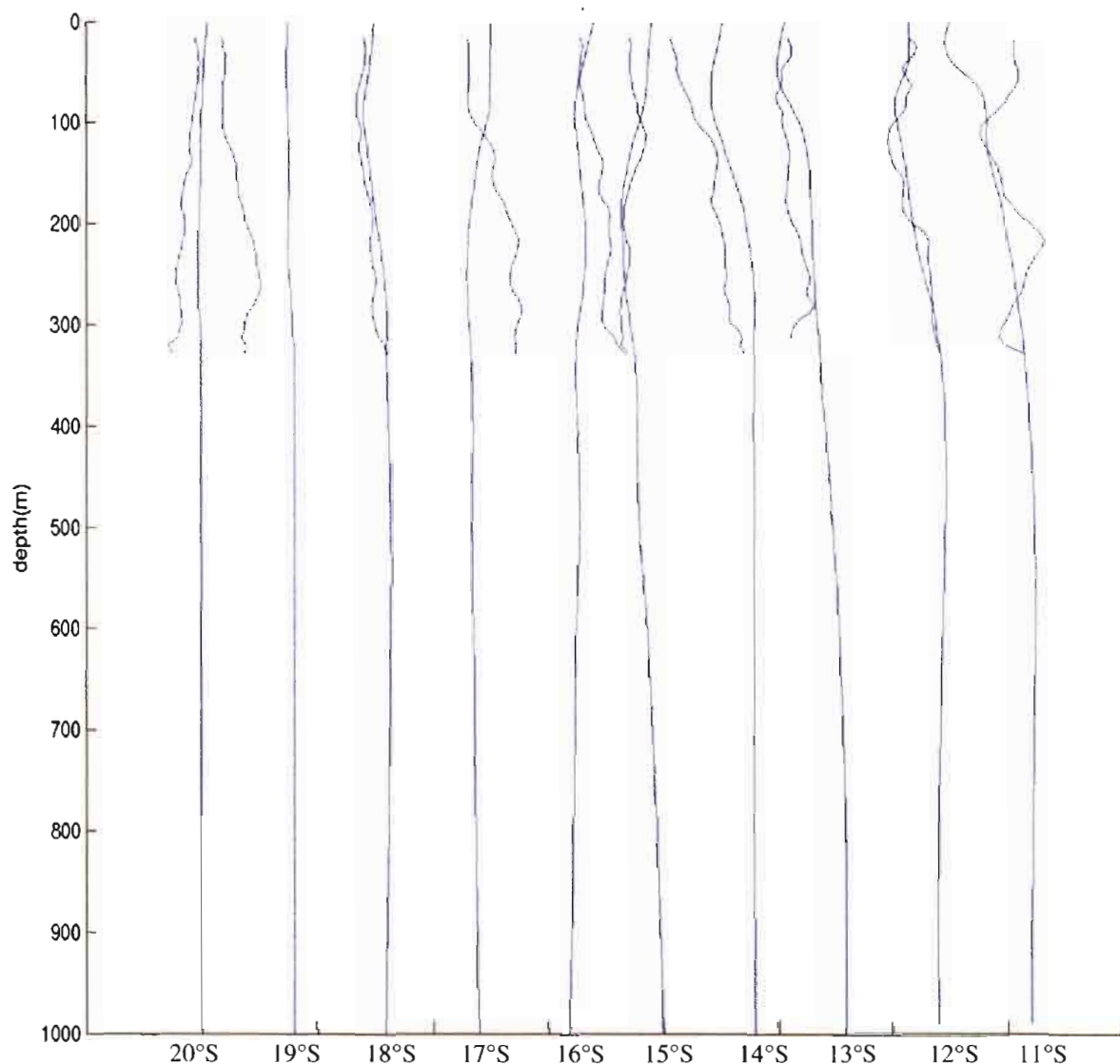


Fig 21: Profils ADCP (0-300m) et profils géostrophiques référencés à 1000m à chaque station (SURTROPAC 17) entre 20°S et 11°S

Bryden [1977] a estimé l'erreur que l'on fait avec une telle interpolation. Il suppose que le flux peut être représenté localement sous la forme  $F(Z)\exp i(k.x-wt)$ , ou  $F(z)$  est de la forme du premier mode propre de variabilité dans un océan stratifié, et l'axe des  $x$  est celui parallèle à la section. Bryden a trouvé que le courant interpolé pouvait être plus faible que le courant intégré d'un facteur  $[k.\Delta x/2]/[\tan(k.\Delta x/2)]$ . Pour les campagnes à 165°E, la distance entre les stations est  $\Delta x=111$  km et le vecteur d'onde peut être estimé à  $k\approx 1/200$ km. Ce qui donne le courant réel plus grand d'un facteur 1.02 que le courant interpolé. L'approximation est donc tout à fait tolérable.

Pour la campagne Wespalis2, les profils LADCP et géostrophiques sont comparés (fig12). Si l'on ne regarde pas les nombreuses oscillations des profils LADCP, on observe que les profils sont assez proches du fond jusqu'à 400m de la surface. Plus près de la surface, les profils ne sont pas similaires et on observe de fortes déviations. Il est clair que dans les 400

