



**HAL**  
open science

# La circulation océanique autour du plateau de Kerguelen : de l'observation à la modélisation

Fabien Roquet

► **To cite this version:**

Fabien Roquet. La circulation océanique autour du plateau de Kerguelen : de l'observation à la modélisation. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2009. Français. NNT : 2009PA066680 . tel-00814528

**HAL Id: tel-00814528**

**<https://theses.hal.science/tel-00814528>**

Submitted on 17 Apr 2013

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

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

UNIVERSITÉ PARIS VI - PIERRE ET MARIE CURIE  
ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT D'ILE DE FRANCE

Thèse présentée par

**FABIEN ROQUET**

Pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité : **Océanographie Physique**

**LA CIRCULATION OCÉANIQUE AUTOUR  
DU PLATEAU DE KERGUELEN :  
DE L'OBSERVATION À LA MODÉLISATION**

Soutenue le 15 octobre 2009 devant le jury composé de :

<b>M. YOUNG-HYANG PARK</b>	Directeur de thèse	(MNHN/LOCEAN, Paris)
<b>M. GURVAN MADEC</b>	Co-directeur de thèse	(LOCEAN, Paris)
<b>M. FRÉDÉRIC VIVIER</b>	Co-directeur de thèse	(LOCEAN, Paris)
<b>M. ALAIN SALIOT</b>	Président du jury	(LOCEAN, Paris)
<b>M. MICHEL ARHAN</b>	Rapporteur	(LPO, Brest)
<b>M. BERNARD BARNIER</b>	Rapporteur	(LEGI, Grenoble)
<b>MME. ROSEMARY A. MORROW</b>	Examinateur	(LEGOS, Toulouse)
<b>MME. CHRISTINE PROVOST</b>	Examinateur	(LOCEAN, Paris)

Thèse préparée au sein de l'équipe Austral-Boréal  
du Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques



## Résumé

La grande extension méridienne et la faible profondeur du plateau de Kerguelen en font un obstacle majeur à l'écoulement zonal du Courant Circumpolaire Antarctique (CCA) dans le secteur indien de l'océan austral. Tandis que la majorité du transport du CCA est dévié au nord des îles Kerguelen, le reste ( $50 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) doit passer plus au sud, probablement par les passages profonds du Fawn Trough ( $56^\circ\text{S}$ ,  $77^\circ\text{E}$ , 2650 m) et du Princess Elizabeth Trough ( $64^\circ\text{S}$ ,  $82^\circ\text{E}$ , 3650 m). Pourtant, le détail de la circulation autour du plateau est longtemps resté méconnu, en raison des difficultés à récolter des données dans cette région éloignée de toute route commerciale, d'un climat particulièrement rude et de la présence de la banquise recouvrant la moitié du plateau en hiver.

L'objectif de cette thèse est d'améliorer notre connaissance de la circulation moyenne autour du plateau de Kerguelen. Pour cela, un large éventail d'outils allant de l'analyse d'observations récentes à l'utilisation de modèles numériques de circulation a été utilisé. Les données obtenues à l'aide d'éléphants de mer instrumentés sont présentées en détail. Une procédure de calibration et de validation de ces profils hydrologiques est proposée. Ce jeu de données, constitué d'un grand nombre de sections à haute résolution spatiale, est ensuite combiné avec d'autres observations plus conventionnelles (*in situ* et satellites) pour construire un nouveau schéma de circulation dans la région. L'existence d'un courant intense traversant le passage du Fawn Trough est alors mise en évidence. Les observations directes du courant du Fawn Trough pendant la campagne récente TRACK (resp. : Y.-H. Park) confirment l'importance de ce courant, qui concentre plus de  $40 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , soit  $\sim 30\%$  du transport total du CCA.

La connaissance de la circulation développée à partir des observations est ensuite utilisée pour valider une simulation au  $1/4^\circ$  de résolution (ORCA025-G70, Barnier et al., 2006). À l'aide de tests de sensibilité sur une configuration régionale de l'Océan Indien Sud, l'importance d'une bonne représentation des caractéristiques des masses d'eau profonde et de la bathymétrie pour obtenir une simulation réaliste est mise en évidence. Finalement, une analyse dynamique de la simulation est menée, montrant comment la circulation résulte d'une combinaison des effets de la bathymétrie et du vent au travers de la balance de Sverdrup topographique. En forçant le passage d'une partie du CCA au niveau de la divergence antarctique (entre  $60^\circ\text{S}$  et  $65^\circ\text{S}$ ), là où le pompage d'Ekman est maximal, le plateau de Kerguelen favorise une intense remontée vers la surface des isopycnes sud du CCA. Ainsi, paradoxalement, le plateau de Kerguelen pourrait être une des principales zones d'accélération du CCA.

Mots-clés : Plateau de Kerguelen [ $46^\circ$ - $62^\circ\text{S}$ ,  $65$ - $85^\circ\text{E}$ ], Courant Circumpolaire Antarctique, Océan Austral, Éléphants de mer instrumentés, modélisation numérique, dynamique océanique



# Table des matières

<b>Table des matières</b>	<b>5</b>
<b>1 Introduction générale</b>	<b>9</b>
1.1 L’océan austral . . . . .	9
1.2 Le Courant Circumpolaire Antarctique (CCA) . . . . .	10
1.3 La plateau de Kerguelen, obstacle majeur du CCA . . . . .	13
1.4 La France en pointe dans l’observation de l’Océan Indien Sud . . . . .	14
1.5 Problématiques et plan de thèse . . . . .	15
<b>2 Acquisition de données à l’aide d’éléphants de mer instrumentés</b>	<b>19</b>
2.1 Introduction . . . . .	19
2.2 Contexte du projet “éléphants de mer océanographes” . . . . .	21
2.3 Article : Calibration et validation de données hydrologiques collectées par des éléphants de mer . . . . .	31
2.3.1 Introduction . . . . .	32
2.3.2 The seal dataset . . . . .	34
2.3.3 At-sea experiment performed prior to the deployment . . . . .	39
2.3.4 Delayed-mode calibration of salinity and validation of the calibrated dataset	46
2.3.5 Discussion and conclusions . . . . .	54
2.4 Conclusion . . . . .	58
<b>3 Description de la circulation autour du plateau de Kerguelen</b>	<b>61</b>
3.1 Introduction . . . . .	61
3.2 Article : Le Fawn Trough, un goulet d’étranglement au milieu du plateau de Kerguelen . . . . .	63
3.1.1 Introduction . . . . .	63
3.1.2 Data . . . . .	63
3.1.3 Hydrographic background . . . . .	63
3.1.4 Analysis of elephant seal data . . . . .	63

3.1.5	Validation of seal-derived fronts against an altimetry-derived dynamic topography . . . . .	63
3.1.6	Origin of the Fawn Trough Current . . . . .	63
3.1.7	Discussion and conclusions . . . . .	63
3.3	Circulation en aval du plateau de Kerguelen . . . . .	81
3.3.1	Circulation dans le Bassin Australo-Antarctique . . . . .	81
3.3.2	KEOPS : circulation au-dessus et à l'est du plateau nord de Kerguelen .	84
3.3.3	TRACK : observations directes du transport du CCA au travers du plateau de Kerguelen . . . . .	87
3.4	Synthèse des résultats . . . . .	92
<b>4</b>	<b>Analyse de la circulation océanique simulée par un modèle numérique réaliste</b>	<b>97</b>
4.1	Introduction . . . . .	97
4.2	Analyse d'une simulation globale inter-annuelle . . . . .	99
4.2.1	Validation de la circulation en surface . . . . .	101
4.2.2	Description de la circulation simulée . . . . .	105
4.2.3	Mauvaise simulation de la circulation de fond . . . . .	113
4.3	Tests de sensibilité sur une configuration régionale de l'Océan Indien Sud . . . .	118
4.3.1	Mise en place de la configuration régionale KER . . . . .	118
4.3.2	Description des tests de sensibilité . . . . .	120
4.3.3	Résultats des tests de sensibilité . . . . .	123
4.4	Synthèse des résultats . . . . .	131
<b>5</b>	<b>Etude de la dynamique du CCA autour du plateau de Kerguelen</b>	<b>135</b>
5.1	Dynamique de la circulation barotrope . . . . .	136
5.1.1	L'équation de conservation de la vorticité barotrope . . . . .	136
5.1.2	Termes de tendance de la vorticité barotrope dans le modèle . . . . .	138
5.1.3	Description régionale de la balance de vorticité barotrope . . . . .	141
5.2	Importance de la stratification du CCA . . . . .	145
5.2.1	Expression locale de la balance de Sverdrup topographique . . . . .	146
5.2.2	Variation de direction des courants avec la profondeur . . . . .	148
5.2.3	Rappel des principaux résultats . . . . .	152
<b>6</b>	<b>Conclusions générales et perspectives</b>	<b>155</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>163</b>

<b>A Article : Southern Ocean frontal structure and sea-ice formation rates revealed by elephants seal. Charrassin et al., 2008.</b>	<b>171</b>
<b>B Article : Large-scale circulation over and around the Northern Kerguelen Plateau. Park et al., 2008.</b>	<b>179</b>
<b>C Article : Direct observations of the ACC transport across the Kerguelen Plateau. Park et al., 2009.</b>	<b>197</b>





# Chapitre 1

## Introduction générale

### 1.1 L’océan austral

L’océan austral tient une place très particulière dans le système climatique de la Terre. Etant en contact avec les trois grands bassins océaniques, les océans Pacifique, Atlantique et Indien, il permet le mélange et la redistribution de plusieurs traceurs qui affectent le climat de la Terre. Parmi ces traceurs, on peut citer la chaleur et le sel qui déterminent la structure verticale de l’océan et contraignent fortement la circulation des masses d’eau, mais aussi le dioxyde de carbone qui joue un rôle crucial dans le réchauffement actuel [IPCC, 2007]. Depuis l’ouverture du passage de Drake entre le continent Antarctique et l’Amérique du Sud il y a environ 40 millions d’années, les masses d’eau antarctique peuvent faire le tour complet du globe sans rencontrer de barrière continentale. Le Courant Circumpolaire Antarctique (CCA) forme ainsi le courant le plus intense de l’océan mondial, long de  $\sim 24000$  km et transportant entre 130 et 140 Sv ( $1 Sv \equiv 10^6 m^3.s^{-1}$ ) (Fig. 1.1).

L’absence de barrières continentales autour du continent antarctique favorise aussi l’existence d’une circulation atmosphérique circumpolaire très intense. Ce sont les fameux 40<sup>ième</sup> hurlants et les 50<sup>ième</sup> rugissants, vents d’ouest qui sont longtemps restés redoutables pour les navigateurs. Ces vents exceptionnels génèrent un large transport d’Ekman vers le nord en surface, qui est compensé par un intense pompage d’Ekman faisant remonter les eaux profondes près de la surface. Le pompage est maximal près de la divergence antarctique généralement située vers 60°S. L’océan austral est également le théâtre d’une intense activité de transformation des masses d’eau, ce qui en fait un des principaux moteurs de la circulation thermohaline globale, cet immense “tapis roulant” à l’origine du brassage continu de l’océan générant d’importants échanges de chaleur entre les hémisphères [Gordon, 1986, Broecker, 1991, Ganachaud and Wunsch, 2000].

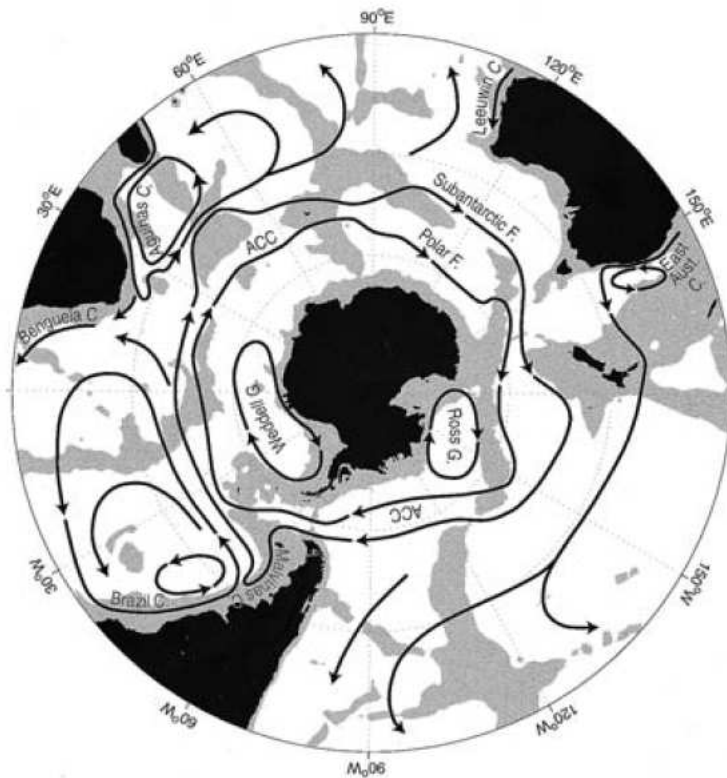


FIGURE 1.1: Schéma de la circulation océanique horizontale au sud de 20°S. Les profondeurs inférieures à 3500 m ont été grisées. Entre les gyres anticycloniques subtropicaux et les gyres cycloniques subpolaires s'écoule le Courant Circumpolaire Antarctique (CCA). Les deux principaux fronts du CCA sont représentés : le Front Subantarctique et le Front Polaire. F : front, C : courant et G : gyre. D'après Rintoul et al. [2001].

## 1.2 Le Courant Circumpolaire Antarctique (CCA)

L'écoulement du CCA ne ressemble en rien à un écoulement laminaire, étant extrêmement turbulent et filamentaire. A grande échelle, la structure du CCA se caractérise par l'existence de plusieurs fronts circumpolaires [Orsi et al., 1995, Belkin and Gordon, 1996, Park et al., 2009] - principalement le Front Subantarctique, le Front Polaire et le Front Sud du CCA -, qui délimitent des zones relativement homogènes sur l'horizontale tant en terme des propriétés hydrologiques que biogéochimiques [Pollard et al., 2002]. Ces fronts sont généralement associés à de forts gradients méridiens des propriétés physico-chimiques telles que la température, la salinité et la densité, et donc par géostrophie à des courants intenses, concentrés et profonds. Un important volet de l'étude du CCA consiste à décrire sa structure frontale, i.e. caractériser pour chaque front sa position, son transport et ses propriétés physiques et biogéochimiques. Etant donné la forte variabilité associée à la circulation dans l'océan austral, ces caractéristiques peuvent beaucoup évoluer dans le temps. Une contrainte majeure de la circulation du CCA est la bathymétrie, capable d'infléchir voire de bloquer le passage des masses d'eau, et donc de

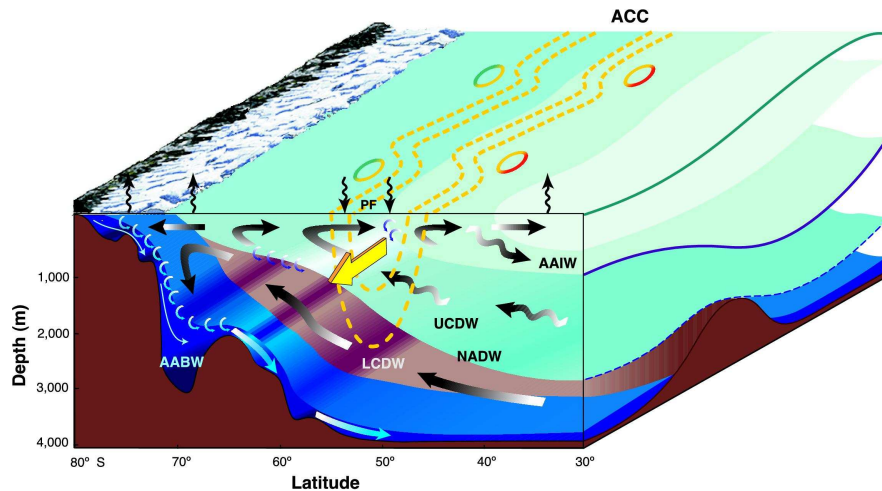


FIGURE 1.2: Représentation schématique de la circulation méridienne de l'Océan Austral. L'Eau Circumpolaire Profonde (UCDW et LCDW), produit de l'Eau Profonde Nord-Atlantique (NADW), remonte vers la surface près du continent Antarctique par pompage d'Ekman. Elle est alors modifiée et repart vers le nord soit en surface dans la couche de mélange avant d'être subductée pour former l'Eau Intermédiaire Antarctique (AAIW), soit par le fond après avoir plongée près du continent Antarctique pour former l'Eau Antarctique de Fond (AABW). Cette circulation méridienne à deux boucles assure le maintien d'un gradient méridien de pression qui contrôle l'intensité du CCA. Illustration tirée du site web du projet DIMES, adapté de Speer et al. [2000].

contrôler la position et l'intensité des différents fronts (e.g. Gordon et al., 1978).

La circulation horizontale de l'océan austral est fortement liée à sa circulation méridienne, comme le montre le schéma de la figure 1.2. La circulation méridienne peut être décomposée en deux grandes boucles. La boucle supérieure est principalement liée à l'intense pompage d'Ekman dans l'océan austral, qui fait remonter l'Eau Circumpolaire Profonde près de la surface au sud du Front Polaire. Cette eau profonde est alors transformée en Eau Antarctique de Surface, qui repart vers le Nord jusqu'au Front Subantarctique où elle est subductée sous l'Eau Subtropicale de Surface pour former l'Eau Intermédiaire Antarctique. La boucle inférieure est aussi associée à la remontée de l'Eau Profonde Circumpolaire en surface, qui est alors transportée au sud sur le plateau continental Antarctique, où elle se densifie lors de la formation de la banquise en hiver. Sous certaines conditions, cette eau très dense peut plonger à de grandes profondeurs pour former l'Eau Antarctique de Fond qui tapisse plus de la moitié du fond des océans mondiaux. La circulation méridienne à deux boucles est un élément essentiel de la dynamique de l'océan austral, puisqu'elle génère un contraste de densité entre le nord et le sud du CCA induit par la remontée de l'Eau Circumpolaire Antarctique et la plongée de l'Eau Antarctique de Fond. Le contraste méridien de densité crée alors un gradient méridien de pression, qui, par géostrophie, génère l'écoulement du CCA (voir review de Olbers et al., 2004 pour une description plus complète de la dynamique du CCA).

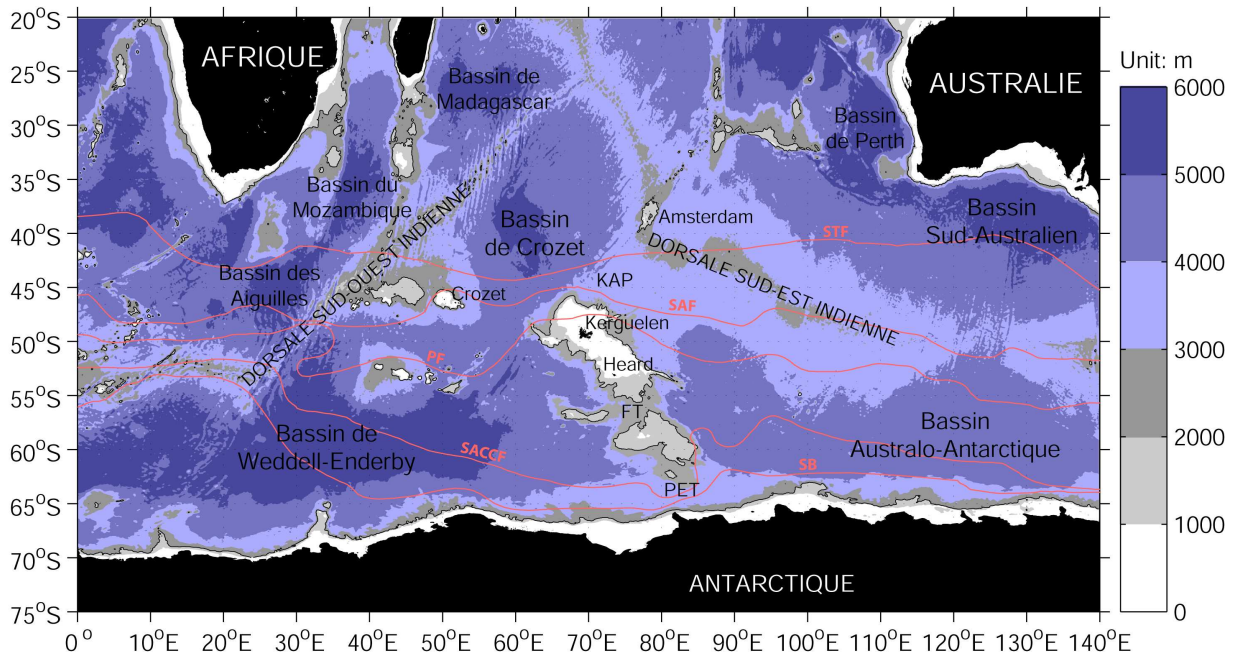


FIGURE 1.3: Bathymétrie de l’Océan Indien Sud. Pour passer la longitude du plateau de Kerguelen, les masses d’eau ont le choix entre trois routes. Par le nord, par le passage Kerguelen-Amsterdam (KAP), par le sud dans le Princess Elizabeth Trough (PET) ou par le Fawn Trough (FT) au milieu du plateau. L’isobathe 2000 m est superposée en trait fin noir. Les principaux fronts ont aussi été superposés (trait fin rouge) : le front subtropical (STF), le front subantarctique (SAF), le front polaire (PF), le front sud du CCA (SACCF) et la limite sud du CCA (SB) (d’après Orsi et al., 1995).