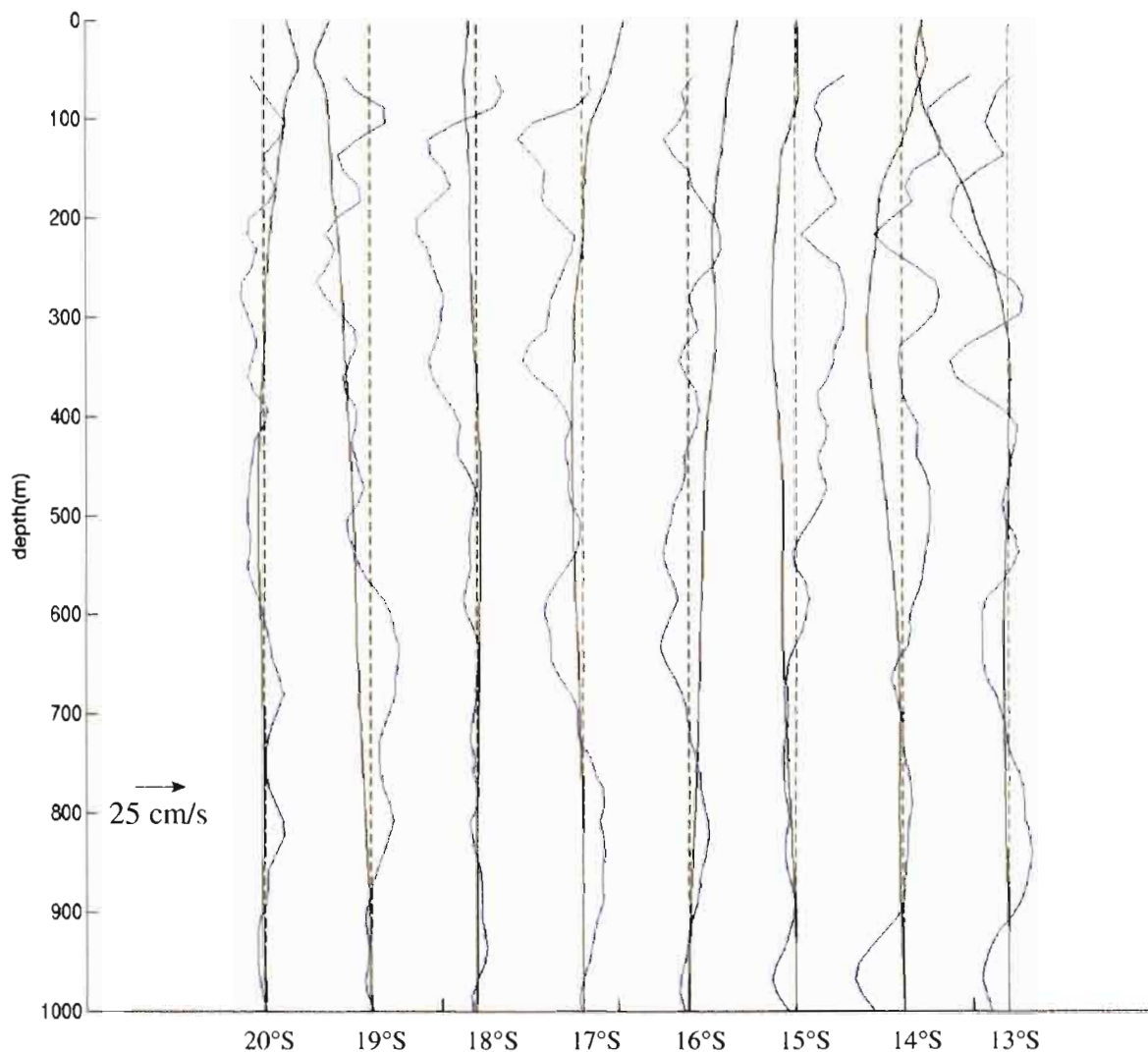


Fig 22: Profils LADCP (en bleu) et profils géostrophiques ( en noir) référencés à 1000m à chaque station entre 20°S et 13°S (WESPALIS2)

premiers mètres sous la surface, il y a d'importants effets agéostrophiques. Prés de la surface la circulation d'Ekman a certainement un rôle, toutefois sa zone d'influence ne descend pas en dessous de 100m , elle n'explique donc pas les fortes divergences que l'on a jusqu'à 400m. Ondes internes et marées internes sont probablement à l'origine de ces différences.

### 3.4 Calcul des transports

L'étude se limite aux transports de masse. Les transports sont estimés en intégrant entre les stations les vitesses absolues pour chaque couche d'eau . Les couches d'eau sont délimitées par des lignes d'iso-densité (fig23). Les masses d'eau ont été préalablement définies en fonction des caractéristiques de salinité et de température des différentes couches et en les comparant avec les études précédentes. Sont ainsi délimitées la couche de surface (  $\sigma_\theta < 24$  ), la SPTW (  $24 < \sigma_\theta < 24.5$  ), une couche indéterminée (  $24.5 < \sigma_\theta < 27$  ) et la AAIW (  $27 < \sigma_\theta < 27.3$  ). Cette définition des masses d'eau est prise identique pour toutes les sections.

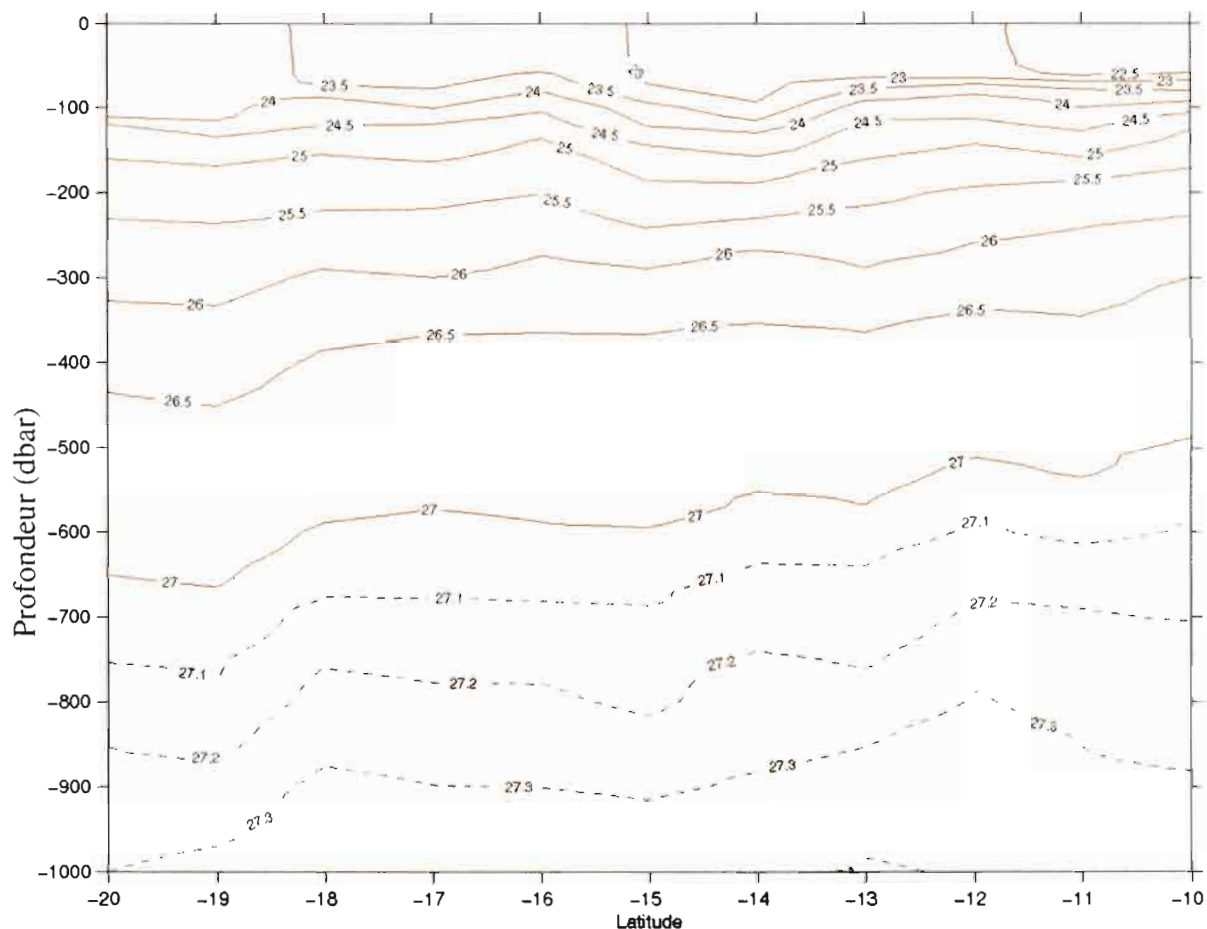


Fig23: Lignes d'iso-densité à 165°E. Campagne SURTOPAC 08 calculées à partir des données de température et de pression.

### 3.5 Analyse des transports

Les transports sur les sections 20°S-18°S et 12°S-14°S aux différentes dates sont sur les figures 25 et 26. Sur l'ensemble des campagnes, on remarque que le transport se fait essentiellement sur les trois premières couches, c'est à dire sur les 500 premiers mètres. La structure verticale de la campagne SURTROPAC 08 est donnée en exemple (fig24). Compte tenu de l'épaisseur relative des couches, on déduit des figures 25 et 26 que c'est la couche de STPW qui a les débits les plus fort. Le transport de surface est donc plus faible que le transport à 200m.

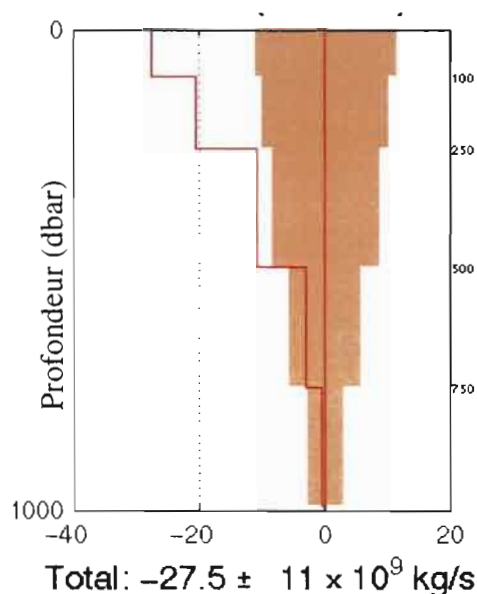


Fig24: Transport cumulatif par couche d'eau, intégré entre 20°S et 10°S

Les transports (fig25 et fig26) confirment la circulation que l'on avait pu observer avec les données de courant. Sur les sections entre 20°S et 18°S le transport total (de 0 à 1000m) est dirigé généralement vers l'Ouest. Ces figures mettent en évidence une forte variabilité.

Si on compare les transports totaux entre 20°S et 18°S avec ceux entre 12 °S et 14°S, on remarque une concordance assez forte de leurs variations. A part pour quelques points isolés (Janv 1985 et Janv 1986), les deux transports évoluent de la même manière. Cela nous permet de dire que ces deux courants suivent les évolutions grande échelle du retour du gyre du Pacifique Sud. Les anomalies en certains points laissent supposer que ces courants sont aussi sensible à des phénomènes climatiques plus locaux et à plus petite échelle.

### 3.6 Comparaison avec l'indice SOI

Le transport sur les deux premières paires ( $20^{\circ}\text{S}$ - $18^{\circ}\text{S}$ ) (fig19) montre une forte variabilité inter-annuelle, le transport zonal total fluctuant entre 2 Sv vers l'Est et -14 Sv vers l'Ouest autour d'une moyenne de 10 Sv. L'indice SOI qui représente la différence de pression entre Darwin et Tahiti est un indicateur du phénomène El Niño et donc de la circulation atmosphérique générale du Pacifique. La comparaison des transports avec les variations de l'indice SOI n'indique pas de relation évidente entre les deux phénomènes, le lien étant probablement indirect.