Le CCA, en s’écoulant zonalement, tend à isoler fortement le sud de l’océan austral du reste de l’océan mondial. Cet isolement est d’ailleurs renforcé par l’impossibilité d’avoir un transport géostrophique net vers le sud aux latitudes du passage de Drake et au-dessus de la profondeur de son seuil ( $\sim 2500$  m), puisqu’aucun gradient zonal de pression ne peut y être maintenu. Dans ce contexte, il est fondamental de comprendre comment les masses d’eau traversent le CCA pour former la circulation méridienne. En d’autres termes, pour compenser le transport d’Ekman vers le nord des eaux de surface, il faut un mécanisme capable de transporter d’autres masses d’eau vers le sud au travers du CCA. Deux mécanismes sont à l’oeuvre : le transport méridien de propriétés peut être engendré par flux turbulent, ou par des courants géostrophiques s’appuyant sur des obstacles méridiens plus profonds que le seuil du passage de Drake [Olbers et al., 2004]. Encore une fois, la bathymétrie semble pouvoir jouer un rôle dynamique essentiel.

### 1.3 La plateau de Kerguelen, obstacle majeur du CCA

Le CCA, au cours de son trajet, rencontre plusieurs obstacles topographiques avec lesquels il va fortement interagir. Le mieux étudié est sans aucun doute le passage de Drake, principal point de constriction du CCA, où de nombreuses campagnes de mesures ont été menées depuis les années 70. La plus récente de ces campagnes, la mission DRAKE (Chef de mission : C. Provost, LOCEAN), est actuellement en cours et devrait permettre d'obtenir de nouvelles informations précieuses sur le transport du CCA et sa variabilité. Par contre, d'autres régions du CCA restent encore trop mal connues, en raison des difficultés à récolter des mesures dans ces zones éloignées de toute route commerciale, du climat sévère et de la banquise bloquant l'accès aux navires et masquant l'océan aux satellites une bonne partie de l'année. C'est notamment le cas de la région du plateau de Kerguelen.

Pourtant, par sa position géographique et ses grandes dimensions, le plateau de Kerguelen se révèle être un obstacle majeur à l'écoulement du CCA, ce qui en fait un secteur clé de l'océan austral. Ce plateau est situé au sud de l'Océan Indien (Océan Indien Sud, Fig. 1.3). A l'exception des îles Kerguelen et des îles Heard/McDonald, le plateau de Kerguelen est entièrement immergé, mais peu profond (quasi-totalité  $< 2000$  m) comparé aux bassins qui l'entourent (Bassins de Weddell-Enderby, de Crozet et Australo-Antarctique, entre 4000 et 5500 m de profondeur). Il possède une forme allongée de direction NNO-SSE, avec une extension méridienne de  $16^\circ$  de latitude, entre  $46^\circ\text{S}$  et  $62^\circ\text{S}$ . La topographie du plateau de Kerguelen est marquée par la présence d'un passage relativement profond (2650 m) qui le divise en deux par le milieu ( $56^\circ\text{S}$ ) : le Fawn Trough. On peut ainsi définir deux sous-plateaux de Kerguelen situés au nord et sud du Fawn Trough.

Dans le schéma frontal proposé par Orsi et al. [1995], qui fait actuellement référence, les fronts circumpolaires passent soit au nord (passage Kerguelen-Amsterdam) soit au sud (Princess Elizabeth Trough) du plateau. Comme les fronts circumpolaires constituent généralement les principaux axes de transport du CCA, ce schéma semble indiquer que le plateau de Kerguelen bloque complètement le passage des masses d'eau. Pourtant, le transport mesuré dans le passage Kerguelen-Amsterdam est de  $\sim 90$  Sv [Park et al., 1993], et celui dans le Princess Elizabeth Trough de 11 Sv [Heywood et al., 1999]. Or le transport total du CCA dans ce secteur doit être égal au transport dans le passage de Drake augmenté du transport passant par le détroit indonésien, soit  $137+15=152$  Sv. Ce bilan de transport indique donc que  $\sim 50$  Sv devraient traverser le plateau de Kerguelen. Des indices se sont progressivement accumulés, indiquant que le Fawn Trough pourrait être effectivement un passage important du CCA. Mais aucune étude dédiée à la circulation dans ce passage n'a été menée pour l'instant, et l'existence même de ce passage reste largement méconnue dans la littérature. Nous allons maintenant voir que de gros efforts d'observation ont pourtant été fournis au cours de ces deux dernières décennies pour décrire la circulation générale dans l'Océan Indien Sud.

## 1.4 La France en pointe dans l’observation de l’Océan Indien Sud

Dans les années 1990, le projet WOCE (World Ocean Circulation Experiment) a lancé un grand mouvement coordonné entre plus de 30 nations pour observer les océans, utilisant des navires océanographiques pour les mesures physiques et chimiques de l’intérieur de l’océan, mais aussi des flotteurs dérivants autonomes et des satellites pour les mesures globales. La France a participé activement au projet WOCE, notamment pour la description physico-chimique de l’Océan Indien Sud.

De fait, la France concentre depuis longtemps d’importants efforts de recherche dans la région de l’Océan Indien Sud, et en particulier sur le plateau de Kerguelen, parce qu’elle possède des îles dans cette région (Kerguelen, Crozet et Amsterdam). L’île de la Réunion offre une base logistique de qualité pour les activités australes. Les moyens logistiques français sont centralisés au niveau de l’Institut Paul-Emile Victor (IPEV), qui met à disposition les navires de recherche Marion Dufresne 2 et La Curieuse.

Dans les années 1990, de grandes missions océanographiques ont été menées dans l’Océan Indien Sud. Dans le cadre de WOCE, la campagne SUZIL (resp. : Y.-H. Park, LOCEAN/MNHN) de 1991 reste à ce jour la campagne de référence pour la description de la circulation du Bassin de Crozet [Park et al., 1993]. Les deux campagnes CIVA-1 et 2 ont apporté de précieuses données le long de la radiale 30°E [Park et al., 2001]. Dans le cadre de JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study), les 4 campagnes pluri-disciplinaires Antares et la série temporelle KER-FIX, principalement motivées par l’étude du cycle du carbone dans l’océan, ont apporté de précieuses informations sur la circulation dans l’Océan Indien Sud [Park and Gambéroni, 1997, Park et al., 1998b].

Parmi les activités d’observation plus récentes ou en cours dans l’Océan Indien Sud, on peut citer le projet OISO (mesures inter-annuelles de paramètres physico-chimiques dans l’Océan Indien Sud, resp. : N. Metzl, LOCEAN), la radiale GOODHOPE au sud de l’Afrique du Sud (resp. : S. Speich, LPO), le projet FLOSTRAL d’étude des eaux modales de l’Océan Indien (resp. : R. Morrow, LEGOS), la série temporelle physico-chimique CLIOKER (resp. : Y.-H. Park, LOCEAN/MNHN), ou encore le projet ALBION (resp. : M.-N. Houssais, LOCEAN) d’étude de la formation des masses d’eau denses au large de la Terre Adélie.

Au cours de ma thèse, j’ai été impliqué dans trois projets d’observation centrés sur le plateau de Kerguelen qui seront décrit plus en détail par la suite : le projet SeaOS “éléphants de mer océanographes” (resp. : C. Guinet, CEBC) [Biuw et al., 2007, Charrassin et al., 2008, Bailleul et al., 2007], la mission pluri-disciplinaire KEOPS (resp. : S. Blain, LOB) [Blain et al., 2007, Park et al., 2008c] et la mission océanographique TRACK (resp. : Y.-H. Park, LOCEAN/MNHN) [Park et al., 2009].

Bien entendu, d'importantes contributions à l'observation de l'Océan Indien Sud ont aussi été réalisées par différentes équipes internationales, au premier rang desquels on trouve l'Australie [Rintoul, 2007, Rintoul et al., 2008, Bindoff et al., 2000], le Royaume-Uni [Pollard and Read, 1997, Heywood et al., 1999], les Etats-Unis [McCartney and Donohue, 2007], le Japon [Aoki et al., 2008] et l'Afrique du Sud [Durgadoo et al., 2008].

Cette intense activité de recherche océanographique dans l'Océan Indien Sud alliée au développement récent de nouvelles technologies d'observation donnent la possibilité d'établir une description fine de la circulation dans cette région, ce qui sera un des principaux objectifs de ma thèse.

## 1.5 Problématiques et plan de thèse

Mon travail de thèse s'est articulé autour de la volonté d'améliorer notre connaissance de la circulation moyenne autour du plateau de Kerguelen. Pour cela, trois problématiques générales sont considérées :

1. Que peut-on apprendre à partir des observations sur la circulation océanique moyenne autour du plateau de Kerguelen ? La production et l'analyse d'observations permet de décrire la position, les propriétés hydrologiques et le transport des principaux fronts de la région. En particulier, on cherche ici à savoir comment les masses d'eau dépassent l'obstacle que représente le plateau de Kerguelen.
2. Quelle est la dynamique qui contrôle la position, l'intensité et les caractéristiques des différentes branches de courant observées autour du plateau de Kerguelen ? En d'autres termes, comment se traduit l'impact du plateau de Kerguelen sur la circulation dans l'océan austral, et plus particulièrement sur la circulation du CCA ?
3. Les modèles généraux de circulation océanique simulent-ils convenablement la circulation autour du plateau de Kerguelen ? Quelles sont les principales limites et biais des modèles dans notre région d'étude à ce jour ?

Le travail qui va maintenant être présenté se divise en trois étapes : la production de données océanographiques (obtenues par des éléphants de mer instrumentés), l'analyse de la circulation à partir des observations disponibles (*in situ* et satellites) et enfin une étude numérique de la circulation incluant la validation d'une simulation réaliste et l'analyse de la dynamique océanique à l'oeuvre dans cette région.

Le projet SeaOS utilise des éléphants de mer comme plate-formes d'instruments océanographiques afin d'obtenir des informations sur la biologie en mer de cette espèce, mais aussi sur l'océan lui-même. J'ai été fortement impliqué dans ce projet depuis le lancement de sa phase opérationnelle en 2004, d'abord en tant qu'ingénieur d'étude financé par le Centre national



d'Etudes Spatiales (CNES) pendant 2 ans (2004-2006), puis au cours de ma thèse. Mon travail s'est dans un premier temps concentré sur les aspects techniques du projet, ce qui inclut l'étalonnage des capteurs, puis la calibration et la validation du jeu de données ainsi obtenues. En 2006, j'ai aussi participé à une campagne de déploiement de balises sur les îles Kerguelen. Cette contribution à la production de données hydrologiques originales fera l'objet de la première partie de ce manuscrit de thèse. La méthodologie et les objectifs généraux du projet seront présentés sous la forme d'un article de vulgarisation que j'ai écrit pour la revue du Palais de la Découverte en 2009 dans le cadre de mon monitorat. Je présenterai ensuite de manière détaillée la technologie et les étapes nécessaires à la production du jeu de données validées au travers d'un manuscrit d'article qui devrait être soumis prochainement au Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies.

La seconde partie porte sur l'analyse des observations disponibles, afin de décrire la circulation océanique moyenne autour du plateau de Kerguelen. Dans un premier temps, je me suis concentré sur la circulation au sud des îles Kerguelen, notamment dans le Fawn Trough. Les données obtenues à l'aide d'éléphants de mer lors de la première campagne de déploiement en 2004 ont permis de décrire pour la première fois la structure hydrologique du courant du Fawn Trough, un courant canalisant la majorité du transport du CCA passant au sud des îles Kerguelen. D'importantes informations complémentaires sur l'origine de ces masses d'eau ont ensuite pu être obtenues en analysant plusieurs autres jeux de données (altimétrie, température de surface observée par satellite, dérive de flotteurs, et bases de données hydrologiques). Au terme de cette étude, un nouveau schéma de circulation est proposé entre la Dorsale Sud-Ouest Indienne et le plateau de Kerguelen, mettant en évidence l'importance de la branche de courant traversant le Fawn Trough. Ces résultats ont été publiés dans le Journal of Marine Systems [Roquet et al., 2009]. La circulation en aval du plateau de Kerguelen, dans le Bassin Australo-Antarctique, sera ensuite présentée. En particulier, je résumerai les principaux résultats de deux publications dont je suis co-auteur, qui sont associées à deux campagnes récentes sur le plateau de Kerguelen : la campagne KEOPS (Kerguelen Ocean and Plateau compared Study, resp. : S. Blain, LOB) sur et à l'est du plateau nord de Kerguelen, et la campagne TRACK (TRANSPORT ACross the Kerguelen Plateau, resp. : Y.-H. Park, LOCEAN/MNHN) dans le Fawn Trough et à l'est du plateau sud de Kerguelen.

La troisième partie présente une analyse de simulations numériques de la circulation autour du plateau de Kerguelen. L'objectif poursuivi est de déterminer le niveau de réalisme des sorties de modèles à partir des observations. Pour cela, une simulation globale *eddy-permitting* est validée par comparaison avec le schéma de circulation déduit des observations. Cette simulation, baptisée G70, utilise la configuration DRAKKAR ORCA025 au  $1/4^\circ$  de résolution [Barnier

et al., 2006] basée sur le modèle couplé océan/glace NEMO [Madec, 2008]. Dans un second temps, je présenterai des tests de sensibilité effectués sur une configuration régionale de l’Océan Indien Sud que j’ai développée au cours de ma thèse. Cette configuration, basée sur la même grille ORCA025 que pour G70, est ouverte à l’ouest ( $20^{\circ}\text{E}$ ), au nord ( $30^{\circ}\text{S}$ ) et à l’est ( $120^{\circ}\text{E}$ ). Les tests ont été conçus pour expliciter l’impact de la mauvaise représentation des propriétés des masses d’eau de fond dans G70 d’une part, et pour illustrer la très forte sensibilité de la circulation antarctique à la bathymétrie d’autre part.

Dans la quatrième partie, je présente une étude de la dynamique contrôlant la circulation dans le modèle. Les termes de l’équation de conservation de la vorticité barotrope (intégrée de la surface au fond) sont diagnostiqués. Ce diagnostic permet de montrer comment la circulation résulte d’une combinaison complexe entre les effets du forçage par le vent et de l’interaction avec la bathymétrie, au travers de la balance de Sverdrup topographique. Cette étude permet de mettre en évidence le rôle particulier joué par le plateau de Kerguelen à l’échelle du CCA. Finalement, des arguments théoriques sont présentés pour expliquer pourquoi les masses d’eau de surface ne suivent pas toujours la même trajectoire que les masses d’eau profonde.

Dans le chapitre de conclusion, nous rappellerons les principaux résultats obtenus au cours de cette thèse, avant de discuter plusieurs axes de recherche à approfondir dans le futur.



# Chapitre 2

## Acquisition de données à l'aide d'éléphants de mer instrumentés

### 2.1 Introduction

Afin d'étudier l'écologie en mer des éléphants de mer et son lien avec les conditions océanographiques, des balises miniaturisées capables d'enregistrer des profils de température et salinité, et de transmettre ces données automatiquement par satellite, ont été développées depuis 2002 à l'Université de St Andrews, Ecosse par la Sea Mammal Research Unit [Boehme et al., 2009]. Ces balises ont le potentiel de fournir des informations océanographiques détaillées dans des régions difficiles d'accès à un prix relativement faible, ce qui les rend très intéressantes pour la communauté océanographique. Une synergie originale entre les physiciens et les biologistes de l'océan a ainsi permis de développer une nouvelle approche pour observer l'océan qui s'est révélée très intéressante. Depuis 2004, plusieurs dizaines de balises ont été déployées sur des éléphants de mer de l'océan austral par différentes équipes internationales : Géorgie du Sud (UK), île Macquarie (Australie), Péninsule Antarctique (USA), île Bouvet (Norvège) et îles Kerguelen (France). Des déploiements ont aussi été effectués sur des phoques de Weddell, notamment en Terre Adélie (resp. : J.-B. Charrassin). La mise en commun de ces données a permis d'expliquer le lien entre l'environnement océanique d'une population d'éléphants de mer et ses variations démographiques [Biuw et al., 2007]. La forte interaction des éléphants de mer avec la glace de mer, qui contraint ses mouvements et ses stratégies alimentaires, a été mise en évidence par Bailleul et al. [2007]. Le jeu de données collectées par des éléphants de mer est devenu en quelques années une des principales contributions dans le sud de l'océan austral en terme de nombre de profils, complétant efficacement les bases de données existantes, fournissant des données en toute saison, sous la glace de mer et sur le plateau continental antarctique [Charrassin et al., 2008]. Le contexte et les objectifs de ce projet seront présentés dans le chapitre 2.2, au travers d'un article de vulgarisation scientifique que j'ai écrit en 2009



FIGURE 2.1: Deux jeunes mâles éléphants de mer jouent au milieu de la colonie de manchots royaux de cap Ratmanoff, îles Kerguelen.

pour la revue du Palais de la Découverte. Pour plus de détails sur les aspects biologiques et opérationnels du projet, le lecteur pourra se référer aux articles de Bailleul et al. [2007], Biuw et al. [2007], Charrassin et al. [2008] et Boehme et al. [2009]. L'article de Charrassin et al. [2008], qui détaille plusieurs applications de ces données à l'étude physique de l'océan (étude de la position et des caractéristiques des fronts du CCA et estimation de la vitesse de formation de la banquise antarctique), est reproduit en Annexe I.

D'importants efforts ont été réalisés en continu pour calibrer et valider les données hydrologiques obtenues chaque année par des éléphants de mer équipés. La technologie des balises a aussi évolué au cours de ces années. L'évolution la plus importante s'est produite en 2007, avec l'utilisation d'une nouvelle génération de balises plus fiables et fournissant des mesures plus précises. Les méthodes utilisées pour calibrer et valider les données produites par 10 balises déployées en 2007 sont présentées dans le chapitre 2.3. Nous montrerons que ce travail est nécessaire si l'on veut produire un jeu de données hydrologiques qui puisse être intégré au flux de données plus conventionnelles telles que les données des campagnes océanographiques et des flotteurs profileurs Argo. Ce travail permet par ailleurs d'obtenir des informations sur la précision de ces données, montrant une précision autour de  $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$  en température et  $0.03$  en salinité après calibration.

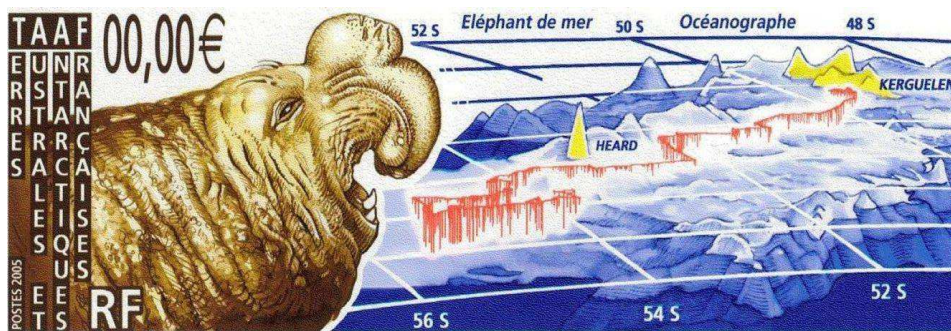


FIGURE 2.2: Timbre des Terres Australes et Antarctiques Française édité à l’occasion du lancement du projet “Eléphants de mer océanographes”.