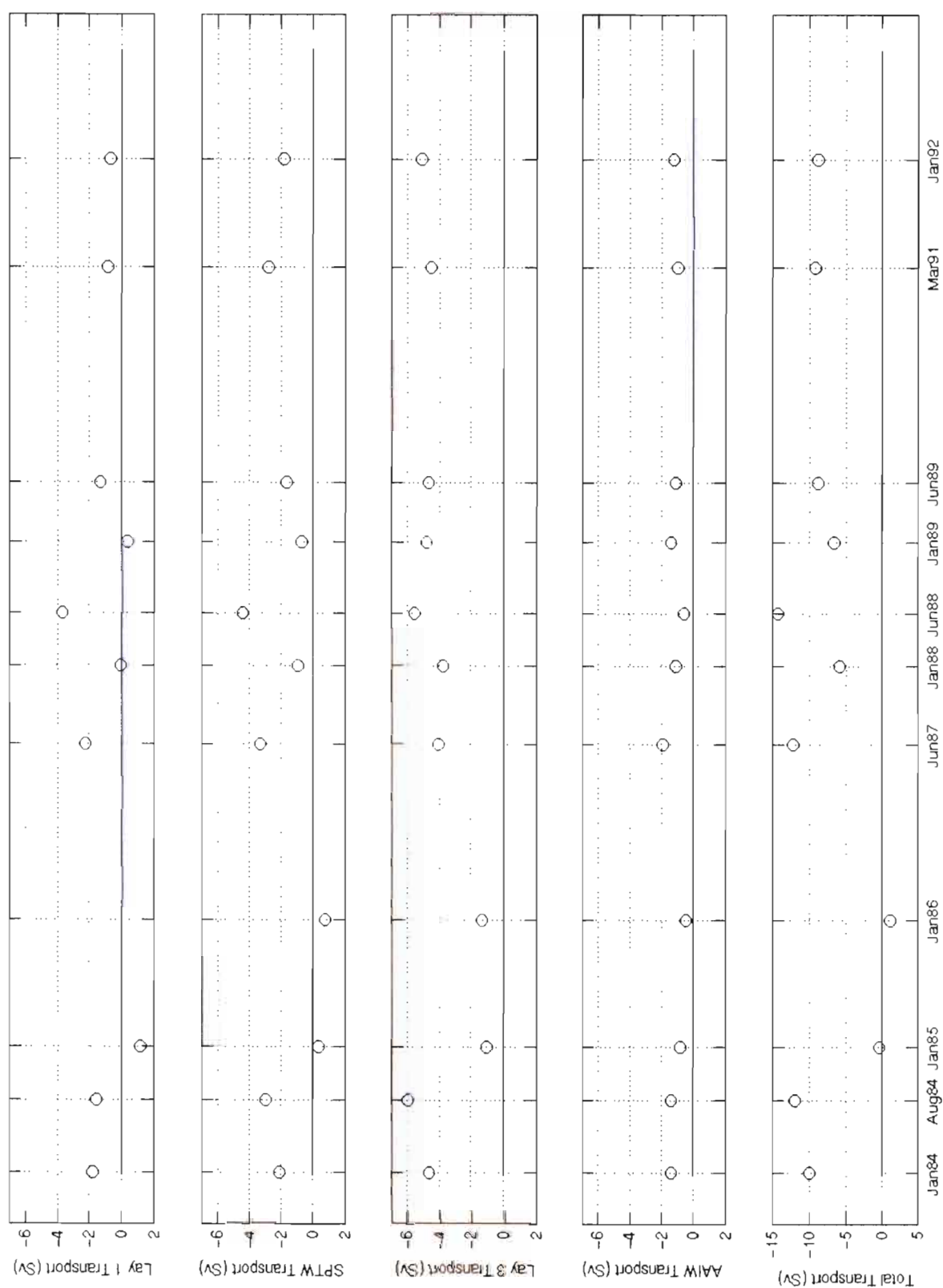


Fig25: Transport par couche d'eau en Sv intégré entre les stations à 20°S et 18°S. Les différentes masses d'eau ont été déterminée selon les caractéristiques données à la section 1-3.

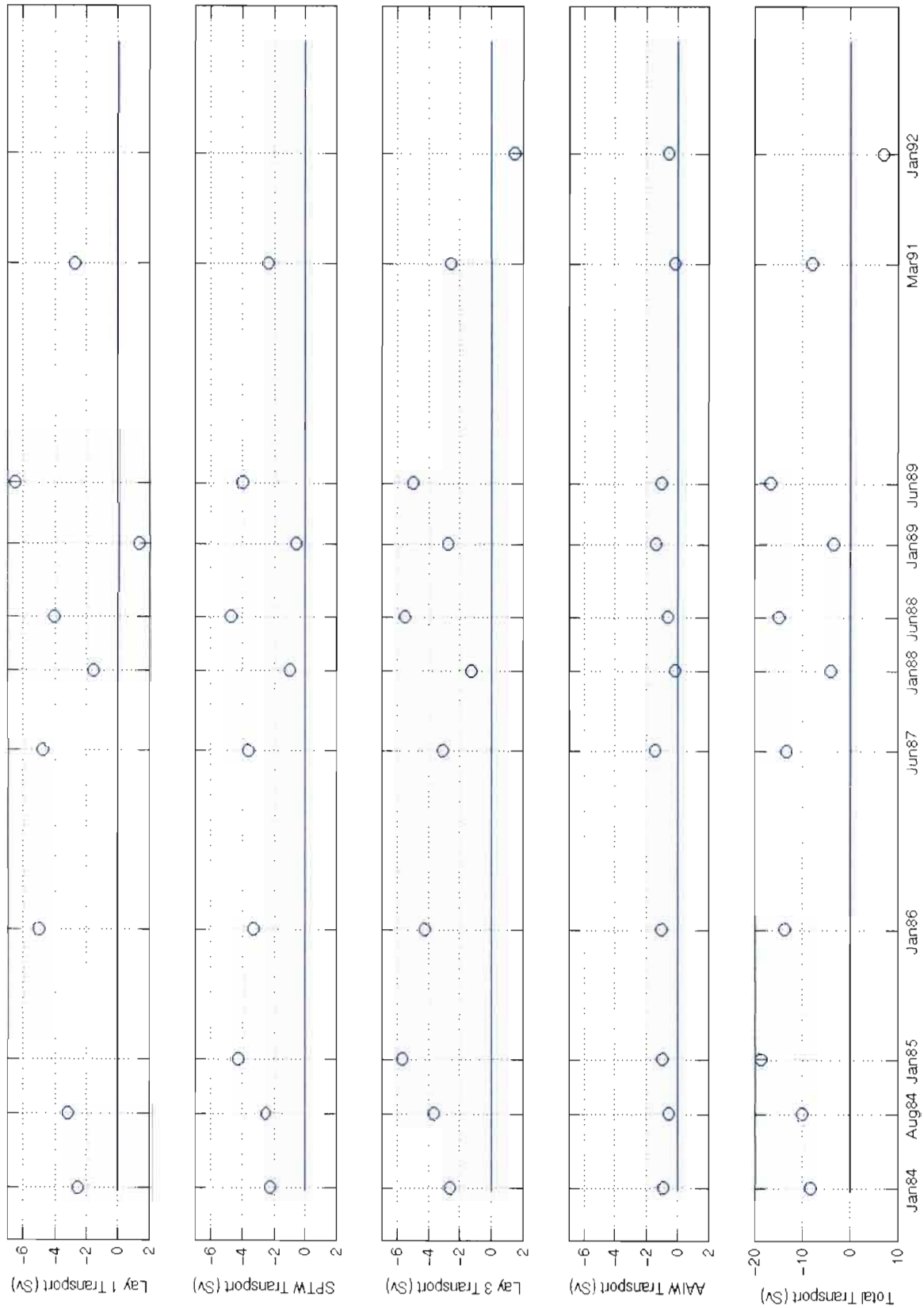


Fig 26: Transport par couche d'eau en Sv intégré entre les stations à 12°S et 14°S.  
 Les différentes masses d'eau ont été déterminées selon les caractéristiques  
 données à la section 1-3.

## 4 Circulation de Sverdrup

### 4.1 Presentation

Afin de connaître la circulation autour d'une île dans un bassin océanique, Godfrey (1989) s'est intéressé au transport entre l'île et les limites externes du bassin. Par conservation de masse le transport doit être le même tout autour de l'île. Si on modélise la circulation par un flux barotrope dirigé vers l'Ouest, il peut être défini par une fonction de courant  $\psi$ . Cette fonction de courant doit être constante à la fois sur la limite externe du bassin et sur le contour de l'île. On choisit arbitrairement  $\psi=0$  sur la limite extérieure du bassin. Afin de déterminer  $\psi$  sur le bord de l'île (qui représente donc le transport entre l'île et le bord du bassin), considérons l'équation de circulation d'un fluide,  $\Gamma$ , le long du périmètre de l'île,  $C_i$ , où