## 2.2 Contexte du projet “éléphants de mer océanographes”

L’article de vulgarisation scientifique qui va maintenant être présenté a été publié dans le numéro de mars-avril 2009 de la revue du Palais de la Découverte. Il constitue une bonne introduction au projet “éléphants de mer océanographes”, puisqu’il présente les principales problématiques, la méthodologie et quelques résultats obtenus grâce à cette approche dans un langage compréhensible par tous. Cet article sera aussi l’occasion d’introduire de manière très simplifiée l’étude de la vie en Antarctique, et en particulier l’écologie des éléphants de mer.

Par bien des aspects, les éléphants de mer sont des animaux exceptionnels, plongeant à de grandes profondeurs et effectuant des voyages de plusieurs mois pour trouver leur nourriture. Nous verrons comment le déploiement de balises océanographiques sur des éléphants de mer peut s’avérer très avantageux pour obtenir des mesures physiques de l’océan dans des régions par ailleurs très mal connues et difficiles d’accès. Parallèlement, ces balises nous fournissent des informations originales sur la vie en mer des éléphants de mer, l’objectif final étant de mieux comprendre le lien vitale et mouvant qui existe entre l’écosystème antarctique et le climat.

# LES DESSOUS DE L'OCÉAN ANTARCTIQUE VUS PAR DES ÉLÉPHANTS DE MER

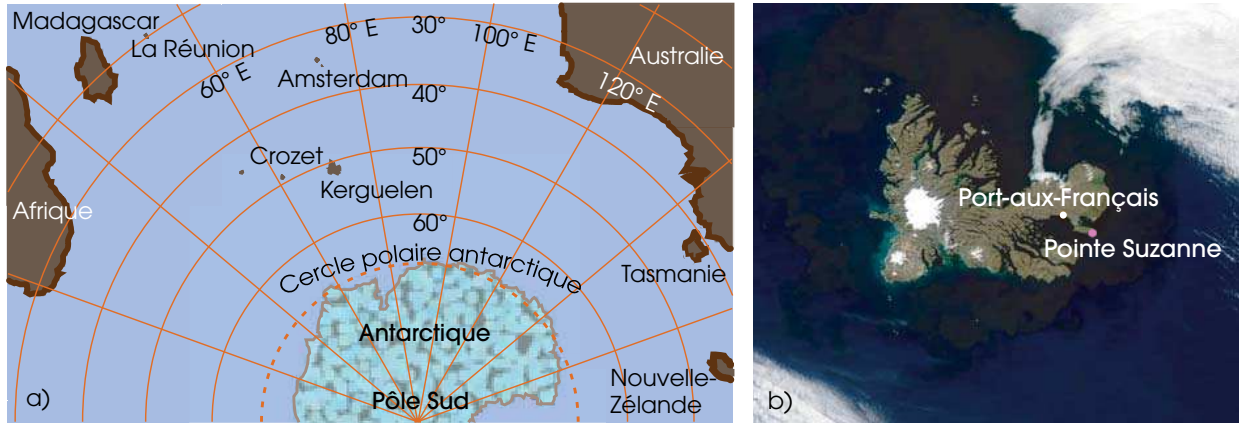
Depuis 2004, des scientifiques vont chaque année sur les îles Kerguelen pour équiper des éléphants de mer avec de drôles de coiffures instrumentales. Ces capteurs espionnent les mystérieux trajets marins de ces animaux et enregistrent des caractéristiques marines pendant leurs plongées. L'objectif est double : mieux comprendre les stratégies alimentaires de ces grands plongeurs, mais aussi obtenir de précieuses informations sur l'océan lui-même et son rôle climatique.

PAR **FABIEN ROQUET** MONITEUR AU DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE DU PALAIS DE LA DÉCOUVERTE

**E**n débarquant sur les îles Kerguelen (fig. 1), on est vite frappé par une sorte de paradoxe : la végétation se réduit à quelques touffes rases tandis que la vie animale foisonne. On croise manchots, phoques, otaries, albatros... en groupe allant de quelques individus à de gigantesques colonies – citons notamment cap Ratmanoff où vivent plus de 300 000 manchots royaux (fig. 2). Pourtant aucun de ces animaux ne se nourrit sur l'île. S'ils ont besoin de la terre ferme pour se reproduire et se reposer, ils dépendent tous de l'océan et de sa moisson annuelle de crustacés, poissons et calmars pour s'alimenter.

## Des troupeaux océanographes

L'éléphant de mer austral (*Mirounga leonina*), le plus gros des phoques (fig. 3), ne fait pas exception, restant le plus longtemps possible en mer. Il ne remet la nageoire sur le sol que deux fois par an, pendant un mois en été (entre décembre et février) pour renouveler son pelage, et pendant deux mois en hiver (de août à octobre) pour la mise bas, l'allaitement et la reproduction. Profitant de ces retours à terre réguliers, des scientifiques installent des balises sur la tête des éléphants de mer à la fin de la mue (encadré *Poser ses balises n'est pas de tout repos*). → → →



**Figure 1. Se situer. a) Une distance de 3 490 km séparent La Réunion des Kerguelen. Néanmoins, les îles Kerguelen sont à la même latitude que Lille (51°), mais au sud.** © M. Rotaru, d'après données TAAF.  
**b) Le bateau scientifique Marion-Dufresne débarque ses passagers à Port-aux-Français. La campagne d'équipement des éléphants de mer a été effectuée à Pointe-Suzanne.** Avec l'aimable autorisation de MODIS Rapid Response Project at NASA / GSFC.



C'est ainsi que 45 balises ont été mises en route entre 2004 et 2008 sur les îles Kerguelen (fig. 4). Lorsque les éléphants de mer équipés partent pour de lointaines croisières ou s'immergent profondément, ils transportent des instruments de mesure qui enregistrent en chaque lieu et à toute profondeur température et salinité. En associant ces deux variables, la densité de l'eau de mer est déduite, une grandeur absolument essentielle pour l'étude des mouvements de l'océan.

## Un éléphant de mer se trempe énormément

Pourquoi choisir des éléphants de mer plutôt qu'une autre espèce ? Avant tout, parce que ces animaux sont des plongeurs extraordinaires. Leurs immersions, qui durent en moyenne entre 10 et 30 minutes, les mènent souvent à plus de 500 m de profondeur, avec un record enregistré à 2 000 m. Ils plongent jusqu'à 80 fois par jour, restant plus de 90 % de leur temps sous l'eau.

Parmi les mammifères marins, seules quelques espèces de baleine descendent plus profondément – notamment les cachalots à plus de 2 500 m. Par ailleurs,

les éléphants de mer parcourent des distances énormes, parfois plus de 8 000 km pendant leurs voyages alimentaires. Ils prospectent des zones qui nous sont mal connues et difficiles d'accès telles que le dessous de la banquise antarctique. Enfin, comme les éléphants de mer ont l'avantage d'être gros, entre 400 et 600 kg pour ceux que l'on équipe, ils supportent des balises relativement volumineuses sans que cela n'affecte leurs déplacements ou leurs chances de survie. Lorsque, deux fois par an, les éléphants de mer partent très loin à la recherche de nourriture, ils ne se promènent pas aléatoirement dans l'océan. Ils adoptent des stratégies bien précises pour maximiser leurs chances de trouver des proies, fondées sur une connaissance intime de l'océan.

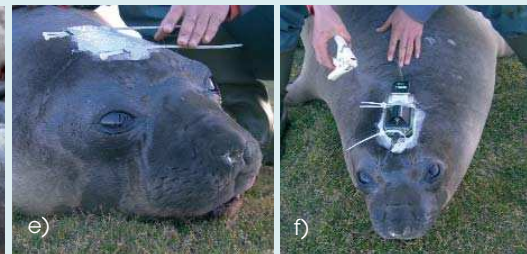
On recense principalement deux stratégies. La première consiste à pêcher au fond de l'océan, soit près du continent Antarctique, soit directement à proximité des îles Kerguelen sur le plateau sous-marin situé à 500 m de profondeur en moyenne. La seconde conduit nos grands phoques au large, au cœur des veines de courant où se trouvent de nombreux tourbillons océaniques. Il s'agit de larges structures – environ 200 km de diamètre – très répandues



# Poser ses balises n'est pas de tout repos



La taille imposante des éléphants de mer autorise à les munir d'un gros appareillage sans gêner leurs habitudes. On les équipe juste après leur mue, en février, et les animaux délaissent les instruments lors de leur prochaine mue au bout de un an.



## Déploiement des balises.

a et b) Blocage par la tête à l'aide d'un chapeau aveuglant solidement fissé ; c) l'animal maîtrisé est endormi pendant une demi-heure ; d) on en profite pour prendre toutes ses mensurations ; e) et f) installation de la balise avec l'antenne pour communiquer ; g) La balise n'empêche pas le repos à terre ; h) la prochaine plongée rapportera des données inaccessibles autrement. © a à f) F. Roquet ; g) et h) C. Guinet.

**Figure 2.**  
**Manchots royaux.**  
Des manchots royaux  
se promènent dans  
la gigantesque colonie  
de cap Ratmanoff,  
aux Kerguelen.  
© C. Guinet.



dans l'océan Antarctique, des zones très intéressantes pour les prédateurs car la biomasse s'y accumule (fig. 5). Cette stratégie est préférée par les femelles, alors que les mâles suivent plutôt la première. Lors de leurs voyages alimentaires, il n'est pas rare que les éléphants de mer rencontrent la banquise saisonnière qui forme un anneau d'environ 1 000 km autour du continent Antarctique au plus fort de l'hiver, c'est-à-dire en septembre (fig. 6).

### **L'océan Antarctique, lieu de vie abondante**

Explorons plus en détail l'océan Antarctique, ce lointain habitat de nos héros. Cet océan, contrairement aux autres qui sont clairement délimités par des continents, ne possède pas de frontières évidentes. Pourtant, à y regarder de près, il ne fait aucun doute que l'océan Antarctique est un monde à part, bien distinct des autres océans. Balayée par des vents d'ouest puissants – les célèbres 40° rugissants et 50° hurlants – cette vaste étendue d'eau est traversée par le courant circumpolaire

antarctique, qui tourne d'ouest en est autour du continent Antarctique avec un débit moyen de 150 millions de m<sup>3</sup>/s (cinq fois le débit du *Gulf Stream*). Alors, comment déterminer une limite naturelle à l'océan Antarctique ? En fait, les physiciens utilisent généralement le bord nord du courant circumpolaire, où la surface marine se réchauffe rapidement de 10 à 18 °C (fig. 7). Cette limite physique correspond d'ailleurs aussi à une limite biologique, car peu d'espèces marines peuvent endurer de telles variations de température.

L'océan Antarctique se définit par ailleurs par un écosystème particulièrement productif. À la source de la chaîne alimentaire, des quantités colossales de phytoplancton se développent rapidement au début de chaque printemps (fig. 8). La chaîne se termine par les prédateurs plongeurs : oiseaux et mammifères marins qui, à eux seuls, consomment 1,5 fois plus de crustacés, poissons et calmars en masse que toutes les pêcheries humaines réunies. Cette chaîne alimentaire s'appuie donc fortement sur la quantité de phyto-

plancton disponible initialement, elle-même intimement liée aux conditions océaniques et climatiques.

### Pourquoi mesurer la température et la salinité des océans ?

Grâce aux éléphants de mer équipés, nous récupérons des profils verticaux de température et de salinité au rythme de deux à trois par jour le long de leurs trajets. Mais pour quoi faire ? Pour répondre à cette question, faisons un peu d'océanographie. Fondamentalement, la température et la salinité permettent de déterminer la densité de l'eau de mer c'est-à-dire sa masse par unité de volume. Or, la densité marque la présence des courants océaniques. Ainsi, les courants se forment à l'interface entre deux masses d'eau de densité différentes, les fronts océaniques (fig. 9). Plus les densités y sont dissemblables, plus les courants y sont rapides.

### OBSERVER TOUS LES OCÉANS

Déterminer l'état de l'océan et son évolution impose d'effectuer ce type de mesures dans tout l'océan le plus souvent possible. Depuis la naissance de l'océanographie, ces mesures sont réalisées à partir de navires scientifiques. Aujourd'hui, d'autres moyens existent pour récupérer beaucoup de données en continu. Ainsi, le projet international Argo a démarré en 2000. Il consiste à déployer et entretenir 3 000 flotteurs autonomes qui dérivent au gré des courants du globe, plongent et sondent la température et la salinité sur 2 000 m de profondeur. De retour en surface au bout de 10 jours, ils transmettent leurs enregistrements en temps réel par satellite. Cette manne de données, ajoutée aux observations continues de la surface de l'océan par satellite, sert à effectuer des prévisions à moyen terme (un à trois mois) de l'état de l'océan. Elle forme donc un premier pas vers la prévision météorologique saisonnière, tant les



Figure 3. Éléphants de mer à terre.

a) Un couple. Le développement des narines prend allure de trompe chez les mâles dominants. En moyenne, un mâle adulte pèse 2 tonnes et mesure 4 mètres de long, alors que les mensurations de la femelle ne sont que de 500 kilogrammes et 2,7 mètres. Comme un mâle en état de procréer est quatre fois plus lourd qu'une femelle, l'accouplement se fait côte à côte. S'il aboutit, la femelle engendre un unique petit après neuf mois de gestation et l'allaité pendant trois semaines.

b) La mue commence souvent après la reproduction. La fatigue provoquée par ce renouvellement du pelage à jeun est à l'origine de fréquentes siestes. Au bout de un mois, l'animal retourne en mer pour se nourrir.

© C. Guinet et F. Roquet.

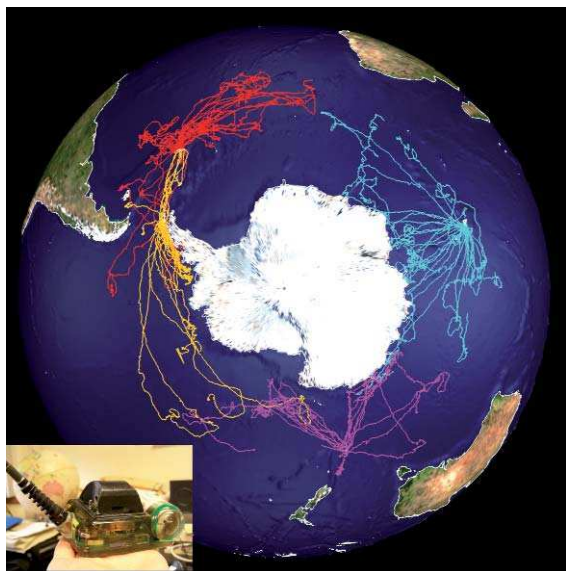


Figure 4. Distribution des données récoltées. Des équipes de différentes nationalités (Grande-Bretagne (rouge), Australie (rose), États-Unis, (jaune), France (bleu)) couronnent de balises identiques les éléphants de mer de plusieurs îles subantarctiques, ce qui fournit des informations sur la quasi-totalité du pourtour antarctique.

© MAMVIS / SMRU.

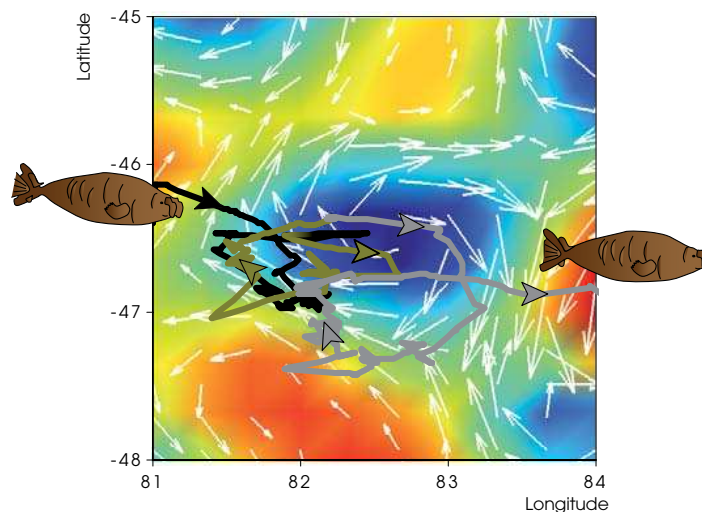


Figure 5. Tourbillon. Eddy l'éléphant de mer s'est nourri trois semaines dans un tourbillon océanique en 2005. En noir, 1<sup>re</sup> boucle du 8/07 au 18/07 ; en vert, 2<sup>e</sup> boucle du 19/07 au 26/07 ; en gris, 3<sup>e</sup> boucle du 27/07 au 8/09. Les flèches blanches suivent le sens des courants. De l'orange au bleu, diminution de la hauteur d'eau. Eddy a pêché autour d'une dépression marine (bleue) de 100 km de diamètre. © C. Cotté.



océans jouent un rôle important à cette échelle de temps. Malheureusement, trop peu de flotteurs Argo se déplacent dans la partie sud de l'océan Antarctique.

Trois raisons expliquent cette situation. D'abord, le courant principal conduit les eaux d'ouest en est, empêchant la traversée des flotteurs du nord vers le sud. Ensuite, il reste difficile et rare d'aller dans l'océan Antarctique pour déployer ces flotteurs. Et enfin, les flotteurs sont inopérants sous la banquise : s'ils ne se brisent pas en remontant à la surface, ils demeurent incapables de transmettre leurs données.

Face à ce déficit de mesures, les éléphants de mer équipés complètent efficacement et à moindre coût nos bases de données,

puisqu'ils effectuent de grands voyages, pas nécessairement dans le sens du courant, et qu'ils n'ont aucune difficulté à se mouvoir sous la banquise.

## L'impact du climat sur l'écosystème antarctique

Depuis plusieurs décennies, l'activité humaine déverse un excès de gaz à effet de serre dans l'atmosphère (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>...). Parallèlement, les mesures attestent une élévation de la température sur le globe et les projections futures dessinent un changement climatique majeur. Dans ce contexte, il est essentiel de déterminer quels impacts ce changement aura sur les écosystèmes de la Terre.

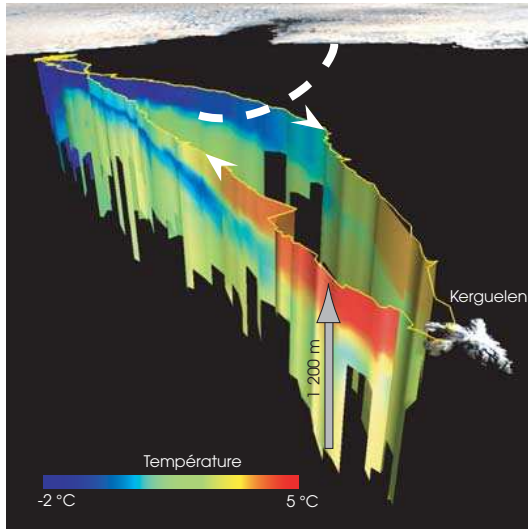


Figure 6. Des données sur 4 000 km ! Guillaume a parcouru 2 000 km en mars 2004 pour gagner les bords de l'Antarctique (parcours en ligne jaune). Il s'y est alimenté et s'est retrouvé sous la banquise nouvellement formée (limite marquée par la ligne blanche pointillée). Cela ne l'a pas gêné pour autant ! Malgré l'inconfort qui l'obligeait à trouver quelques fissures pour respirer entre des masses de glace encore mal consolidées, satisfait de la restauration, Guillaume a séjourné environ deux mois dans la région. Pour revenir à terre en juin, il a dû traverser 500 km de zone englacée sans aucune difficulté apparente. Les couleurs verticales représentent les températures de l'océan obtenues à partir des données de sa balise. © MAMVIS / SMRU.