$$\Gamma = \oint_{C_i} \mathbf{u} \cdot d\mathbf{s} \quad (\text{a.1})$$

où  $\mathbf{t}$  est un vecteur unitaire tangent à l'île et  $ds$  une petite distance le long de  $C_i$ . Les forces tangentielles à prendre en compte pour déterminer la circulation autour de l'île incluent les forces de dissipation. La détermination de ces forces requiert une étude détaillée de la couche limite du bord Est de l'île puisque dans cette zone de forts courants et donc une dissipation substantielle sont attendus. Ils sont particulièrement difficiles à calculer théoriquement et à observer in situ. Godfrey (1989) a introduit un contour  $C$  (fig27), part de la côte Est en suivant une latitude jusqu'à l'île, qu'il longe en descendant par la côte Ouest puis referme la boucle sur la limite Est du bassin. Godfrey a montré l'équivalence dynamique des deux contours  $C$  et  $C_i$ . C'est cette approximation que l'on appelle « Règle de l'île ». Cette astuce permet de ne plus se préoccuper des dissipations au niveau de la cote Est de l'île et assure une prédiction du transport autour de l'île puisqu'il donne la fonction de courant  $\psi$  autour de l'île. Godfrey a montré dans une approximation linéaire et stationnaire où les dissipations sont ignorées partout sauf dans la couche limite à l'est de l'île, que le transport est donné par (les détails du calcul sont donnés dans la section suivante)

$$[f(y_n) - f(y_s)]\psi = - \oint_C \left( \frac{\tau}{\rho} \right) \cdot \mathbf{t} ds \quad (\text{a.2})$$

où  $f(y)$  est le paramètre de Coriolis à la latitude  $y$ ,  $\tau$  est la tension du vent,  $\rho$  la masse volumique du fluide et l'intégrale est faite le long du contour  $C$ . Comme mentionné précédemment celui ci annule la zone de fort courant sur la côte Est de l'île.

L'Island Rule a permis d'estimer à 12 Sverdrups le transport méridional moyen entre l'Australie et le continent Asiatique (Godfrey 1989). Gordon et al (1999) a estimé à 10-12 Sv à partir de données expérimentales.

Avant de donner les résultats de nos calculs, les bases de la théorie de la règle de l'île sont exposées dans la section suivante

## 4.2 Théorie de la règle de l'île

On présente ici une théorie simple de la règle de l'île qui vise à donner une approche physique du phénomène. Dans le cas d'une seule couche de fluide homogène, l'équation du mouvement est donnée par

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\zeta + f) \mathbf{k} \times \mathbf{u} = -\nabla \left( \frac{p}{\rho} + \frac{|\mathbf{u}|^2}{2} \right) + \text{Diss}(\mathbf{u}) + \mathbf{T} \quad (\text{b.1})$$

où  $\mathbf{k}$  est un vecteur unité vertical et  $\mathbf{T}$  est le forçage, dans notre cas par le vent.  $\text{Diss}(\mathbf{u})$  représente la dissipation, qui peut être due aux frottements sur le fond ou aux mélanges latéraux. La composante verticale de la vorticité est  $\zeta$  et  $f$  est le paramètre de Coriolis que l'on prend localement linéaire,  $f = f_0 + \beta y$ . On suppose que le mouvement est horizontalement non-divergent et que la vitesse dérive d'une fonction de courant.

Dans le cas où une île existe dans un bassin océanique, alors une condition limite est que la vitesse normale à l'île soit nulle. Donc la composante tangentielle du terme de vorticité de l'équation (b.1) s'annule au bord de l'île. Le premier terme à droite s'annule lorsqu'on l'intègre sur un contour fermé car c'est un gradient. Ainsi si on intègre sur  $C_i$  autour de l'île on obtient

$$\frac{\partial}{\partial t} \oint_{C_i} \mathbf{u} \cdot d\mathbf{s} = \oint_{C_i} \mathbf{T} \cdot d\mathbf{s} + \oint_{C_i} \text{Diss}(\mathbf{u}) \cdot d\mathbf{s} \quad (\text{b.2})$$

Si les frottements sont généralement négligeables ils doivent ici être pris en compte sur la côte Est puisque des courants importants sont attendus. Considérons le contour  $C_R$  qui longe

la côte Est du bassin entre  $y_s$  et  $y_n$ , puis part en direction de l'Ouest le long de la latitude  $y=y_n$  jusqu'à atteindre l'île. Il suit ensuite la cote Est de l'île et rejoint le point de départ le long de latitude  $y=y_s$ . Le long de ce contour l'intégration des termes de Bernoulli dans (b.1) donne zéro mais maintenant les termes de vorticité tangents au contour sont différents de zéro sur les parties ouvertes du contour aux latitudes  $y_s$  et  $y_n$ .

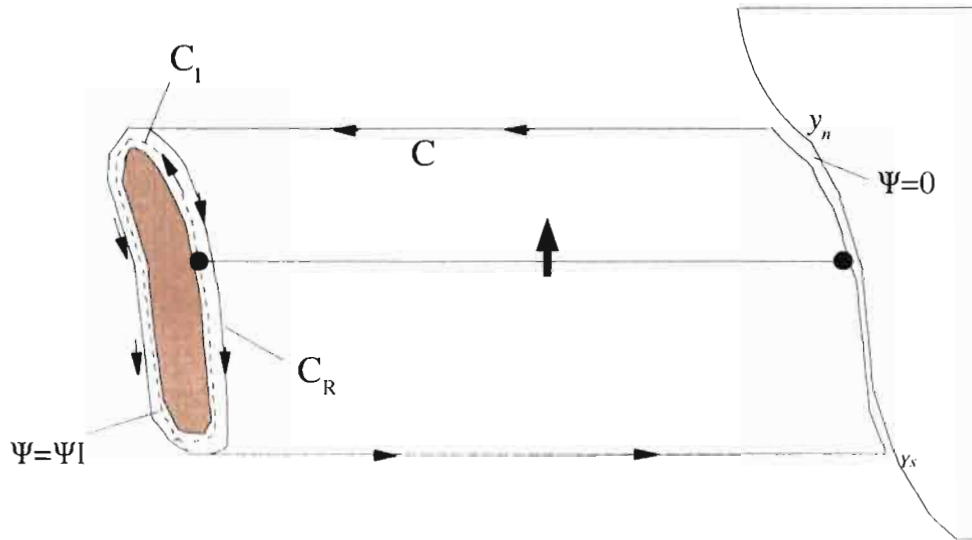


Fig27: Les différents contours considérés dans la théorie de Godfrey

$$\frac{\partial}{\partial t} \oint_{C_R} u \cdot t ds + \oint_{C_R} (\zeta + f) u \cdot n ds = \oint_{C_R} T \cdot t ds + \oint_{C_R} \text{Diss}(u) \cdot t ds \quad (b.3)$$

où  $n$  est un vecteur normal au contour. Lorsque l'on somme les intégrales (b.2) et (b.3), les portions des intégrales le long de la côte Est coïncident mais vont dans des directions opposées. La somme des deux contours mène au contour C qui passe par la côte Ouest de l'île. L'intégrale du flux de vorticité dans (b.3) peut être réécrit si l'on note que le transport entre l'île et la limite Est du bassin est indépendante de la latitude pour notre fluide incompressible barotrope .