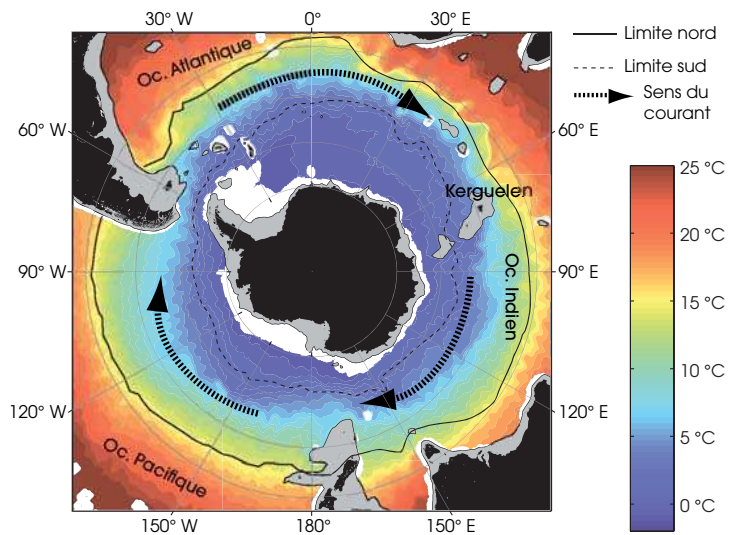


Figure 7. Température de surface de l'océan. L'océan Antarctique se distingue des autres océans par ses eaux de surface froides tournant d'ouest en est le long du courant circumpolaire antarctique. © F. Roquet.

Pour étudier l'écosystème antarctique, deux méthodes d'investigation prévalent. Soit on observe la base de la chaîne alimentaire en mesurant la quantité de plancton produite chaque année, soit on surveille l'autre bout de la chaîne en évaluant la dépendance des grands prédateurs à leur milieu naturel. On examine, par exemple, les impacts potentiels de modifications climatiques sur la survie des espèces.

On peut citer le cas des manchots royaux aux îles Crozet. Des chercheurs ont montré que, pendant les années chaudes, ces prédateurs doivent voyager plus loin et plonger plus profondément pour se nourrir. Cela se traduit par un effort accru pour s'alimenter qui s'accompagne d'une

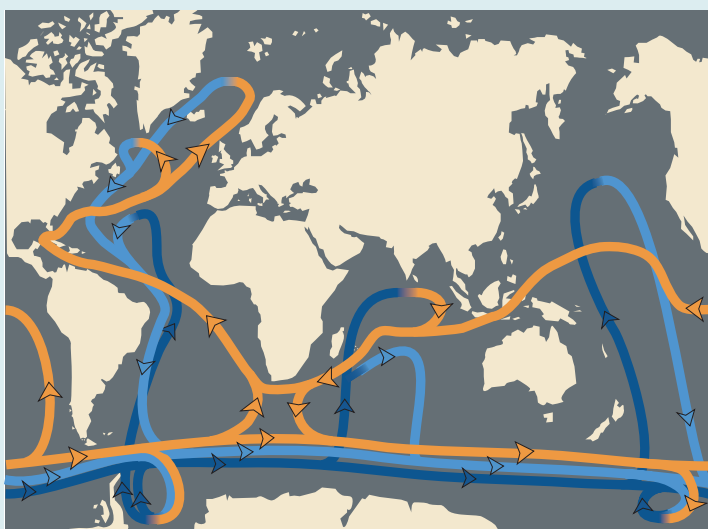
mortalité anormalement élevée des pous-sins au cours de ces années. Le taux de survie de l'espèce est donc lié à la température de l'océan.

### LA BANQUISE AU CŒUR DE L'ÉCOSYSTÈME

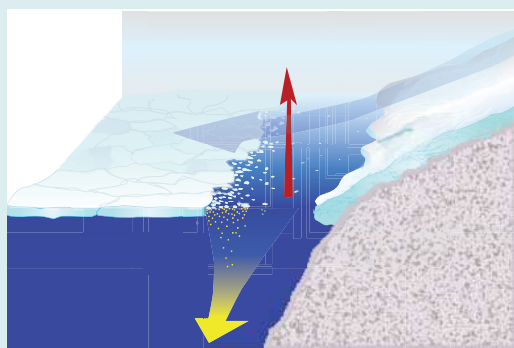
Le climat a aussi un impact direct sur l'écosystème en déterminant la taille de la banquise antarctique en hiver. En effet, comme le krill (un petit crustacé) broute les algues se développant sous la banquise, plus la banquise est étendue, plus la production de krill est importante, et inversement. Or, plusieurs indices convergents indiquent que la taille de la banquise



# L'océan Antarctique, agent climatique



La circulation thermohaline. Principales branches connectant les différents bassins océaniques. En orange, circulation de surface. En bleu, circulation profonde.

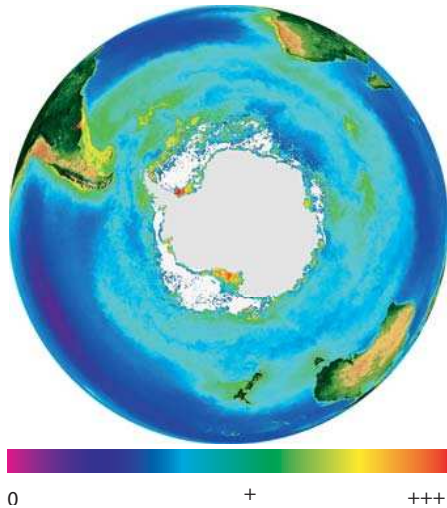


Près de la côte Antarctique, de la glace se forme (flèche rouge : perte de chaleur). Les puissants vents catabatiques (en provenance du continent : flèche bleue) repoussent cette glace en formation au large. Cette dernière extrait l'eau douce de l'océan, ce qui rejette d'importantes quantités de sel (flèche jaune).

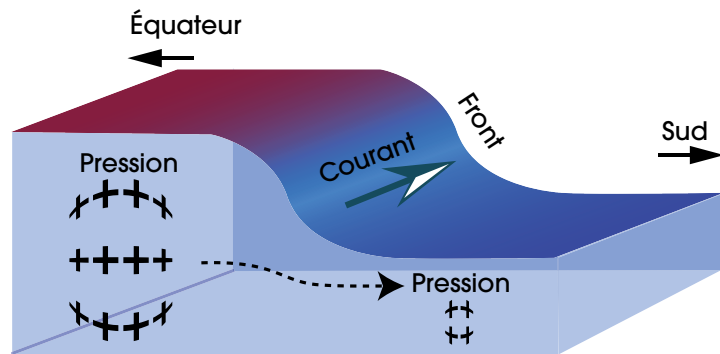
**En transportant des quantités de chaleur importantes de l'équateur vers les pôles, l'océan joue un rôle essentiel dans la machine climatique.** Cette redistribution de chaleur, équivalente en magnitude à celle de l'atmosphère, se fait au travers d'une boucle à grande échelle appelée la circulation thermohaline. Il s'agit d'un circuit complexe à plusieurs embranchements dont le mouvement brasse en permanence les masses d'eau de l'océan mondial.

La clé de la circulation thermohaline se situe dans les échanges d'eau entre la surface et le fond de l'océan. La remontée en surface des eaux profondes se fait principalement au cœur du courant circumpolaire antarctique, la vigueur des vents du sud assurant le pompage. Pour plonger, les eaux de surface doivent devenir plus denses que celles du fond. Or il n'y a qu'en Atlantique Nord et en Antarctique que les conditions de cette plongée sont réunies : refroidissement et surtout augmentation de la salinité. Cette salinisation se produit en hiver, lorsque l'eau de surface se congèle en rejetant son excédent de sel. En surveillant la salinité de surface dans les zones de banquise grâce aux éléphants de mer, on a pu déduire la vitesse de formation de la banquise, environ 3 cm/jour.

Ces informations sont très précieuses car très rares. La circulation thermohaline a un autre rôle à jouer dans la machine climatique, en enfouissant en profondeur les gaz à effet de serre dissous en surface. Ce mécanisme amortit l'augmentation de ces gaz due à l'activité humaine, mais peut aussi avoir un effet pervers car ces gaz finiront par revenir en surface, même si cela doit prendre 1 000 ans. On a tendance à l'oublier facilement, mais l'océan a très bonne mémoire !



**Figure 8. Phytoplancton.**  
La couleur de l'océan observée par satellite nous renseigne sur la quantité de phytoplancton présente en surface. Ici, en fausses couleurs, du violet au rouge, le plancton est de plus en plus abondant. Noter les quantités importantes dans l'océan circumpolaire et surtout près du continent Antarctique. © NASA.



**Figure 9. Front et courant géostrophique.**  
La masse d'eau à gauche est plus chaude, moins salée et donc moins dense que la masse d'eau à droite. Elle est donc plus dilatée, ce qui élève le niveau de l'eau en surface. Comme la hauteur d'eau y est plus grande, la pression à gauche est plus grande qu'à droite. Un courant s'établit donc de gauche à droite qui tend à rétablir l'équilibre. Mais l'effet Coriolis imposé par la rotation de la Terre dévie ce courant (flèche). © F. Roquet.

aurait fortement diminué dans les années 1960, avec une perte d'environ 25 % de la surface totale. Cette diminution pourrait être à l'origine d'une chute spectaculaire des effectifs de plusieurs espèces comme les éléphants de mer, les albatros et les manchots empereurs observée à cette époque.

Ainsi, dans les années 1970, la population d'éléphants de mer des Kerguelen a été divisée par deux, passant de 70 000 à 35 000 individus en moins de 10 ans. Depuis lors, la taille de la banquise est

restée stable, voire en légère augmentation, mais l'avenir demeure incertain.

Pour lever le voile sur le climat à venir, un vaste réseau d'observation de l'océan se développe depuis les années 1990. Les éléphants de mer océanographes représentent maintenant un maillon important de ce système, complétant d'année en année nos connaissances sur l'océan Antarctique, une région essentielle pour le climat pourtant encore trop mal connue (encadré *L'océan Antartique, agent climatique*). F. R.

Cet article relate des résultats obtenus grâce au financement du CNES d'une part, et à la collaboration du CEBC-CNRS et du MNHM d'autre part.

## Fabien Roquet

**effectue actuellement une thèse sur la circulation océanique de l'océan Antarctique.**

Il est impliqué dans le projet « éléphants de mer océanographes » depuis 2004, travaillant au Muséum national d'histoire naturelle sur la correction et l'exploitation des données ainsi collectées.

En 2006, il a participé au déploiement de balises sur les éléphants de mer dans les îles Kerguelen. Il est par ailleurs moniteur au Palais de la découverte, dans le département des sciences de la Terre.

## Pour en savoir plus

**Bost C.A., Guinet C., Guinet D., Weimerskirch H.,** *Sous les 40<sup>e</sup> Rugissants, un sanctuaire vivant*, Éditions du Gerfaut, 2003, 207 p., Paris.

**Delmas R., Chauzy S., Verstraete J.-M., Ferré H.,** *Atmosphère, océan et climat*, (Broché - 29 octobre 2007) Belin-Pour la science, Paris, 288 p.

**Argonimaux :** <http://www.cebc.cnrs.fr/ecom/argonimaux.html>

**Sea OS :** <http://biology.st-andrews.ac.uk/seaos/>

## 2.3 Article : Calibration et validation de données hydrologiques collectées par des éléphants de mer

Dans ce chapitre, nous présentons une procédure que nous avons développée pour calibrer et valider les profils hydrologiques (température et salinité) obtenues à partir d'éléphants de mer instrumentés. Comme pour les profileurs Argo, la précision visée est de l'ordre de  $\pm 0.01^\circ\text{C}$  en température et  $\pm 0.01$  en salinité, le but étant d'intégrer les données d'éléphants de mer aux bases de données plus conventionnelles disponibles à l'heure actuelle. Cette procédure, qui peut se diviser en deux étapes, est présentée à travers l'exemple du jeu de données collectées en 2007 avec des éléphants de mer des îles Kerguelen.

Tout d'abord, une procédure de calibration est appliquée avant le déploiement des balises afin de déterminer le niveau de qualité des balises et de corriger si possible les biais systématiques détectés. Pour cela, des tests en mer ont été réalisés à bord du navire Tethys 2 en mer méditerranéenne, qui ont consistés à réaliser plusieurs plongées à 400 m de profondeur avec une CTD de référence et les balises attachées ensemble. Il a ainsi été possible de comparer les données des balises à des données de référence. Ces comparaisons ont montré que les balises possédaient une répétabilité satisfaisante ( $\sim 0.01^\circ\text{C}$  en température et  $\sim 0.01$  en salinité). Par contre, deux sources de biais ont été détectées, la première étant liée aux effets de la pression sur les capteurs, et la seconde étant liée à la nature inductive du capteur de conductivité. Le travail de calibration consiste alors à corriger ces biais.

Le biais dû aux effets de pression a pu être corrigé à partir de la comparaison avec la référence. Par contre, le second biais n'a pas pu être corrigé directement à partir des tests en mer. Ce biais est dû à un effet bien connu affectant les capteurs de conductivité à induction, l'effet de champ externe (ou effet de champ proche). Cet effet, qui peut se modéliser comme un offset sur la salinité, ne peut être corrigé à partir des tests en mer, car il dépend de l'environnement proche de la balise, environnement qui est différent pendant les tests en mer et lorsque la balise est sur la tête de l'éléphant de mer. Par contre, une fois que la balise a été fixée sur la tête de l'éléphant, l'effet reste constant pendant la durée du déploiement. Ainsi, au final, la seconde étape de la calibration consiste à estimer l'offset en salinité pour chaque balise.

Des méthodes d'estimation de cet offset appliquées directement sur le jeu de données finales sont présentées. En particulier, une méthode statistique d'inter-comparaison des données de salinité de surface est présentée, appliquée aux profils situés au-dessus du plateau de Kerguelen. Cette méthode permet de contraindre les écarts entre les biais des différentes balises, et de proposer une estimation de l'offset pour chaque balise. Malheureusement, cette méthode dépend fortement de la disponibilité de profils de différentes balises à proximité à la fois spatialement et temporellement. Ainsi, l'offset estimé n'est pas fiable pour certaines balises. Dans ce cas, des comparaisons visuelles de diagrammes T/S ont été menées à chaque fois que c'était possible,



permettant d'estimer un offset pour ces balises. Au final, ce travail de calibration a permis d'obtenir une précision du jeu de donnée de l'ordre de  $\pm 0.02$  °C pour la temperature et  $\pm 0.03$  pour la salinité.

## Intitulé de l'article

*Calibration and validation of hydrographic data obtained from seal-borne satellite-relayed data loggers*, par :

- Roquet F., Charrassin J.-B., Reverdin G., Marchand S. : LOCEAN, Paris, France
- Fedak M., Biuw M., Boehme L. : SMRU, St Andrews, Ecosse
- Guinet C. : CEBC/CNRS, Chizé, France

Nous espérons soumettre ce manuscrit prochainement à la revue *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies*.

## Abstract

This paper presents the calibration and validation of hydrographic data collected by seal-borne data loggers deployed at Kerguelen Islands in 2007. A pre-deployment calibration procedure is applied to assess the overall quality of loggers and to correct the data from systematic biases. This procedure consists in at-sea experiments, where hydrographic profiles from loggers are compared to reference profiles obtained simultaneously using a standard CTD. This step is shown to be efficient to correct pressure-induced biases on pressure, temperature and conductivity data. Yet, conductivity (and thus salinity) profiles still reveal a non negligible offset due to the inductive nature of conductivity sensors. Several post-processing methods for correcting the remaining salinity offset and to validate the dataset as a whole are thus presented. We also developed a new statistical cross-comparison method applied on surface salinities over the sluggish Northern Kerguelen Plateau. Visual comparisons of T/S curves from historical and elephant seals were finally used to infer a salinity offset and to validate the final dataset. One optimal water mass for these inter-comparison is found to be Circumpolar Deep Water when its salinity maximum is reached by seal profiles, which is only true for individuals having foraged close to the Antarctic continent. These methods were combined to get an optimal estimate to each SRDL. The presented calibration work appears necessary to produce data useful for further oceanographic studies, allowing the production of a homogeneous dataset with an overall accuracy of generally better than  $\pm 0.02$  °C for temperature and  $\pm 0.03$  for salinity.

### 2.3.1 Introduction

Our understanding of at-sea behaviour and physiology of free ranging marine animals has been revolutionized in the last decades by the development and deployment of a variety of

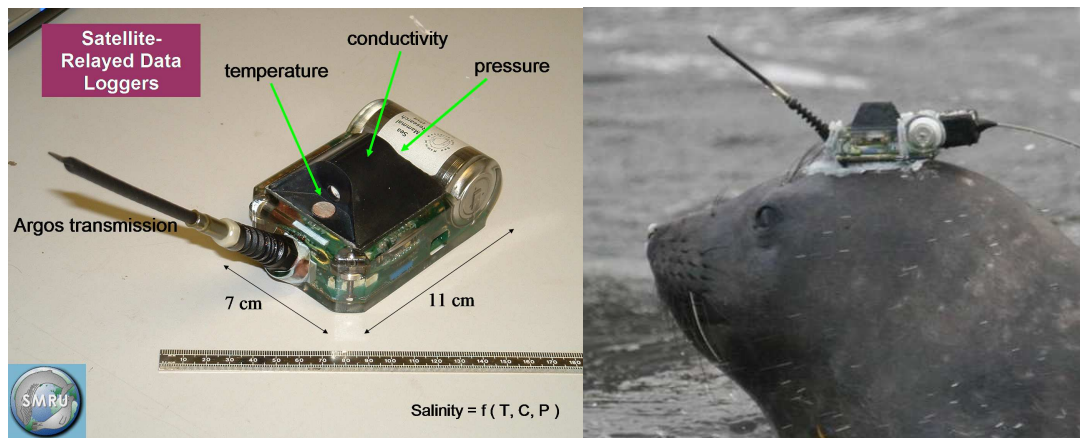


FIGURE 2.3: The Satellite Relayed Data Logger (SRDL)

loggers used as unobtrusive “spies” (see the review of Bost et al., 2009). This new field of investigation, namely the bio-logging, was made possible thanks to great technological progresses in microelectronics, miniaturization, and satellite telemetry. While loggers were providing a host of new information for biologists, the idea of using marine animals as sampling platforms of oceanic parameters has naturally emerged. An original synergy between biologists’ efforts to understand the marine life and physical oceanographic studies has become possible with the development of satellite-relayed bio-logging devices sampling the physical properties of the ocean along the animal track in the early 2000s [Fedak, 2004, Boehme et al., 2009]. These so-called Satellite Relayed Data Loggers or SRDLs (Fig. 2.3), developed at the Sea Mammal Research Unit (SMRU), can provide fundamental information for oceanographers in the form of vertical profiles of temperature and salinity using a miniaturized Conductivity-Temperature-Depth (CTD) cell.

Southern elephant seals *Mirounga Leonina* quickly appeared as excellent candidates for the deployment of these new loggers. These top predators dive continuously and at great depths. Moreover they undertake long foraging trip each years, exploring large areas of the Southern Ocean. Deploying SRDLs on elephant seals allowed biologists to better understand the seal foraging strategies in relation to the oceanographic conditions [Bailleul et al., 2007] and to explain the differences in population trends amongst the different colonies around the Southern Ocean [Biuw et al., 2007]. In addition, the CTD profiles sampled in the remote Southern Ocean are of great interest for oceanographers. Indeed, temperature and salinity profiles are self-valuable, particularly in the remote Southern Ocean where data are sparse or even inexistent. In combining all SRDL profiles ( $n = 14,470$ ) sampled in 2004 and 2005 at four sub-Antarctic locations (South Georgia, Macquarie Islands, Antarctic Peninsula and Kerguelen Islands), Charrassin et al. [2008] demonstrated their great interest to describe circumpolar fronts and water mass characteristics, especially under the sea ice. One important aspect of this methodology is the

near real-time delivery of SRDL profiles using the Argos satellite system. Currently, seal profiles are transmitted in near real-time to the in situ data centre Coriolis<sup>1</sup> to be assimilated in general circulation models such as the Mercator model<sup>2</sup> for operational oceanography.

Faced with the growing use of SRDLs, there is a need of assessing the quality of this new source of hydrographic profiles. Before any scientific analyses, a careful calibration and validation of these profiles is necessary. This need is even more prominent if we want to integrate them in global oceanographic databases to complement high-quality CTD, bottle and Argo profiles. In several sectors of the Southern Ocean, SRDL profiles are becoming a predominant input of data [Charrassin et al., 2008] and could induce noticeable biases in climatologies if not properly calibrated. The goal of this paper is to present a complete work of calibration and validation performed on a limited seal dataset, namely 12 SRDLs deployed on Kerguelen Islands in 2007, giving the opportunity of presenting several calibration methods and how they can be combined optimally. Also, this peculiar dataset may be considered as somewhat representative of the wider SRDL-based dataset, in that the SRDLs used here are from the latest SRDL series deployed in a wide variety of sites since 2007. In that sense, it is argued that the accuracy statistics on hydrographic data quality here obtained are of more general thrust, giving a reference for subsequent analysis of other SRDL dataset.

This paper is thought as a step toward a standardization of all procedures relative to the deployment, calibration and validation of SRDL, which will be required if we want to increase and make durable the use of this technology, and possibly to improve its performances. As for Argo profiling floats, the targeted accuracy is of order 0.01 °C in temperature and 0.01 in salinity (requiring at least 0.01  $mS.cm^{-1}$  accuracy in conductivity). As will be seen in this paper, severe limitations mostly related to miniaturization and long-ranged deployments make this goal difficult to reach. After presenting the SRDL technology and the seal dataset used in this study in the second section, we present results of at-sea experiments performed before deployments in the third section. Then, the delayed-mode calibration and validation work is presented in the third section, including a step of comparison with historical profiles, and an additional step of cross-comparison between seal profiles. Finally, results are discussed in the last section.

### 2.3.2 The seal dataset

In this paper, we focus on SRDLs deployed on Kerguelen Islands at two different periods of 2007, with 6 SRDLs deployed in late December 2006, and 6 others in May 2007. Two SRDLs (#7 and #8) were discarded because they stopped transmitting within a few days. Before any subsequent analysis, the elephant seal dataset has been cleaned up manually. Profiles with no

---

1. <http://www.coriolis.eu.org>

2. <http://www.mercator-ocean.fr>

SRDL	Number of profiles	starting date	travel duration (days)	Number of profiles per day	Travel distance (km)	Deepest depth (m)	Mean depth (m)
1	382	29/12/06	148	2.58	8808	1022	476
2	192	31/12/06	76	2.52	2998	1098	502
3	546	31/12/06	179	3.04	9465	1452	278
4	162	04/01/07	79	2.05	2492	810	671
5	512	07/01/07	189	2.70	10139	1176	595
6	128	29/12/06	49	2.60	1796	742	527
9	264	25/07/07	179	2.05	7829	1472	796
10	77	29/05/07	29	2.58	2195	898	575
11	292	04/05/07	128	2.26	6086	1208	757
12	490	23/05/07	193	2.72	10238	1196	661
MEAN	305		125	2.51	6204	1107	614
STDEV	170		62	0.31	3518	247	106
SUM	3045		1249	25.1	62046		

TABLE 2.1: Summary of hydrographic data used in this study.

valid locations were removed. All profiles were plotted individually, and any abnormal data point was discarded through this visual inspection process. Finally, we obtained 3045 valid T/S profiles from 10 SRDLs (Table 2.1) that constitute the basic dataset of this study.

SRDLs have been designed as a miniaturized platform which could autonomously log a variety of environmental and physical data while deployed on animals such as seals [Fedak et al., 2002]. In the framework of long deployments, a Platform Terminal Transmitter (PTT) has been integrated to transmit data through the Argos satellite web (système Argos, CLS, Toulouse). A micro-controller coordinates the several functions of SRDLs, namely the supply of energy, sensors' acquisition, data processing and satellite transmission. The micro-controller must optimize the energy requirements, the relevance of logged data and the quality of transmitted information.

To find their food, seals may undertake remarkably long trips, sometimes travelling several thousands of kilometres away from their colony to find favourable areas (Fig. 2.4). Three distinctive areas are generally privileged by seals during their foraging trips. Elephant seals either forage over the shallow platform (<1000 m deep) of the Kerguelen Plateau, or follow the ACC fronts east of the Kerguelen Plateau to track food-rich eddies and meanders, or they target the Peri-Antarctic Plateau and Slope to forage in cold Antarctic Slope waters. These behaviours are not exclusive, as for the seal #3 who foraged in Prydz Bay, Antarctica, before staying more than a month over the Kerguelen Plateau, just south of Heard Islands. The logger operational lifetime ranged from 29 to 193 days (average 148 days). All seasons are sampled, with a majority in summer and autumn (Fig. 2.5). On average, transmitted profiles are 614 dbar deep. SRDLs transmit 2.5 profiles each day on average, allowing the sampling of quasi synoptic

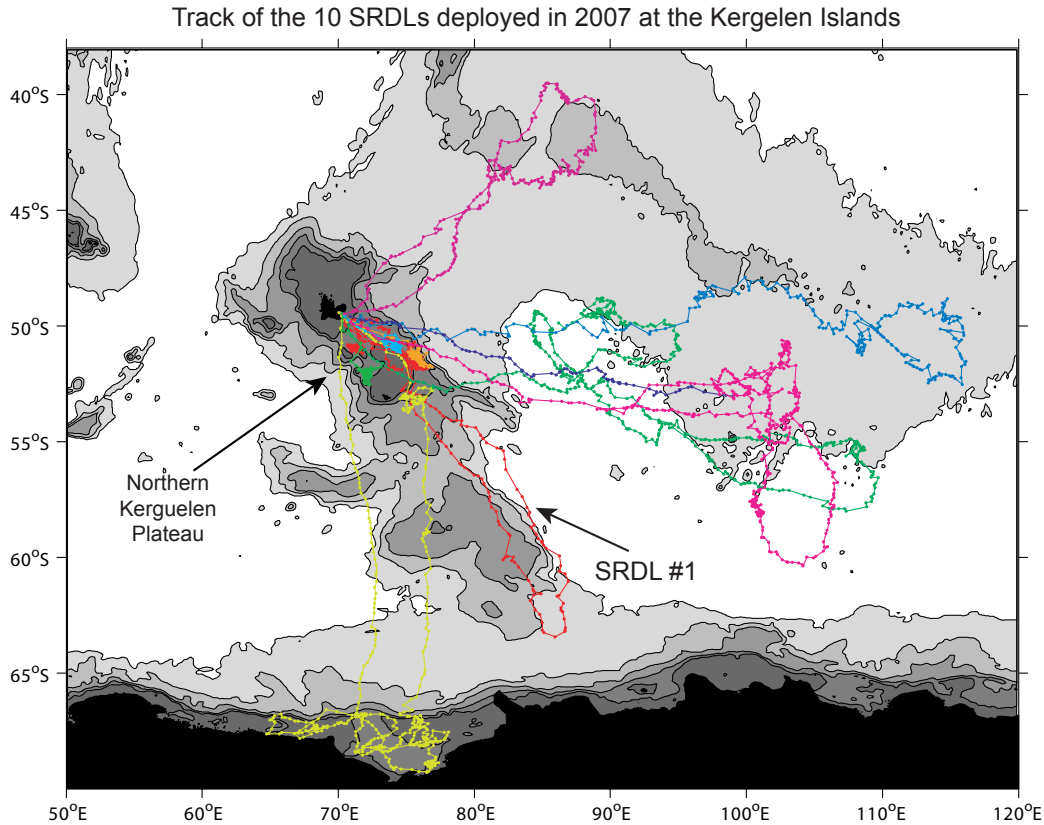


FIGURE 2.4: Spatial distribution of profiles collected by 10 SRDLs deployed in 2007 on the Kerguelen Islands.

large-scale sections of major interest to describe fronts [Roquet et al., 2009] as well as their variability [Boehme et al., 2008]. Technical information on the capabilities of SRDLs are provided by Boehme et al. [2009]. We will now briefly review the main technical characteristics of these loggers.

### The CTD unit

The SRDLs used in this study contain a miniaturized CTD made by Valeport Ltd (Totnes, UK) which enables the logging of temperature and salinity profiles along seal trips. The specifications of the CTD unit result from a trade-off between the need for miniaturization and for oceanographic-quality hydrographic data. This unit is made up with a pressure sensor (Keller PA-3L, accuracy :  $\pm 0.5$  %FS, i.e.  $\pm 5$  m at 1000 m), a fast response Valeport Platinum Resistance Thermometer (range :  $-5$  °C to  $+35$  °C, accuracy :  $\pm 0.005$  °C, time constant : 0.7 s) and a conductivity sensor (Valeport inductive coils, range : 0 to  $80$   $mS.cm^{-1}$ , accuracy :  $\pm 0.01$   $mS.cm^{-1}$ ). Since 2007, the conductivity sensor is pressure-housed with a titanium coat,

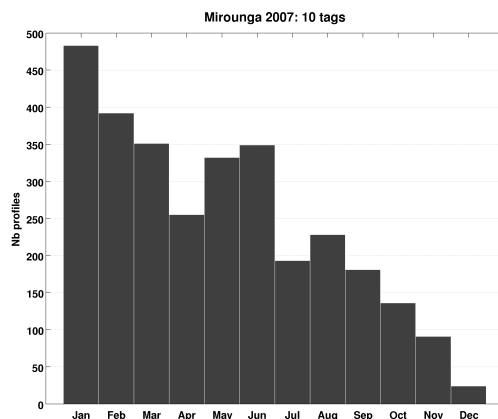


FIGURE 2.5: Number of profiles collected during each month.

and covered with polyurethane. Laboratory calibrations were performed before deployments of SRDLs to scale sensors, i.e. to determine the relation between the raw values delivered by the temperature and conductivity sensors and the corresponding physical parameters at atmospheric pressure. This calibration is now routinely performed in the Valeport calibration facility, which has been validated by comparison with the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM, Brest) calibration facility. Sensors have been slightly modified through time, yielding three distinct generations of SRDLs. The first generation was deployed in 2004 and gave satisfying results, providing for example a detailed picture of the circulation around the Kerguelen Plateau [Roquet et al., 2009]. In 2005, the shape of the thermometer has been modified to minimize effects of pressure deformations during dives. Also the way pressure sensor is integrated in the CTD unit has been modified. Unfortunately, problems of waterproofness appeared leading to generally lower life duration of SRDLs and a lower quality of salinity measurements. These problems were definitively fixed in the latest generation of SRDLs by including a new pressure-housing made of titanium around the conductivity sensor. The SRDLs from this latter generation started to be deployed in 2007, showing the best results in terms of life duration and data quality. In this study, we focus on the study of SRDLs from this latest generation.

### Sampling of CTD profiles

During their time spent at sea (cruise time), seals are diving continuously, spending more than 90 % of their time under water. They alternate shallow and deep dives, making more than 50 dives per day. Seals' dive pattern generally consists in diving quickly to reach a cruising depth. Then, at the end of the dive, seal comes back to surface quickly. It is during this ascent phase that CTD data are logged. The strategy of the micro-controller consists in logging CTD profiles only for the deepest dives. To do so, each day is divided into four 6 h blocks, beginning

at midnight, UTC. From the beginning of each time block, the first CTD profile is logged when the dive depth exceeds a given threshold which diminishes from hour to hour. Then, whenever a dive is deeper in the same period, a new CTD profile is logged and replaces the previous one until the end of the 6 hours. Thus, a maximum of 4 profiles are transmitted daily.

### Compression of CTD profiles

The data logged during each dive cannot be fully transmitted, due to the limited Argos bandwidth and the small percentage of time seals remain at surface (less than 10 % of time). Therefore, a compression procedure has been implemented to select the most relevant information from each CTD profile. We describe in the following the compression procedure used since 2007. First, a salinity profile is calculated from temperature, conductivity and pressure data using the Practical Salinity Scale 1978 (pss-78 ; Fofonoff and Millard, 1983). In fact, a 1-s lagged version of conductivity data is used for the salinity calculation, to reduce the effect of the different time-lags between temperature and conductivity sensors (see details in UNESCO, 1988). Then, a median filter (5 dbar window) is applied separately on temperature and salinity profiles to remove potential spikes. Finally, 17 pressure levels are selected for transmission. The shallowest and deepest levels are selected, together with 8 fixed levels taken at standard depths. The 7 last levels are selected using the broken-stick method applied on temperature profiles and initialized with the 10 previous levels. In this method, we iteratively choose levels of maximum difference between logged temperatures and a reconstructed temperature profile obtained by linear interpolation of already selected levels.

### Transmission and location of CTD profiles

To determine when transmission is possible, i.e. when the seal is at surface, a wet/dry sensor is set in front of the SRDL close to the antennae. The transmission is done by 32 byte packets every 40 s. In the transmitted packets, temperatures are coded on 10 bits, while salinities are coded on 8 bits. This means that for a profile with a temperature range of 5 °C and a salinity range of 1, typical in polar regions, the resolution is respectively 0.005 °C and 0.004. Pressures are coded on 9 bit, giving a 2 dbar resolution for a 1000 dbar depth profile. Two distinct packets must be transmitted separately for each profile. Owing to the high loss rate of packets, we made the first packet self-consistent, to obtain at least 9 data points if the second packet is lost (30 % of transmitted profiles). Locations are determined during satellite uplinks using Argos system. The marine mammals' underwater habit results in a high proportion of locations of bad and non-guaranteed accuracy. Vincent et al. [2002] have studied the real mean accuracy of each location classes using four grey seals fitted with Argos PTT held in captivity in an outdoor tank. By a rule of thumb, we estimate that the 95 (68) percentile of elephant seals location accuracy is of 10 (3) km.

### 2.3.3 At-sea experiment performed prior to the deployment

#### Experimental setting

In November 2006, an at-sea experiment has been performed in the Mediterranean Sea on board the R/V Tethys to test the 12 SRDLs before their deployment at Kerguelen in 2007. This experiment aims at testing SRDLs in real condition to obtain information on the at-sea accuracy and precision of the CTD unit. In particular, we wanted to estimate and correct biases induced during dives by the effect of pressure changes on the sensors.

The 12 SRDLs were attached to the frame of a standard calibrated SBE25 CTD taken as the reference and 7 dives at 400 m depth were then undertaken. The measurements of the three sensors of each SRDL could then be referenced separately to the reliable hydrographic measurements of the reference. SRDLs were attached with the antenna looking upward to best simulate an elephant seal ascent. SRDLs sampled the water column at a sampling rate of 1 s, while the frame vertical speed was set to 1  $m.s^{-1}$ . For each dive, SRDL profiles could be compared to a reference (REF) profile taken by the standard CTD.

#### SRDL sensor characteristics : a case study

The first dive of SRDL #1 is now presented as a case study which may help introducing typical characteristics of SRDL sensors. In Fig. 2.6, we overlaid temperature, conductivity and salinity profiles of both SRDL #1 and REF during the first dive. Only the dive ascent is shown because the water flow enters the CTD cell the right way only during ascents as SRDLs were attached upward.

For both temperature and conductivity, SRDL and REF profiles are consistent in term of their general shape as expected. Little fluctuations of 0.005 °C and 0.005  $mS.cm^{-1}$  are consistently detected at the scale of the 1-s sampling rate, demonstrating the fast response ability of SRDL sensors. Yet, a source of concern is the presence of non-negligible biases between SRDL and REF profiles both in temperature and conductivity.

A likely explanation of the temperature bias may be a mechanical effect of pressure, inducing a reversible deformation of the probe. For conductivity, we observe clearly a large conductivity offset of order -0.05  $mS.cm^{-1}$ . The explanation of this offset most probably lies in the inductive nature of the conductivity sensor and the so-called proximity effect. The existence of such a conductivity offset is not surprising, given that conductivity sensors are made of inductive coils with partly external magnetic fields. Sensors that have external fields shift their calibration if nearby objects distort the external field. Although the bias is expected to be a multiplicative factor, it can equivalently be interpreted as an additive factor as the conductivity range remained small during each at-sea experiments. This proximity effect is commonly observed on inductive conductivity sensors [Wong et al., 2003, Hooker and Boyd, 2003].



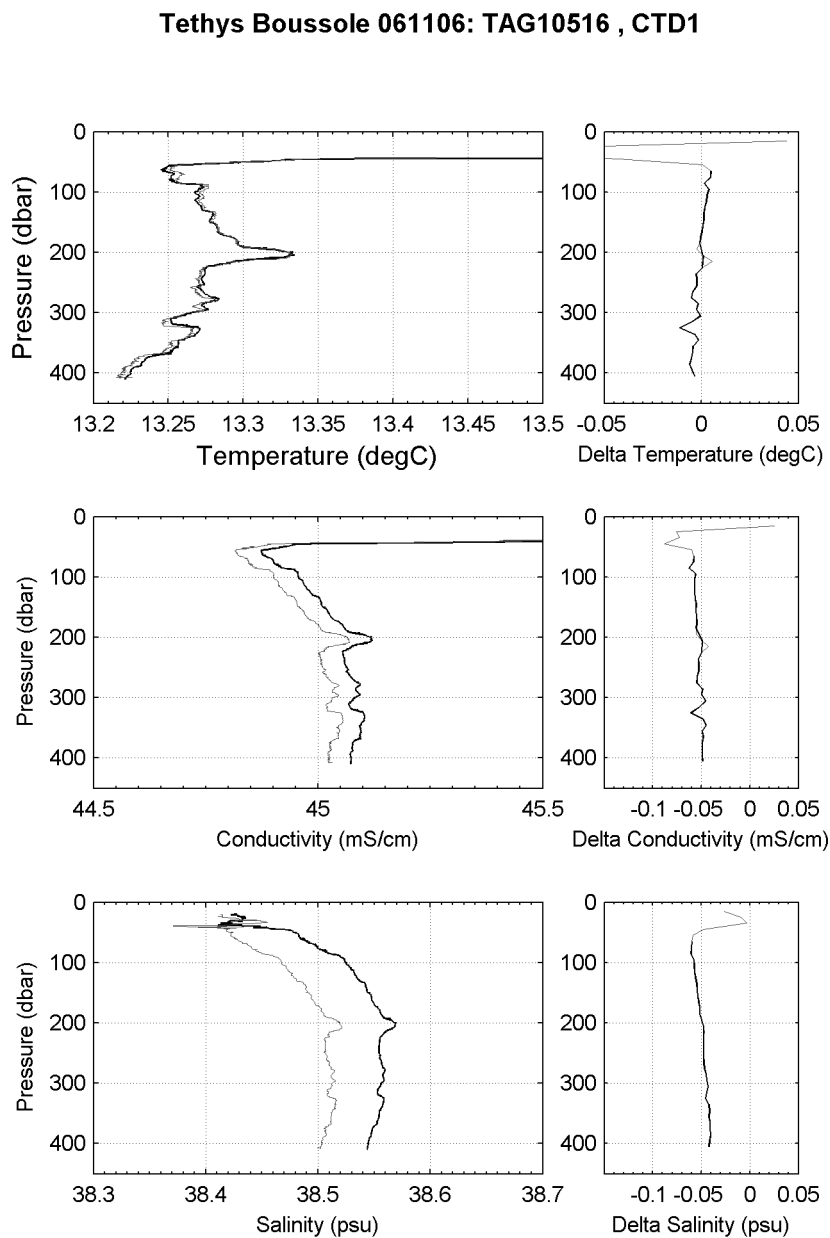


FIGURE 2.6: Overlaying of temperature, conductivity and salinity profiles sampled by SRDL #1 (gray) and the CTD of reference (black) during the first dive.

Another source of bias could be common to temperature and conductivity sensors, lying in pressure effects on the electrical circuit of the SRDL micro-controller. While we don't have a precise idea of the relative importance of these possible causes, comparisons made from at-sea experiments should allow us to estimate and correct these biases.