$$\oint_C f u \cdot n ds = f_n \int_{x-(y_n)}^{x_c(y_n)} v(x, y_n) dx - f_s \int_{x-(y_s)}^{x_c(y_s)} v(x, y_n) dx \quad (b.4)$$

$$=-(f_n-f_s)\psi_I$$

où  $f_n-f_s=\beta(y_n-y_s)$ . Nous avons choisi la fonction de courant nulle sur la limite Est du bassin et de valeur constante  $\psi_I$  sur l'île. On somme (b.2) et (b.3)

$$\beta(y_n-y_s)\psi_I = \frac{\partial}{\partial t} \oint_C u \cdot t ds + \oint_C u \zeta \cdot n ds + \oint_C T \cdot t ds - \oint_C Diss(u) \cdot t ds \quad (b.5)$$

où le terme de flux de vorticité diffère de 0 seulement sur les parties ouvertes du contour. Si la dissipation peut être ignorée dans l'océan intérieur et sur la côte Ouest de l' le, les non linéarités négligées et si la circulation est dans un état stationnaire alors (b.5) se réduit à (a.1).

Il est illuminant d' introduire la fonction de courant de Sverdrup  $\psi^s(x,y)$  définie par

$$\beta \psi^s = - \int_x^{x_c} k \cdot \nabla \times T dx' \quad (b.6)$$

La circulation de Sverdrup est une bonne approximation descriptive de la circulation dans l' intérieur du bassin. Ainsi en remplaçant le 3 me terme à droite dans (b.5), transformé en utilisant le théorème de Stokes et dans le cas où dissipation, non linéarités et dépendances au temps peuvent être ignorées on obtient

$$\psi_I = \frac{1}{(y_n-y_s)} \int_{y_s}^{y_n} \psi^s x_+(y) dy \quad (b.7)$$

où  $x_+$  indique la valeur de  $x$  juste au large de la côte Est de l' le pour une latitude  $y$  donnée (fig28). Dans ce cas on a donc qui est donné par la valeur moyenne de la fonction de courant de Sverdrup sur la côte Est de l' le.

La fonction de courant représentant la valeur moyenne du transport entre l' le et le continent, pour qu'il y ait conservation du transport à n'importe quelle latitude entre  $y_s$  et  $y_n$ , on

considère que l'équilibre est réalisé par un courant de bord. Celui ci est donc égal à la différence entre fonction de courant à la latitude considérée et la valeur moyenne du transport de Sverdrup  $\psi_I$ .

$$T_{\text{courant de bord}}(y) = \psi_I - \psi_s(y).$$

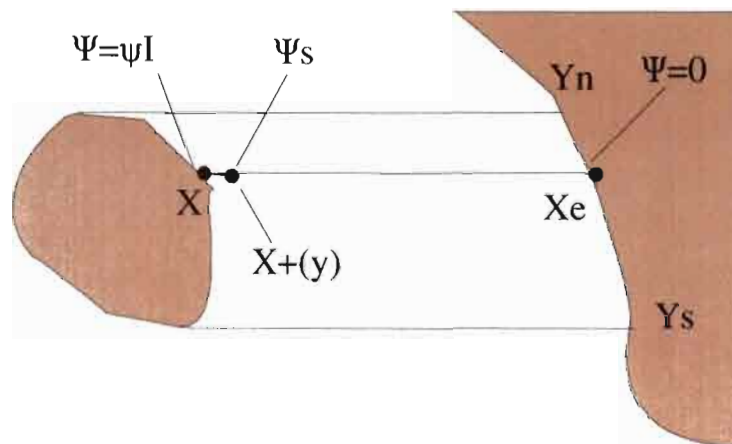


Fig28 :Les valeurs de la fonction de courant  $\psi$  sur une latitude

#### 4.3 Application à la circulation autour de la Calédonie.

Pour appliquer cette simple règle de l'île à la Nouvelle Calédonie on calcule la circulation de Sverdrup à partir des données de vent FSU qui donnent le pseudo-stress  $\mathbf{u} \cdot |\mathbf{u}|$  entre 124E et 70W en longitude et 29S et 29N en latitude. Les données sont des moyennes mensuelles depuis janvier 1961 jusqu'à février 2002. Le transport de Sverdrup  $\psi_s$  est calculé par l'équation (b.6). Le rotationnel moyen de la contrainte du vent est donné en figure 29. On remarque une forte variation de celui ci au niveau de la Nouvelle Calédonie et une inversion de son signe entre le Nord et le Sud de l'île.

Les transports obtenus sont présentés section 4-4. Il est bon de rappeler que l' Island Rule utilisée ici est le modèle de base de Godfrey. Wajsowicz (1993) avait déjà introduit une stratification de l'océan dans son Island Rule, elle s'était aussi intéressée aux interactions entre îles, si celles ci étaient suffisamment proche. Firing et al (1999) a introduit dans le calcul du transport des termes de transport d'Ekman et d'autres associés aux réponses aux ondes de Rossby et de Kelvin.

#### 4.4 Comparaison des transports géostrophiques avec le transport de Sverdrup

La règle de l'île nous a permis de calculer le transport du courant de bord attendu au Nord Est de la Calédonie. Les champs de vent mensuels FSU sont utilisés pour calculer le transport de Sv entre les côtes sud-américaines et la Calédonie en fonction de la latitude. De ce transport est déduit la force du courant de bord au Nord Est de la Calédonie par la règle de l'île. Les valeurs sur la figure 30 correspondent au courant de bord à une latitude de 18°S. Ce transport montre une forte variabilité saisonnière et même inter-annuelle, les moyennes annuelles variant entre -10 et -20 Sv. Le transport est en grande partie dirigé vers le Nord, on observe toutefois des pics avec un faible transport en direction du Sud. Le faible nombre de points disponibles ne nous permet pas d'en déduire une corrélation, toutefois on remarque que les

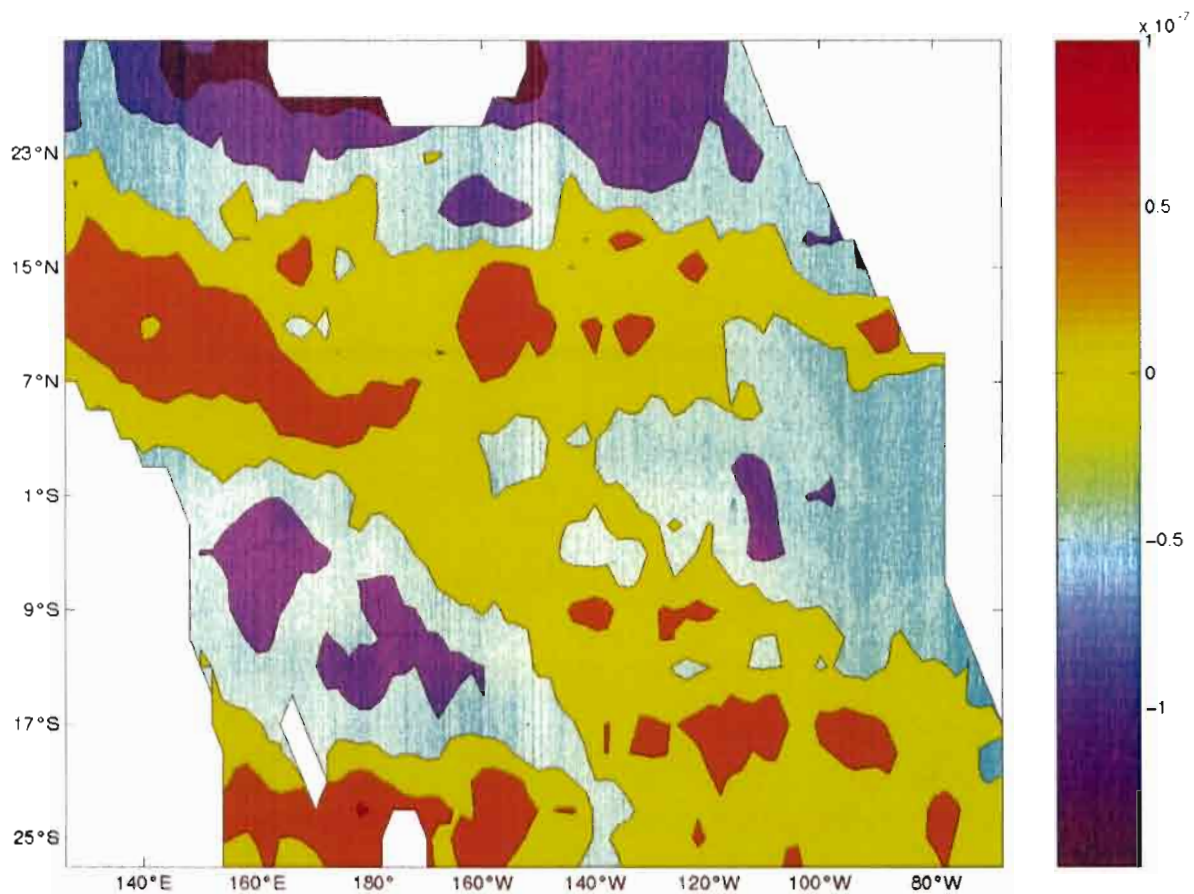


Fig 14: Rotationnel de la tension du vent moyennée entre 1984 et 1992 à partir de données mensuelles de résolution 2° (en N.m-3)

transports et l'amplitude des variations respectives sont du même ordre de grandeur pour des champs de vent filtrés à 12 mois. On en déduit que la règle de l'île donne des résultats assez représentatifs des données expérimentales. Les variations du champ de vent à l'est de la Calédonie semble être en partie responsable des variations de la circulation locale. La prise en compte d'autres paramètres, tels que la stratification, les ondes océaniques ou l'interaction avec les Vanuatu, permettraient de mieux évaluer les effets de ce champ de vent. Firing et al (1999) a utilisé pour calculer le transport d'un courant au Nord des côtes Hawaïennes une règle de l'île améliorée, la comparaison qu'il fait avec les mesures ADCP présente une ressemblance, mais manque de correspondance dans les détails. Pour les expliquer, il avance une sensibilité des calculs au champ de vent utilisé, ainsi que des effets de dissipation et des non-linéarités non négligeables. Cela pourrait expliquer les différences obtenues pour notre étude.

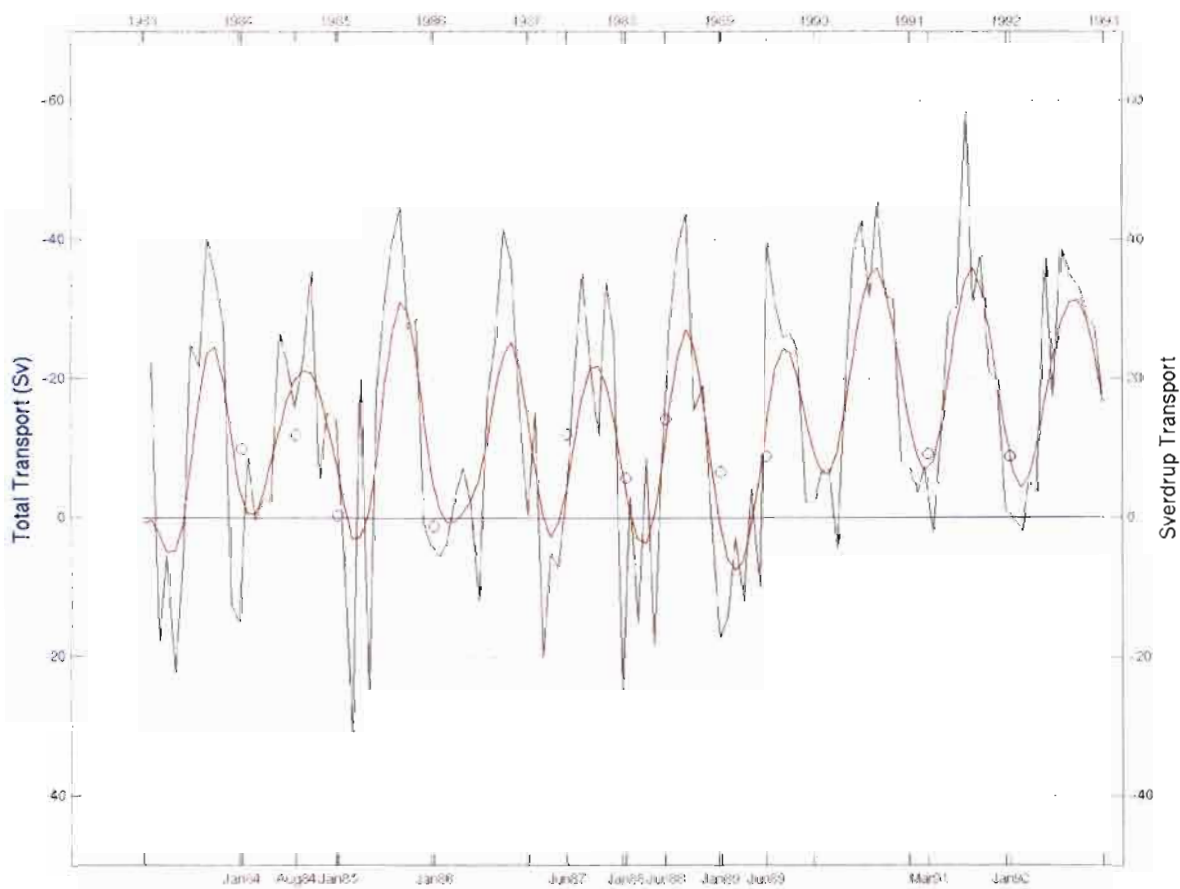


Fig 30: Transport Géostrophique et transport de Sverdrup calculé par la règle de l'île. En noir signal brut. En rouge: lissé à l'aide d' une moyenne mobile.