To understand the link between temperature and conductivity biases and the resulting salinity bias, we will now briefly discuss the relation giving salinity as a function of pressure, temperature and conductivity. The sensitivity of salinity to pressure is weak (typically  $5 \cdot 10^{-4} \text{ dbar}^{-1}$ ), so that pressure errors can easily be neglected. The true difficulty of the salinity measurement comes from the important sensitivity of this relation to both temperature and conductivity measurements (respectively about  $-1 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  and  $1 \text{ (mS.cm}^{-1}\text{)}^{-1}$ , which has two important consequences. Firstly, it means that temperature and conductivity biases add up : salinity biases (pss-78) are roughly equal to minus the temperature bias ( $^\circ\text{C}$ ) plus the conductivity bias ( $\text{mS.cm}^{-1}$ ). The second issue is more related to the different responses of sensors to quick changes in hydrographic properties. The conductivity sensor responds more quickly than the temperature sensor, which causes slight vertical mismatches between temperature and conductivity measurements, which in turn result in important spiking of salinity in areas of high vertical gradients. This is precisely to reduce this mismatch that we lagged conductivities before calculating salinities. This time lag issue, although generally reduced, can remain very problematic in highly stratified areas, like in the thermocline above 50 m during the Mediterranean experiment.

### Calibration of seal data using at-sea experiments

A quantitative analysis of temperature and conductivity biases was performed based on the  $12 \times 7 = 84$  SRDL/REF pairs of profiles. As a first step, a profile of SRDL minus REF difference for each sensor type and each SRDL/REF pair was built using the procedure described below.

After re-sampling all profiles on 1 dbar bins, SRDL and REF pressures were matched using conductivity as a proxy to ascertain that at each pressure level, the SRDL minus REF difference was related to the different sensor measurements and not to a fake comparison between different water-masses. This step also allowed the derivation of a linear correction of SRDL pressure data. We used conductivity and not temperature as a proxy because the conductivity sensor has virtually no time-lag. This correction was only minor, within the 0.5 % FS level of accuracy indicated by the manufacturer.

Secondly, for each profile and for the temperature and conductivity separately, profile data were averaged on 10 dbar bins to reduce effect of residual fine-scale mismatches between temperatures or conductivities. Bins for which the ensemble standard deviation was greater than  $0.01 \text{ }^\circ\text{C}$  and  $0.01 \text{ mS.cm}^{-1}$  were discarded so that we considered only low vertical gradient zones, where we are confident that SRDL minus REF differences are mainly related to measurement

biases of SRDL sensors.

Finally, for each SRDL, we pooled together all valid difference estimates from the different dives and determine a linear fit in pressure for both temperature and conductivity :

$$\begin{aligned} T_m - T_{ref} &= \alpha_t \cdot P + \beta_t + \epsilon_t \\ C_m - C_{ref} &= \alpha_c \cdot P + \beta_c + \epsilon_c \end{aligned}$$

with  $T_m$  and  $C_m$  the raw data,  $T_{ref}$  and  $C_{ref}$  the reference CTD data,  $P$  the pressures,  $\alpha_t$ ,  $\beta_t$ ,  $\alpha_c$ , and  $\beta_c$  the coefficients of the two linear fits, and  $\epsilon_t$  and  $\epsilon_c$  some random noise of null average.

Two distinct effects may cause the conductivity bias : the pressure effect and the external field effect. The pressure effect can be modelled as a linear in pressure function, while the external field effect introduces a multiplicative factor on conductivities. Our model of the conductivity bias is thus as follows :  $C_m = (1 + k) * (C_{ref} + a \cdot P) + \epsilon_c$ , with  $a$  being the slope of the pressure effect bias, and  $k$  the multiplicative factor introduced by the external field effect. The factor  $k$  can be scaled using mediterranean experiments : for  $C_r \simeq 45 \text{ mS.cm}^{-1}$  and  $\delta C = |C_m - C_r| \simeq 0.1 \text{ mS.cm}^{-1}$ ,  $|k| = \delta C / C \simeq 0.002 \ll 1$ . The bias model can thus be simplified :  $C_m \simeq C_r + a \cdot P + k \cdot C + \epsilon_c$ , yielding the relations  $\alpha_c \simeq a$  and  $\beta_c \simeq k \cdot C_r$ .

Finally,  $\alpha_c$  is mostly related to the pressure effect, while  $\beta_c$  is linked to the external field effect. The external field effect depends on the presence of objects close to the conductivity sensor, disturbing its external magnetic field. If the configuration around the sensor is modified, it modifies the magnitude of the external field effect, changing the value of the parameter  $k$ , as has been demonstrated from tank tests by Boehme et al. [2009]. Yet, there is no *a priori* reason for the magnitude of the external field effect to be identical when the SRDL is attached to the frame of a standard CTD and later on when deployed over the head of a seal. We only know that the external field effect will be constant once the SRDL is attached over the seal head. This means that the parameter  $k$ , although constant during the deployment, remains unknown for data logged during the deployment. For this reason, the coefficient  $\beta_c$  determined from at-sea experiments is irrelevant for conductivity data logged during deployments. That is why the coefficient  $\beta_c$  is not taken into account in the final correction based on at-sea experiments. This correction, that we will now refer as the pressure effect correction, is as follows :

$$\begin{cases} T_{cor1} &= T_m - \alpha_t \cdot P + \beta_t \\ C_{cor1} &= C_m - \alpha_c \cdot P \\ S_{cor1} &= \text{sali}(T_{cor1}, C_{cor1}, P) \end{cases}$$

where  $\text{sali}(T, C, P)$  is the empirical relationship linking salinity to conductivity, temperature, and pressure [Fofonoff and Millard, 1983].

SRDL	Temperature [ $^{\circ}\text{C}$ ]					Conductivity [ $mS.cm^{-1}$ ]				
	mean	stdev	$\alpha_t$	$\beta_t$	sterr	mean	stdev	$\alpha_c$	$\beta_c$	sterr
1	0.001	0.0048	-0.026	0.008	0.0042	-0.047	0.0057	0.024	-0.053	0.0052
2	0.002	0.0041	-0.035	0.011	0.0026	-0.068	0.0036	0.015	-0.072	0.0033
3	0.013	0.0032	0.026	0.007	0.0021	-0.118	0.0030	0.018	-0.122	0.0026
4	0.009	0.0030	-0.021	0.015	0.0023	-0.092	0.0035	0.018	-0.097	0.0031
5	0.020	0.0046	0.020	0.015	0.0042	-0.104	0.0070	0.018	-0.109	0.0068
6	0.002	0.0038	-0.030	0.010	0.0026	-0.089	0.0037	0.016	-0.093	0.0034
7	0.028	0.0034	0.025	0.021	0.0025	-0.070	0.0029	0.019	-0.075	0.0024
8	0.016	0.0025	0.003	0.015	0.0025	-0.075	0.0033	0.009	-0.077	0.0032
9	0.040	0.0055	0.053	0.026	0.0026	-0.043	0.0077	0.061	-0.059	0.0053
10	0.027	0.0034	0.013	0.024	0.0032	-0.040	0.0049	0.019	-0.045	0.0046
11	0.018	0.0034	0.017	0.014	0.0030	-0.102	0.0031	0.018	-0.107	0.0026
12	0.012	0.0027	-0.008	0.014	0.0026	-0.095	0.0034	0.020	-0.100	0.0028
MEAN	0.016	0.0037	0.023	0.015	0.0029	0.079	0.0043	0.021	0.084	0.0038

TABLE 2.2: Statistics relative to temperature and conductivity biases detected during at-sea experiments. For both variables, we provide the depth-mean bias and its related standard deviation, the coefficients of the linear fit (slope  $\alpha$  and offset at origin  $\beta$ ) and the standard error of the fit. Slopes are given in unit of change per km.

## Results

For each sensor of each SRDL, the mean and standard deviation of T and C biases are reported in Table 2.2, together with coefficients of both linear fits, standard error of fits. The same statistics calculated on raw salinities are provided in Table 2.3. Owing to the hydrostatic balance in the ocean, pressure is closely related to depth of the water-column. For simplicity, we express slopes of linear fits in unit per km of water-column, which must be understood as thousandth of unit per dbar.

The example of SRDL #1 is shown in Fig. 2.7, where the difference profiles from the 7 dives were overlaid together with their linear fit. In this example, temperature biases are closely approximated by the linear fit, showing a decrease with depth of  $-0.026\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ . The conductivity is clearly offsetted by  $-0.05\text{ }mS.cm^{-1}$ , with a slight variation of the bias with depth of  $0.024\text{ }mS.cm^{-1.km}^{-1}$ . Remarkably, biases are very similar amongst dives, as can be seen from the standard error of linear fits being as low as  $0.004\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $0.005\text{ }mS.cm^{-1}$  respectively, which justifies our correction method. This is also true for the salinity bias having a  $0.002$  standard error using a linear fit. Temperature and conductivity bias slopes add up, inducing a  $0.05\text{ }km^{-1}$  salinity bias slope.

The 12 tested SRDLs present similarity in their observed biases. For temperature, the bias is always well approximated by a depth-varying linear fit, with a mean standard error of only  $0.003\text{ }^{\circ}\text{C}$ . The surface values of fits  $\beta_t$  are generally slightly positive ( $0.015\text{ }^{\circ}\text{C}$  on average).

SRDL	Salinity [pss-78]				
	mean	stdev	$\alpha_s$	$\beta_s$	sterr
1	-0.046	0.0050	0.050	-0.060	0.0021
2	-0.066	0.0054	0.047	-0.079	0.0031
3	-0.126	0.0020	-0.009	-0.124	0.0018
4	-0.097	0.0045	0.033	-0.106	0.0033
5	-0.121	0.0028	0.005	-0.122	0.0028
6	-0.087	0.0048	0.050	-0.101	0.0015
7	-0.094	0.0027	-0.010	-0.091	0.0025
8	-0.088	0.0020	0.009	-0.090	0.0018
9	-0.082	0.0036	0.006	-0.083	0.0036
10	-0.066	0.0026	0.003	-0.067	0.0026
11	-0.116	0.0036	-0.008	-0.114	0.0035
12	-0.102	0.0034	0.028	-0.109	0.0022
MEAN	0.091	0.0035	0.021	0.095	0.0026

TABLE 2.3: Same as Table 2.2, but for salinity.

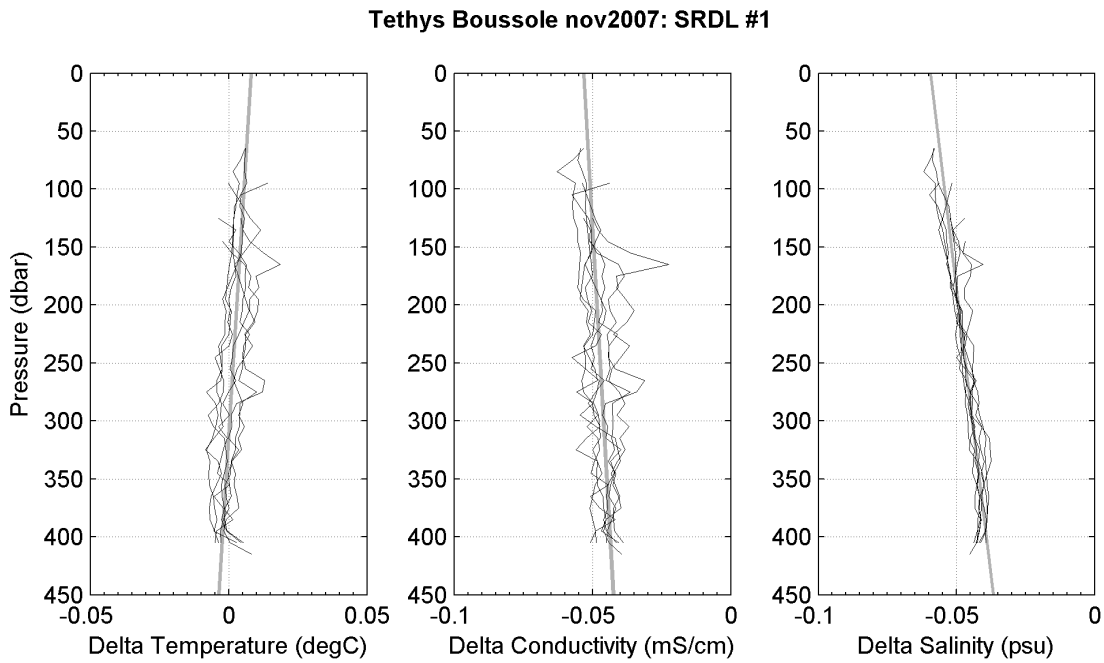


FIGURE 2.7: Linear fits of difference profiles in temperature, conductivity and salinity for SRDL #1.

However, because of the thermocline, there is no valid difference available close to the surface, thus we are uncertain of the statistical significance of this slightly positive surface shift. The slopes  $\alpha_t$  can be either positive or negative, with a mean absolute value of  $0.023 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ . They rarely exceed  $0.03 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ , with a worst case of  $0.053 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$  for SRDL #9. For conductivity, the bias is primarily a strong negative offset (average  $-0.079 \text{ mS.cm}^{-1}$ ), indicating the influence of the external field effect on conductivity during at-sea experiments. The slopes of the conductivity fits ( $\alpha_c$ ) are usually low ( $0.021 \text{ mS.cm}^{-1}.\text{km}^{-1}$  on average), with the notable exception of SRDL #9 (slope of  $0.061 \text{ mS.cm}^{-1}.\text{km}^{-1}$ ).

The temperature and conductivity bias slopes are of variable magnitudes and signs, leading to different salinity bias slopes for each SRDL. For 7 SRDLs out of 12, the salinity slopes remain lower than  $0.01 \text{ km}^{-1}$ , despite slopes in temperature and conductivity sometimes higher than  $0.05 \text{ }^\circ\text{C}$  and  $0.05 \text{ mS.cm}^{-1}$  (e. g. SRDL #9). Yet, the 5 other SRDLs have non-negligible depth-varying biases, with a  $0.05 \text{ km}^{-1}$  worst case for SRDLs #1 and #6. In these latter cases, calibration deduced from at-sea experiments appear as the only objective way to remove these important depth-varying systematic biases.

In the figure 2.8, we demonstrate how the pressure effect correction improved hydrographic data in the case of SRDL #1. Several T/S diagrams before and after the correction are overlaid, together with typical historical profiles from the same region (eastern flank of the southern Kerguelen Plateau, around  $(60^\circ\text{S}, 85^\circ\text{E})$ , corresponding to the lower part of the orange section in Fig. 2.4). The deep part of T/S diagrams, being their right part (where density is highest), show two local maxima, a maximum in temperature and then a deeper maximum in salinity. This latter maximum in salinity characterizes Lower Circumpolar Deep Water, originating from the remote salty North Atlantic Deep Water. As a deep feature of the Southern Ocean, its hydrographic characteristics are very stable through time, especially the value of the salinity maximum (here between 34.73 and 34.74). The salinity maximum can thus be used as a reference to validate seal salinities. Before the correction, the curvature of the seal T/S curves is too weak, yielding an abnormally saline water mass at depth and the absence of the characteristic salinity maximum. The correction, which consists basically in removing a linear trend in salinity of slope  $0.05 \text{ km}^{-1}$  for SRDL #1, improves much the curvature of the deep part of seal T/S curves. This in turn allows a good matching between seal and historical T/S diagrams, which would be otherwise impossible to achieve without the pressure effect correction. This good matching validate hydrographic data from the SRDL #1, showing that no additional correction is needed and giving confidence that the salinity accuracy for corrected SRDL #1 is on the order of 0.01. It also means that there is no external field effect to correct for this logger.

Unfortunately, this simple method cannot be used to validate every other SRDLs, because the salinity maximum is sampled by seals only when they forage south of  $\sim 58^\circ\text{S}$ , corresponding to the Southern ACC Front [Park et al., 2009]. Yet, we need to correct the bias related to the

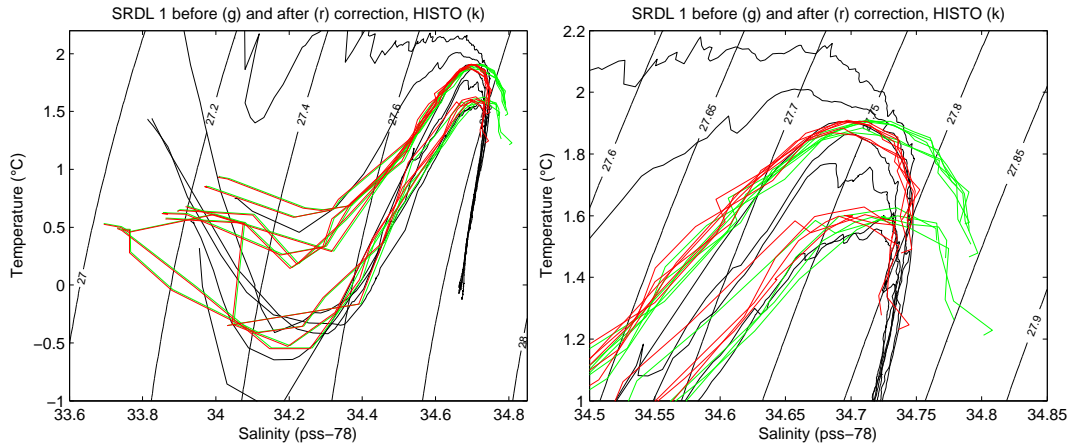


FIGURE 2.8: Comparison between several selected profiles of SRDL #1 and historical profiles. Selected SRDL #1 profiles are presented with no correction (green) and after the pressure effect correction (red). Close historical profiles with comparable T/S properties are overlaid (black). Full T/S diagrams are shown in the right panel, while the deep parts of these diagrams are zoomed in the left panel. The correction allows a much better overlapping with historical T/S diagrams at depth, as can be seen from the zoomed version of the figure (right part of T/S diagrams).

external field effect which is not negligible in general. This problematic is the subject of the next section.

### 2.3.4 Delayed-mode calibration of salinity and validation of the calibrated dataset

#### Methodology for salinity offset estimation

The at-sea experiment showed consistently that systematic depth-dependant biases due to pressure effects can be corrected, both for temperature and conductivity. Yet, an important unknown still remains due to the external field effect biasing conductivity measurements. In the following we will model this bias as a salinity offset instead of a conductivity multiplicative factor. Indeed, the bias  $\delta S$  induced on salinities by the external field effect is of the form :  $\delta S = \delta C \cdot (\partial S / \partial C)_T = kC \cdot (\partial S / \partial C)_T$ . As the relative variation of  $C \cdot (\partial S / \partial C)_T$  is generally negligible (relative error  $< 5\%$  for our seal dataset), the external field effect can be equivalently modelled as an offset on salinities. Furthermore, the final variable that we are interested in is the salinity and not the conductivity, so it is of great interest to calibrate directly the salinity. A delayed-mode calibration of salinity is thus necessary to determine the magnitude of the salinity offset, and therefore to produce the final calibrated seal dataset. This delayed-mode step can also be profitably used to validate the calibrated seal dataset.