## Conclusion

L'objectif de cette étude était d'identifier et de caractériser un courant de bord au Nord-Est de la Nouvelle Calédonie. Elle s'est portée sur le Nord de l'île pour deux raisons. La première est que ce courant avait été mis en évidence par des modélisations récentes, ce qui permettait de supposer qu'il serait le plus facilement identifiable. Une autre raison, plus pratique, était que les données océanographiques les plus complètes étaient celles sur le méridien 165°E. Elles présentaient l'avantage de commencer assez près des côtes calédoniennes et d'offrir des données profondes. Pour notre application seulement deux tiers de ces données étaient adaptées.

Les transports obtenus sont toutefois cohérent avec les modélisations de Webb et les calculs de Kessler. Un large courant vers l'Ouest a pu être identifié. Parallèlement, les sections étudiées ont mis en évidence un courant au Nord des Vanuatu et une certaine analogie avec le courant Nord calédonien d'un point de vue des variations et des ordres de grandeurs. L'échantillonnage nécessairement restreint ne nous permet pas par contre de distinguer les variations saisonnières des variations inter-annuelles. Il n'y a pas de corrélation de premier ordre avec l'indice SOI. Cependant les variations du courant sont du même ordre de grandeur que celles suggérées par le transport de la règle de l'île à partir des données de vent FSU.

Trop peu d'études ont été menées pour que l'on ait aujourd'hui une compréhension générale de la circulation autour de l'île. Toutes les données disponibles ont été exploitées et une meilleure compréhension passera par l'organisation de nouvelles campagnes plus ciblées sur la circulation autour de l'île. L'idéal serait d'avoir des sections qui partent très près des côtes et qui aillent jusqu'aux Vanuatu afin de capter tout le flux. Des sections au Sud seraient aussi utiles à la compréhension de la circulation.

La variabilité de la circulation autour de la Nouvelle Calédonie est liée à celle du SEC, l'étude des courants locaux doit donc se faire en parallèle de l'étude la circulation générale du Pacifique Sud.

## Bibliographie

Beal, L. M. and H. L. Bryden, 1999: The velocity and vorticity structure of the Agulhas Current at 32°S, *J. Geophys. Res.*, **104**, 5151-5176.

Bryden, H. L., 1977: Geostrophic comparisons from moored measurements of current and temperature during the Mid-Ocean Dynamics Experiment, *Deep Sea Research*, **24**, 667-681.

Delcroix, T., G. Eldin, and C. Hénin, 1987: Upper ocean water masses and transport in the western tropical Pacific (165°E), *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 2248-2262.

Delcroix, T., F. Gallois, F. Masia, et P. Waigna, 1991: Rapport de la campagne SURTROPAC 14 a bord du N.O. LE NOROIT (11 mars au 8 avril 1991, de 20°S à 8°N le long du méridien 165°E), Rapport de mission, Série Sciences de la Mer, Océanographie Physique, Rep. 4, 117 pp., Centre ORSTOM de Nouméa, New Caledonia.

Delcroix, T., G. Eldin, M.H. Radenac, J.M Toole, and E.Firing, 1992: Variation of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **97**, 5423-5445.

Donguy, J.R., and C. Hénin, 1975: Surface Waters in the North of the Coral Sea., *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, **26**, 293-296.

Firing, E. B., Qiu, W. Miao, 1999: Time-Dependent Island Rule and Its Application to the Time-Varying North Hawaiian Ridge Current, *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 2671-2688.

Gouriou, Y., J. Toole, 1993: Mean circulation of the upper layers of the western equatorial Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, **98**, 495-520.

Godfrey, J. S., 1989: A sverdup model of the depth integrated flow for the World Ocean allowing for island circulation, *Geophys. Astrophys. Fluid. Dyn.*, **45**, 89-112.

Godfrey, S. J., G. R. Cresswell, T.J. Golding, A. F. Pearce, and R. Royd, 1980: The separation of the East Australian Current., *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 430-440.

Gordon, AL., RD. Susanto, and AL Ffield, 1999: Throughflow within Makassar Strait, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3325-3328.

Pedlosky, J., L. J. Pratt, M. A. Spall and K.R. Helfrich, 1997: Circulation around islands and ridges, *J. Mar. Res.*, **55**, 1199-1251.

Reid, J. L., 1959: Evidence of a South Equatorial Countercurrent in the Pacific Ocean, *Nature*, **184**, 209-210.

Reid, J. L., 1965: Intermediate waters of the Pacific Ocean, *Johns Hopkins Oceanogr. Stud.*, No. 2, 85 pp.

Reid, J. L.: 1967: On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean : flow patterns, tracers and transports. Progress in Oceanography, Vol **39**, Pergamon, 263-325.

Ridgway, K. R., and J. S. Godfrey, 1994: Mass and heat budgets in the East Australian Current: A direct approach., *J. Geophys. Res.*, **99**, 3231-3248.

Saunders, P. M. and B.A. King, 1995: Oceanic fluxes on the WOCE A11 section, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 1942-1958.

Talley, L. D., 1999: Some aspects of ocean heat transport by the shallow, intermediate and deep overturning circulation. Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, Geophys. Monogr, **112**, *Amer. Geophys. Union*, 1-22.

Wajsowicz, R. C., 1993: The circulation of the depth-integrated flow around an island with application to the Indonesian Throughflow., *J. Phys Oceanogr.*, **23**, 1470-1484.

Webb, D. J., 1999: Evidence for shallow zonal jets in the south equatorial current region of the Southwest Pacific. *J. Phys Oceanogr.*, **30**, 706-720.

Wyrski, K., 1962a: Geopotential topographies and associated circulation in the western South-Pacific Ocean. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, **13**, 18-47.

Wyrski, K., 1962b: The subsurface water masses in the western South Pacific. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, **13**, 18-47.