To infer salinity offsets, a natural idea would be to use existing delayed-mode methods of

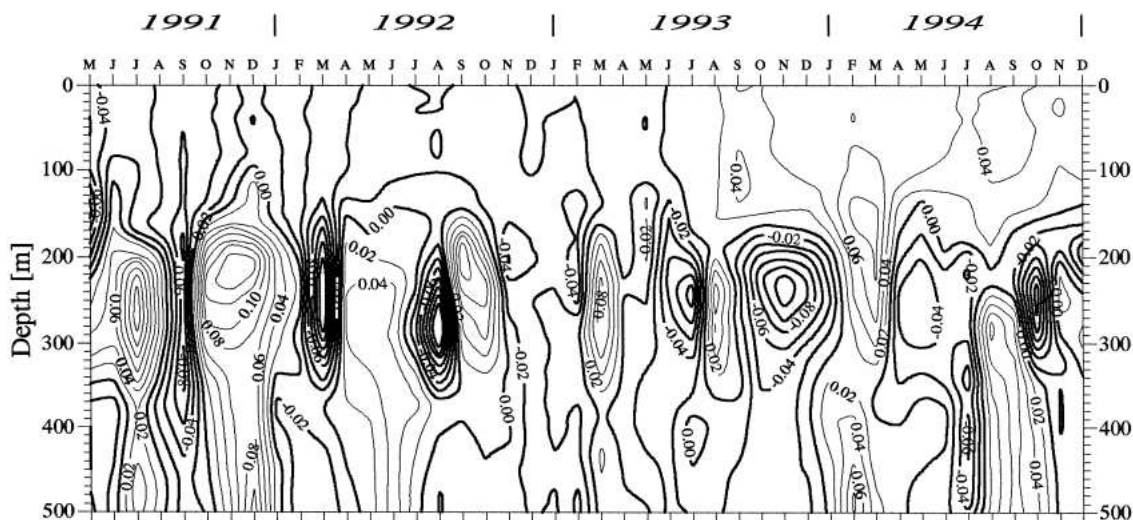


FIGURE 2.9: Time–depth diagram of the salinity anomalies in the first 500-m water column obtained from the KERFIX timeseries over the Northern Kerguelen Plateau. Negative anomalies are indicated by bold lines. The lowest variability is found in the surface mixed layer (first 100 meters). From Park et al. [1998b].

salinity calibration, such as those used to calibrate Argo float data. The standard method, based on the work of Wong et al. [2003] (see also Boehme and Send, 2005), uses the existence of strong correlations between temperature and salinity at depth to infer a salinity correction using a least-square method. Unfortunately, it quickly appeared that this automated method would be difficult to use in our case. The first difficulty lies in the need for a dense and recent database of historical profiles to reference profiles we want to correct, while the southern part of the Southern Ocean remains one of the most poorly-sampled regions of the world ocean, although Argo floats recently improved the spatial coverage of profiles in this region. The second difficulty lies in the Southern Ocean being very turbulent, characterized by the presence of intense deep-reaching fronts where the definition of a reference profile with a good correlation between temperature and salinity remains difficult. The relatively shallow depth of seal profiles (usually  $< 1000$  m) obviously increases this difficulty in comparison with Argo floats generally diving at 2000 m. Finally, as the method relies on the ability to determine an univocal relationship linking salinity to temperature, temperature must vary monotonously with depth. In the southern ocean, the temperature maximum associated with upper Circumpolar Deep Water (CDW) south of the Polar Front, found between  $50^{\circ}\text{S}$  and  $60^{\circ}\text{S}$ , often prevents the use of temperature as a vertical coordinate, leading to a failure of this method in these area [Roquet et al., 2009]. In the following, we present two alternative methods which have been used in this study to estimate salinity offsets.



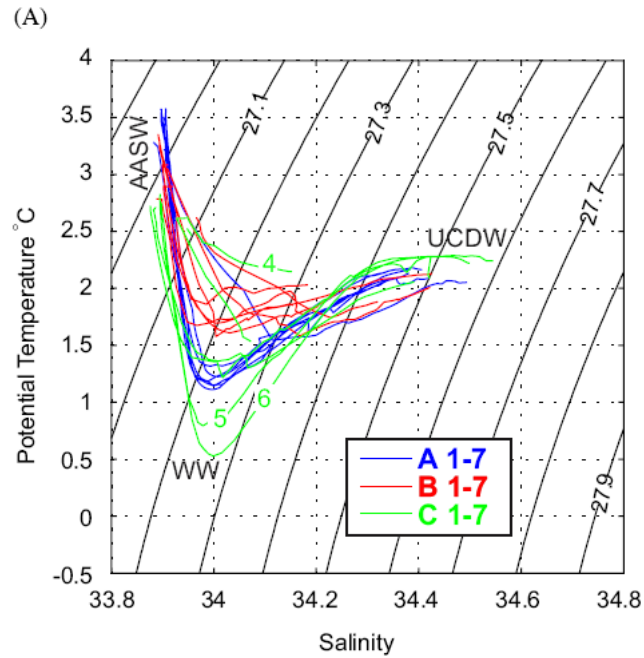


FIGURE 2.10: Temperature–salinity and temperature–oxygen diagrams for stations over the shallow plateau. Major water masses identified are indicated : the Antarctic Surface Water (AASW), Winter Water (WW), Upper Circumpolar Deep Water (UCDW), Lower Circumpolar Deep Water (LCDW), and Antarctic Bottom Water (AABW). As in figure 2.9, we can see that the area of lower variability in salinity is in the surface layer and not in deeper layers. From Park et al. [2008c].

### A statistical cross-comparison method

While leaving or returning to the Kerguelen Islands, elephant seals cross the Northern Kerguelen Plateau (Fig. 2.4), an extended plateau shallower than 1000 m. Some individuals remained and foraged there during several weeks while others just crossed over. This turned out to be a great opportunity for us to calibrate the whole seal dataset. Indeed, the circulation over the Northern Kerguelen Plateau is sluggish and highly controlled by the complex bathymetry, hence showing relatively weak temporal variability of hydrographic properties. In particular, the surface salinity over the Northern Kerguelen Plateau is relatively homogeneous, as can be seen from the salinity anomalies on the 4-year KERFIX timeseries (Fig. 2.9, from Park et al. [1998b]), and from the 1-month-lasting cruise KEOPS over the Northern Kerguelen Plateau (Fig. 2.10, from Park et al. [2008c]). This is due to the combination of the sluggishness of the circulation with a deep mixed layer ( 200 m) and a relatively homogeneous freshwater flux over the area, while deeper layers present a strong halocline and internal tides that create large vertical movements and mixing of water masses. Although somewhat counter-intuitive, it was found that cross-comparisons between surface salinities had a far better potential than deep layer salinities for estimating salinity offsets. Moreover, surface salinities have the valuable

advantages to provide an absolute reference independent of temperature and to be available for each seal profile.

One of the two methods developed by Durand and Reverdin [2005] to cross-calibrate salinities of 80 Argo-type floats in the eastern part of the Labrador and Irminger Seas, their so-called float intercomparison method, determines an offset for each float which minimize differences between pairs of observations in a least-square sense. The statistical cross-comparison method that we will now present is a generalization of their method. Let's consider a set of  $N$  observations distributed over  $M$  different floats. Each observation  $i \in \{1 \dots N\}$  is associated with one float  $f = F(i) \in \{1 \dots M\}$ ,  $F$  giving the float number for each observation. The associated salinity measurement can be decomposed as  $S_i = s_i + \sigma_f + \varepsilon_i$  where  $s_i$  is the true salinity,  $\sigma_f$  the float-dependant offset that we want to determine and  $\varepsilon_i$  a random error of null expectation. Therefore, the salinity correction for the float  $f$  deduced from the cross-comparison method is of the form :

$$S_{cor2} = S_{cor1} - \sigma_f^{CC} \quad (2.1)$$

For each pair of observations  $i$  and  $j$ , we parameterize the covariance function as :

$$c_{i,j} = (\langle s^2 \rangle + K_{i,j} \cdot \langle n^2 \rangle) \cdot \exp \left[ -\frac{\delta_x^2}{\lambda_x^2} - \frac{\delta_y^2}{\lambda_y^2} - \frac{\delta_t^2}{\lambda_t^2} \right]$$

with  $\langle s^2 \rangle = (1/M) \cdot \sum_f var[s_k]_{k \setminus F(k)=f}$  an estimate of the signal variance,  $\langle n^2 \rangle = (1/2M) \cdot \sum_f mean[(s_k - s_l)^2]_{k \setminus F(k)=f, F(l)=f, k \text{ and } l \text{ closest}}$  an estimate of the noise variance,  $K_{i,j}$  the Kronecker function equal to 1 if  $i = j$  and 0 otherwise,  $\delta_x$ ,  $\delta_y$  and  $\delta_t$  the differences of observations in latitude, longitude and time respectively and  $\lambda_x$ ,  $\lambda_y$  and  $\lambda_t$  the associated correlation radii.

Considering the difference between two observations of salinity  $D_{i,j} = S_i - S_j$ , the covariance between two of these differences is given by :

$$cov(D_{ij}, D_{kl}) = c_{i,k} + c_{j,l} - c_{i,l} - c_{j,k}$$

From this linear relation, we can demonstrate that only  $N - 1$  values of differences are independant. Let's consider the vector of differences  $\mathbf{d} = [d_i = D_{i,i_0}]_{i \neq i_0}$  where  $i_0$  is an arbitrarily chosen observation associated with the float  $f_0 = F(i_0)$ . The float  $f_0$  plays the role of a reference float, thus  $\sigma_{f_0}^{CC} = 0$ . The weighted least-square theory provides the optimal estimator of the offset vector  $\sigma = [\sigma_f^{CC}]_{f \neq f_0}$  and its associated covariance matrix  $\mathbf{C} = [c_{f_1, f_2}] = cov(\sigma)$  as :

$$\sigma = (\mathbf{X}^T \mathbf{W} \mathbf{X})^{-1} \cdot \mathbf{X}^T \mathbf{W} \mathbf{d} \quad (2.2)$$

$$\mathbf{C} = (\mathbf{X}^T \mathbf{W} \mathbf{X})^{-1} \quad (2.3)$$

with  $\mathbf{X} = [\partial\sigma_{F(i)}^{CC}/\partial\sigma_f^{CC} = K_{F(i),f}]_{i \neq i_0, f \neq f_0}$  the matrix containing the  $M-1$  partial derivatives of the  $N-1$  values of differences, and  $\mathbf{W} = [cov(d_i, d_j)]^{-1}$  the inverse of the covariance matrix of the differences.

For each pair of floats  $f_1$  and  $f_2$  other than  $f_0$ , the standard deviation of their offset difference is given as :

$$std(\sigma_{f_1}^{CC} - \sigma_{f_2}^{CC}) = \sqrt{c_{f_1, f_1} + c_{f_2, f_2} - 2 \cdot c_{f_1, f_2}} \quad (2.4)$$

Numerical instability during the matrix inversion step could arise from strongly isolated observations, i.e. observations too weakly correlated with the others. Here, the noise variance  $\langle n^2 \rangle$  act as a stabilizer, preventing the upcoming of such instabilities.

Interestingly, the standard deviation of the difference between two float offsets depend only on the structure of covariance and the relative position of observations, not on salinity values. Thus they are providing a measure of the proximity between two floats in terms of their available observations, getting closer to zero with an increasing number of close pairs of observations. To the extent that the covariance model is representative of the true covariance, we can thus interpret low values of standard deviation as pairs of floats for which the offset difference is robust, while larger values of standard deviation imply that the cross-comparison method is less robust.

### Visual comparisons of SRDL and historical T/S diagrams

To verify the consistency of the "first guess" estimate of salinity offsets obtained by the minimization methods, and possibly to refine this estimate, careful comparisons of individual profiles have been undertaken. The philosophy of this work was to take advantage of stable relationships between temperature and salinity for particular water masses to determine an optimal correction by use of T/S diagram comparisons. For this purpose, we isolated areas where both SRDL and historical profiles were available. We also considered areas where profiles of different SRDLs were closely located, enabling cross-comparisons between SRDL datasets. In each area where T/S diagrams could be superimposed, we had to determine which T/S difference were attributable to salinity offsets, which is appropriate only if the variability is weak. Of course, this imposes some degree of subjectivity, and a good a priori knowledge of water mass properties and their variability. A reference database of historical profiles were thus built, including all available profiles from oceanographic cruises and Argo profiles. We didn't use bottle data although they are numerous in our study area, because they are most often of questionable quality, low vertical resolution, and more than 20 year-old. Our experience suggests that it is generally possible to obtain a good idea of the offset range at a 0.01 to 0.03 scale by combining several independant estimates obtained at different locations, from different SRDLs and with as much historical profiles as possible.

$$S_{fin} = S_{cor2} - \sigma_f^{VC} \quad (2.5)$$

## Results

**Cross-comparison method applied on surface salinities over the shallow Northern Kerguelen Plateau.** We extracted the 563 SRDL profiles available over the Northern Kerguelen Plateau, in the area of bottom depths ranging between 300 and 1000 m. Before applying the cross-comparison method, a pre-processing of observations was performed. First, observations were re-sampled on  $0.04^\circ$  latitude x  $0.08^\circ$  longitude x 4 days bins to avoid overweighting of dense patches of profiles during the least-square minimization. This process reduced the number of observations to 507. Then, isolated observations were discarded, which were determined as the one having a covariance lower than 30 % of the signal variance with any other observations. Finally, 301 observations were used during the analysis.

One critical aspect of this method is the choice of the covariance radii. The estimated offsets were found to be relatively insensitive to the choice of spatial correlation radii, as all profiles were selected in a somewhat homogeneous area in terms of surface salinity. We took the following values :  $\lambda_x = 1^\circ$  and  $\lambda = 0.5^\circ$ , equivalent to a 50-km isotropic parameterization at latitudes of the Northern Kerguelen Plateau. An autocorrelation analysis of the Kerfix timeseries data sampled over the northern Kerguelen Plateau [Park et al., 1998b] showed that the standard deviation of 1 month lagged salinity differences is on the order of 0.01. Therefore, we used  $\lambda_t = 30$  days as the temporal correlation radius. The SRDL #1 is used as the reference, meaning that offsets are estimated relative to this SRDL. Signal and noise variances were taken as  $0.02^2$  and  $0.005^2$  respectively.

A graphical representation of position of surface salinity observations together with their value before and after the minimization is shown in figure 2.11. By comparing surface salinities before and after the offset correction, we can see that the minimization method tends to align all surface salinity observations around the average of SRDL #1. Thus, the standard deviation of all available observations is reduced from 0.081 for raw values to 0.015 after the minimization correction. Some SRDLs present only very small offsets, such as SRDLs #2, 4 or 5. However, other SRDLs present large offsets which are essential to be corrected. The worst case is seen for the SRDL #6, with an offset of 0.16. Several other SRDLs present quite large negative offset (SRDL #9, 10, 11 and 12). The table 2.5 presents the standard deviation of offsets for each couple of floats as provided by the equation 2.4. These standard deviations depend on the number and intertwining of profiles for each couple of floats, as defined by the covariance model used in the minimization method. They vary from 0.002 to 0.02, meaning that for some couple of floats, the estimated offset difference should be very robust and accurate, while for others we get no statistically robust information. We will now present two examples showing

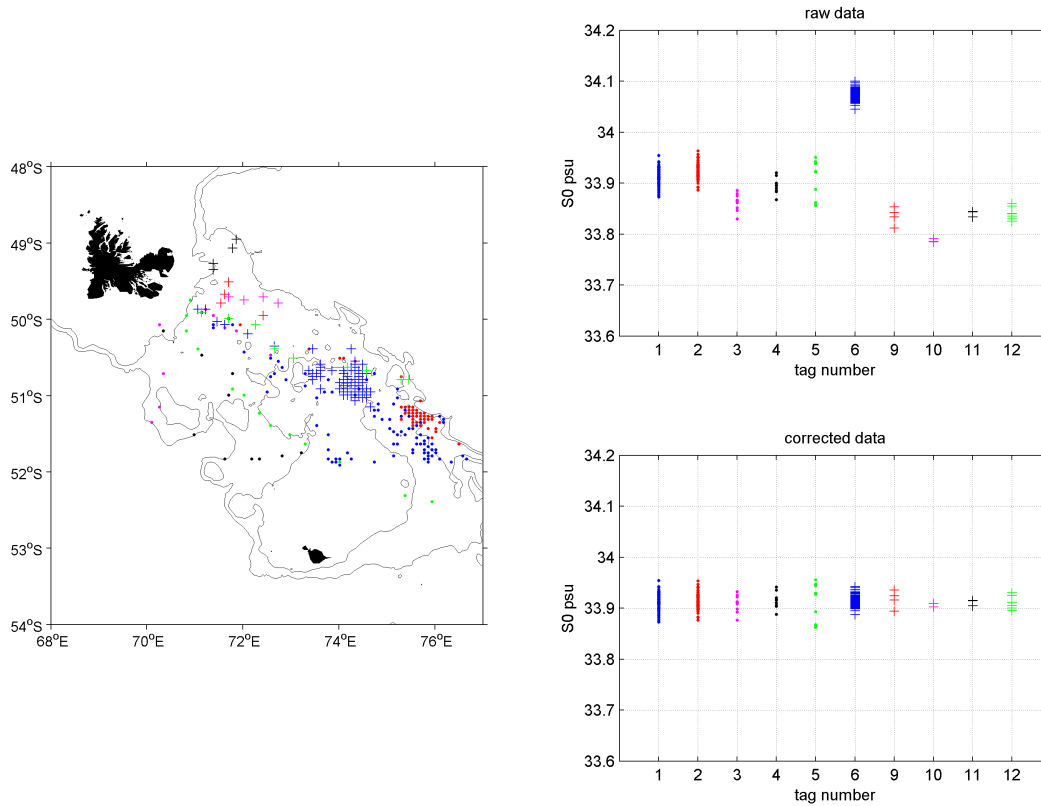


FIGURE 2.11: Result of the minimization experiment. (Left panel) Position of observations used in the minimization method over the northern Kerguelen Plateau. Different colors and types of marker are used to differentiate the 10 analysed SRDLs. (Right panel) For each SRDLs, the surface salinity available for the analysis are shown (up) before the minimization, and (down) after the minimization. It can be seen that the gross effect of the minimization method is to align surface salinity measurements at the same average as the reference SRDL #1.

the final calibration of 6 SRDLs.

**A case where the minimization method is accurate (SRDLs #1, 2 and 6).**

A large number of profiles are available for the three SRDLs over the Northern Kerguelen Plateau, especially in the area around 51°S, 75°E. As a consequence, the standard deviation of offset differences between SRDLs #1, 2 and 6 are very low ( $<0.024$ ), meaning that offset estimates are very robust. A selection of profiles from these three SRDLs together with an historical profile are presented in the figure 2.12. After the correction, the surface properties are very similar. However, this example show how it would be difficult to estimate a salinity offset using deep properties in this case, as they are not always overlapping. On the contrary, surface salinities provides an accurate way to calibrate these different profiles.

#	$N_f$	$\langle S \rangle$	$std(S)$	$\sigma_f^{CC}$	$\langle S \rangle - \sigma_f^{CC}$	$std(S - \sigma_f^{CC})$	$\sigma_f^{final}$
1	100	33.914	0.016	0	33.914	0.016	0
2	77	33.924	0.015	0.01	33.915	0.015	0.01
3	6	33.863	0.021	-0.05	33.909	0.021	-0.01
4	7	33.894	0.016	-0.02	33.914	0.016	-0.02
5	13	33.916	0.036	-0.01	33.921	0.036	-0.01
6	90	34.074	0.011	0.16	33.917	0.011	0.16
9	4	33.835	0.018	-0.08	33.917	0.018	-0.13
10	4	33.786	0.003	-0.12	33.908	0.003	-0.12
11	4	33.841	0.005	-0.07	33.912	0.005	0
12	4	33.835	0.007	-0.07	33.907	0.007	-0.07
mean		33.954	0.081	0.06	33.915	0.015	0.05

TABLE 2.4: Numerical results of the minimization method applied on surface salinities sampled over the shallow Northern Kerguelen Plateau. The last column presents the final salinity offset, using visual comparisons of T/S diagrams as a complementary source of information. Final offsets differing from the minimization solution have been highlighted in red.

SRDL #	1	2	3	4	5	6	9	10	11
2	1.7								
3	7.5	7.7							
4	6.3	6.5	6.0						
5	5.9	6.1	7.2	4.6					
6	2.2	2.4	7.8	6.7	6.2				
9	15.6	15.6	16.3	16.0	16.0	15.7			
10	13.5	13.6	14.0	13.8	13.9	13.7	19.6		
11	13.3	13.3	14.2	13.7	13.7	13.4	19.4	17.0	
12	10.3	10.4	11.0	10.8	10.9	10.5	17.6	11.7	15.5

TABLE 2.5: Standard deviation of offset differences  $std(\sigma_{f_i} - \sigma_{f_j})$  between floats  $f_i$  (line i) and  $f_j$  (column j). Unit :  $10^{-3}$  pss-78. Values lower than 0.005 have been highlighted in red.

**A case where visual comparisons confirm the offsets estimated by the minimization method (SRDLs #1, 2 and 6).**

The offset estimated by the minimization method for SRDL #5 is statistically robust, having a standard deviation of 0.059 with SRDL #1, and 0.046 with SRDL #4. Unfortunately, standard deviations are  $>0.01$  for SRDLs #10 and 12. It is therefore necessary to validate these two latter SRDLs independantly. Three comparisons of close profiles from SRDL #5, 10 and 12 are presented in figure 2.13. By applying the offset correction, we can see a much better overlapping of T/S diagrams from the different SRDLs.

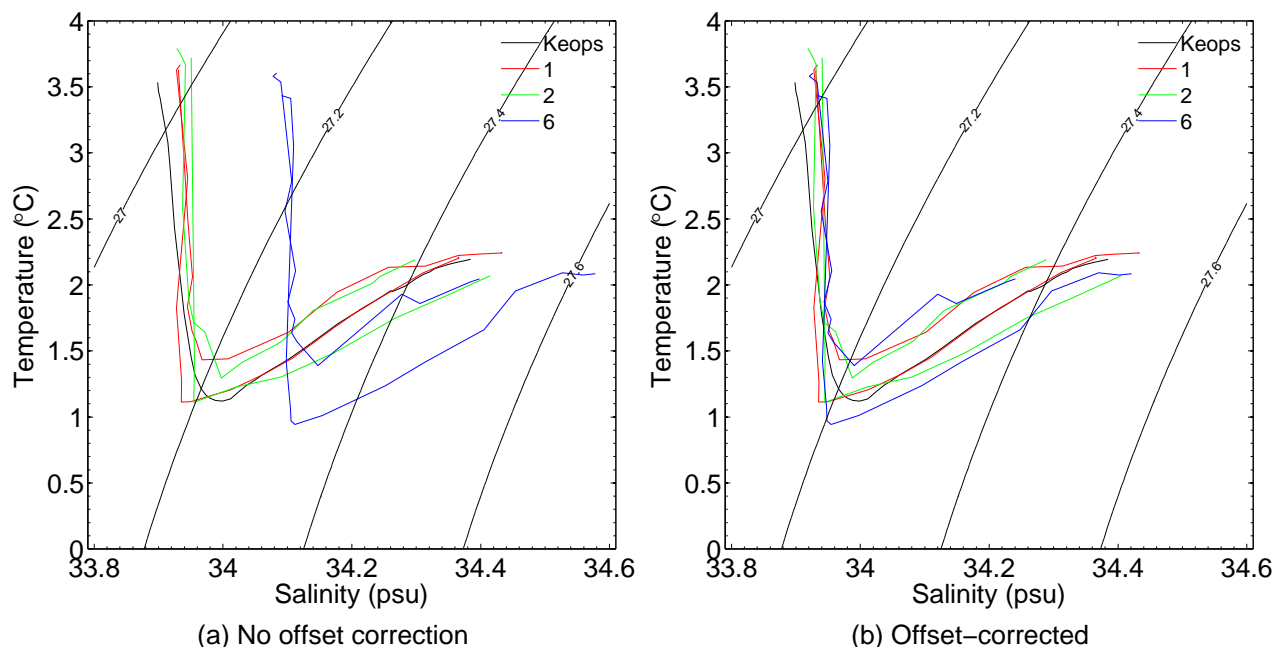


FIGURE 2.12: Superposition of a selection of T/S diagrams taken in the same area (51°S, 75°E) from SRDLs #1 (red), #2 (green) and #6 (blue). An historical profile also taken in the same area has been overlaid (black). The profiles are shown (left panel) before and (right panel) after the external field effect correction.

### 2.3.5 Discussion and conclusions

In this paper, we have presented the calibration of a hydrographic dataset obtained with 10 SRDLs deployed on Kerguelen elephant seals. Two important steps were shown to be necessary to achieve the best possible accuracy. First, at-sea experiments were performed prior to the deployment on seals. These experiments consisted in performing several casts with SRDLs attached to the same frame than a CTD of reference, thus enabling direct comparisons of hydrographic data logged by SRDLs with a reference. Biases could then be estimated from the difference between SRDL and reference sensor data. These tests were shown to be very instructive, as they provided important indications on the overall quality of SRDL sensors. In particular, a satisfactory level of repeatability of order 0.01°C and 0.01 psu could be demonstrated for each SRDLs. They also revealed the existence of two main sources of systematic biases, related to pressure effects and external field effects.

Pressure-induced biases were detected for both temperature and conductivity sensors, varying linearly with depth. They could be efficiently estimated and subsequently removed from seal data. The external field effect on the contrary could not be corrected based on these at-sea experiments, as the magnitude of this effect depends on the disposition of objects around the sensor, which has been modified between the at-sea experiment and the deployment on seals. Fortunately, this effect can be modelled as a unique offset in salinity constant throu-

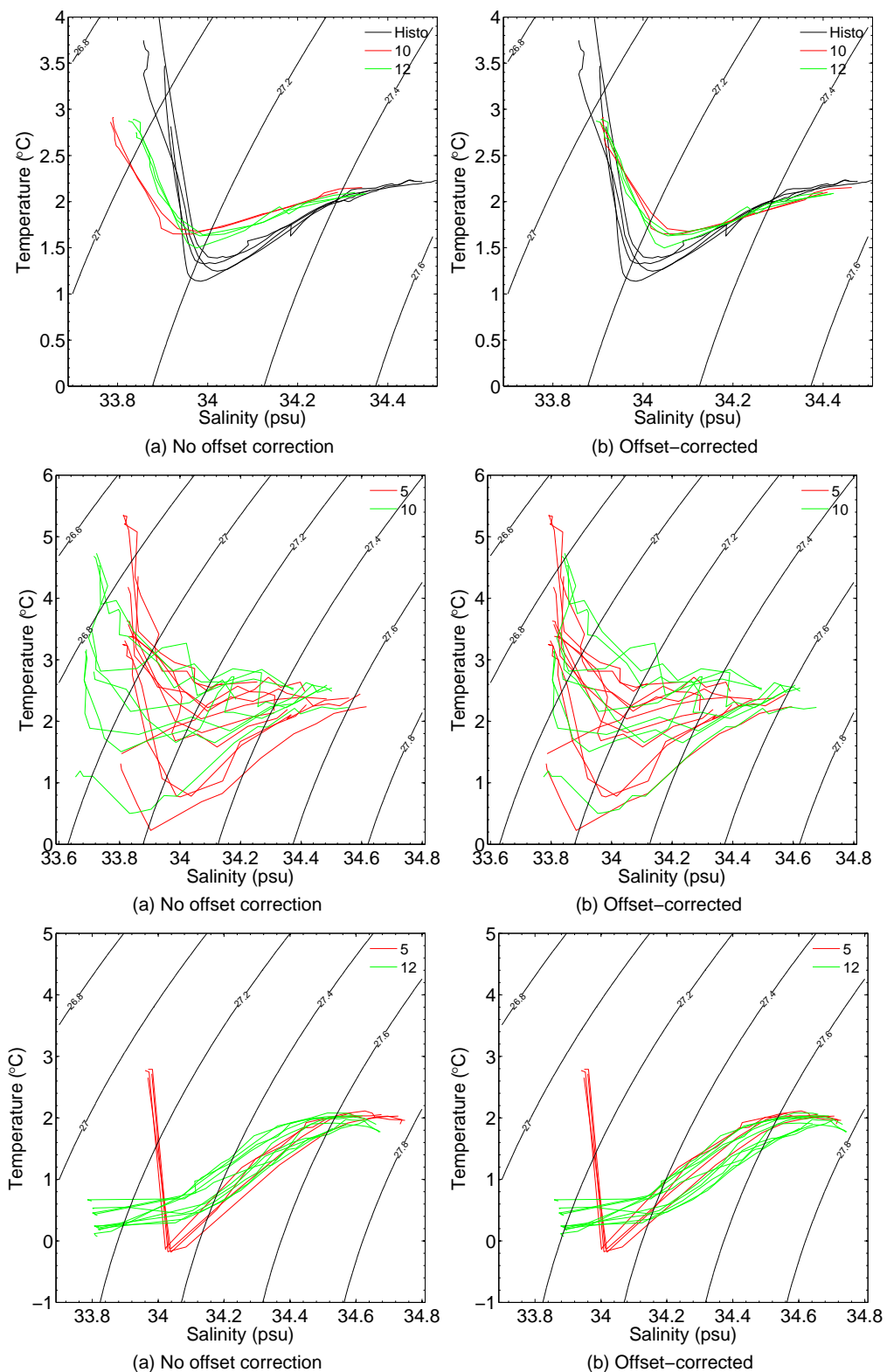


FIGURE 2.13: Same as for Fig. 2.12, but for three selection of profiles from SRDLs #5, 10 and 12.



ghout the time at sea. A delayed-mode calibration procedure is thus necessary, which consists in estimating and removing this salinity offset for each SRDL after the pressure effect has been removed.

For this purpose, a cross-comparison method has been developed, based on a least-square minimization of salinity differences between profiles. The cross-comparison method is able to provide an optimal estimate of the difference between the offset of two SRDLs when a sufficient number of close profiles are available. The proximity between two SRDL datasets, or equivalently their level of intertwining, can be objectively estimated from this method once the covariance between observations is modelled. In our particular case of the 10 SRDLs deployed at Kerguelen Islands, it was found that the use of the cross-comparison method on surface salinities over the low variability Northern Kerguelen Plateau (depth  $< 1000\text{ m}$ ) was able to provide constraints on salinity offsets for 8 out of 10 SRDLs. These constraints could then be combined with other constraints obtained through more subjective visual comparisons of SRDL and historical T/S curves.

One difficult aspect of the calibration of seal data comes precisely from the fact that we have no control on the seal trajectory during his foraging trip. For some particular SRDLs, we obtain large number of valuable comparisons, both with historical data and with other SRDLs, enabling a precise estimation of the salinity offset. But in other cases, the salinity offset estimation is more difficult to assess. To cope with this heterogeneity in the different SRDL datasets, we must be aware of the hydrographic characteristics of areas crossed by seals, defining the areas and water masses that can be used efficiently for validation purposes. Rather than enter a long and fastidious description of the local hydrography which is clearly out of the scope of this paper, we chose to illustrate the different strategy of validation and their results through the example of selected SRDLs. The choice of profiles to compare in between is not obvious, as the closest profiles geographically speaking are not necessarily the most comparable, as fronts and eddies move, displacing with themselves water masses.

Finally, a calibrated seal dataset was produced with a temperature accuracy of order  $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$  and a salinity accuracy of order  $0.03$ . These accuracies are thought to be higher in regions of low variability where comparisons were more accurate. Also, data in weakly stratified regions should be of slightly better accuracy as time-lag effects should be minimum there.

The cross-comparison method has been used here to treat a somewhat atypical problem, namely the estimation of a salinity offset for SRDL data. Yet, this method could be used in a much general context of calibration and validation of hydrographic databases, owing to its weighted least-square nature. What we called here a float could be generalized to any set of observations having the same bias, in salinity or conductivity, varying or not in time. This very general definition fits for example to the more conventional Argo floats and the bias models developed in Wong et al. [2003] and Boehme and Send [2005]. In this new cross-comparison

framework, the reference float would be the historical profiles, while the other floats would be the Argo profiling floats we want to calibrate. As a future work, it would thus be interesting trying to apply the cross-calibration method to the Argo dataset, using the same covariance parameterization than currently used in Global Data Assembly Centres.

Unfortunately, in the case of seal data calibration, it was found that the cross-comparison method wasn't able to provide a reliable estimate of the salinity offset for every SRDLs at the targeted level of accuracy of 0.01, but only for a few of them. Therefore, in the most general case, the most reliable method remains a time-consuming visual comparison of T/S diagrams wherever it is possible, allowing for an accuracy of the salinity offset estimation between 0.01 and 0.03.

By presenting methods and results related to calibration and validation of SRDLs, this study aimed at providing a guideline for future deployments and calibration works. We hope that this work might be profitably used in a close future for a standardization of SRDL hydrography-related procedures.

## **Acknowledgements**

This project was supported by CNES, IPEV, CORIOLIS and SHOM. We are grateful for the opportunity to use the R/V Tethys for the at-sea experiments. I would like to thank warmly Nicolas Brunel from IBISC, Evry for his great help in developing the cross-comparison method. The present study is a French contribution to the “Southern Elephant Seals as Oceanographic Samplers” project operating since 2004.

## 2.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté le projet consistant à équiper des éléphants de mer avec des balises SRDL (Satellite Relayed Data Logger) capables de mesurer des profils de température et de salinité. Depuis 2004, une dizaine de balises sont déployées en moyenne chaque année sur des éléphants de mer des îles Kerguelen. Au cours de leur voyage alimentaire, les éléphants de mer équipés parcourent de longs trajets et plongent à grandes profondeurs, parfois à plus de 1000 m de profondeur, ce qui nous permet d'échantillonner de larges zones de l'océan austral pour lesquelles nous manquons cruellement de données par ailleurs.

Les méthodes utilisées pour étalonner les capteurs des balises SRDL, et pour calibrer et valider le jeu de données ainsi obtenu ont été présentées, au travers de l'exemple de 10 balises déployées en 2007. Des tests en mer pendant lesquels les balises ont été attachées à une CTD de référence, puis plongées à plusieurs reprises (7 profils à 400 m), ont permis de montrer que les données hydrographiques des balises possédait une très bonne reproductibilité ( $<0.01$  °C,  $<0.01$  pss-78). Par contre, des biais en température et en conductivité ont aussi été détectés. Nous avons alors présenté une procédure de calibration pour corriger ces biais, principalement dûs à des effets de pression d'une part, et à la sensibilité du capteur de conductivité à son environnement proche.

Après correction, on estime que le jeu de données validées possède une précision de l'ordre de 0.02 °C et 0.03 pss-77. Cette précision est meilleure pour certaines balises, en fonction de la quantité de profils qui peuvent être utilisés comme référence, ce qui dépend de la zone explorée par l'éléphant de mer, et de la durée d'émission des balises.

Actuellement, des balises sont déployées chaque année sur une dizaine d'éléphants de mer océanographes des îles Kerguelen. Une nouvelle technologie a été incluse sur les balises : un capteur de fluorescence, qui permet de déterminer des profils verticaux de concentration en chlorophylle. Ces profils pourront servir à mieux estimer la quantité et la distribution spatiale du phytoplancton, un paramètre essentiel dans l'étude de l'écosystème antarctique mais aussi pour mieux connaître le rôle de l'océan austral comme puit/source du CO<sub>2</sub> atmosphérique. Cette nouvelle technologie est très prometteuse, et a déjà fourni de bons résultats en terme de qualité des mesures.

Maintenant qu'un jeu de données validées a été produit, il est possible de commencer son analyse scientifique. En particulier, il va pouvoir servir à décrire la circulation des masses d'eau échantillonnées. Dans le chapitre suivant, nous utiliserons le jeu de données obtenu en 2004 par des éléphants de mer équipés sur les îles Kerguelen pour décrire la circulation au-dessus du plateau de Kerguelen. Ce jeu de donnée sera ensuite combiné avec un grand nombre d'autres observations afin de produire une image synthétique de la circulation océanique autour du plateau de Kerguelen.





# Chapitre 3

## Description de la circulation autour du plateau de Kerguelen

### 3.1 Introduction

Nous allons maintenant nous attacher à décrire la circulation moyenne de l’océan autour du plateau de Kerguelen à partir des observations disponibles. Pendant longtemps, le manque de données a empêché une description précise de la circulation dans cette région. En particulier, très peu de données étaient disponibles au-dessus du plateau de Kerguelen. En 2004, le premier déploiement de balises sur 10 éléphants de mer de Kerguelen a été un grand succès. Non seulement toutes les balises ont bien fonctionné, tant en terme de longévité que de qualité des données transmises, mais en plus 8 éléphants de mer sur 10 ont décidé de mettre le cap au sud vers le continent Antarctique tout de suite après leur départ des îles Kerguelen. La distribution des sections ainsi obtenues, bien que purement fortuite, aurait difficilement pu être mieux choisie pour étudier la circulation océanique au travers du plateau de Kerguelen. A partir de ce jeu de donnée exceptionnel, le courant du Fawn Trough a pu être décrit en détail pour la première fois. En combinant cette analyse avec celle de plusieurs autres jeux de données, il a alors été possible de construire un nouveau schéma de circulation décrivant la structure frontale du CCA au travers du plateau de Kerguelen, mais aussi en amont dans le Bassin d’Enderby. Ce travail a donné lieu à une publication [Roquet et al., 2009] qui sera présentée dans le chapitre 3.2.

Dans le chapitre 3.3, nous décrivons la circulation océanique en aval du plateau de Kerguelen, dans le Bassin Australo-Antarctique. Après avoir brièvement rappelé la structure du gyre Australo-Antarctique à partir de l’étude de McCartney and Donohue [2007], nous présenterons les principaux résultats de deux campagnes de mesures réalisées récemment sur le plateau de Kerguelen. La campagne KEOPS (KErguelen Ocean and Plateau compared Study ; resp. : S. Blain) réalisée en 2005 avait pour but d’étudier les processus de fertilisation naturelle à l’oeuvre au dessus du plateau nord de Kerguelen, afin d’y expliquer la présence d’un important bloom

de chlorophylle tous les printemps. Cette campagne a permis de démontrer que le fer, élément limitant dans le processus de développement du phytoplancton dans l'océan austral, remonte du fond jusqu'à la surface de l'océan grâce au mélange induit par les ondes internes au-dessus du plateau [Blain et al., 2007, Park et al., 2008a]. Pendant cette campagne, trois radiales CTD-O<sub>2</sub> ont été réalisées au-dessus et à l'est du plateau nord de Kerguelen. L'analyse de ces radiales ainsi que d'un certain nombre d'autres jeux de données a permis de construire un nouveau schéma de circulation au-dessus et autour du plateau nord de Kerguelen. Ce travail d'analyse, auquel j'ai participé sous la direction de Y.-H. Park, est présenté dans une publication de la revue *Deep-Sea Research II* (Park et al., 2008c, Annexe II) qui sera résumé dans le chapitre 3.3.2.

La seconde campagne présentée correspond au premier leg de la mission TRACK (TRAnsport ACross the Kerguelen plateau ; resp. : Y.-H. Park) réalisé en février-mars 2009. TRACK est la première campagne océanographique effectuée dans le Fawn Trough. TRACK se propose 1) de quantifier le transport du CCA traversant le passage du Fawn Trough, 2) de déterminer l'échange des masses d'eau circumpolaires entre les bassins de part et d'autre du plateau, 3) de tester la faisabilité d'un suivi de la variabilité du transport à l'aide de l'altimétrie satellitale et 4) d'identifier le changement climatique dans les masses d'eau profondes antarctique sur le flanc est du plateau de Kerguelen. Pour réaliser ces objectifs, trois lignes de mouillages courantométriques ont été déployées au coeur du courant du Fawn Trough au cours du premier leg et pour une durée d'un an. Ces mouillages devraient être récupérés lors du deuxième leg qui aura lieu en janvier 2010. Parallèlement, une campagne intensive de mesures CTD-O<sub>2</sub> a été effectuée pendant le premier leg, consistant en 60 stations disposées le long de 6 radiales. Ces radiales ont permis de couper 4 fois le courant du Fawn Trough, et 2 fois le courant de bord ouest profond à l'est du plateau de Kerguelen. Les premiers résultats de cette campagne, incluant une mesure direct du transport des deux courants à partir des données ADCP, ont récemment été publiés dans les *Geophysical Research Letters* (Park et al., 2009, Annexe III). Ces résultats seront résumés dans le chapitre 3.3.3, présentés avec quelques compléments d'informations non publiés pour l'instant.

## 3.2 Article : Le Fawn Trough, un goulet d'étranglement au milieu du plateau de Kerguelen

### Résumé

Du fait de sa grande extension méridienne et de sa faible profondeur, le plateau de Kerguelen constitue une barrière majeure à l'écoulement du CCA dans le secteur Indien de l'océan austral. Tandis que la majeure partie du CCA est déviée au nord des îles Kerguelen dans le passage Kerguelen-Amsterdam, le reste ( $\sim 50$  Sv) doit passer au sud de ces îles, le plus probablement par le Fawn Trough ou le Princess Elizabeth Trough. Pourtant, le manque de données hydrographiques dans cette zone lointaine et peu fréquentée a fortement limité notre connaissance de la circulation régionale.

Depuis 2004, une nouvelle approche utilisant des éléphants de mer des îles Kerguelen comme profileurs autonomes océanographiques a fourni de nouvelles informations sur l'hydrologie du plateau de Kerguelen. Dans ce papier, nous analyserons 8 sections qui couvrent la totalité de la zone antarctique, entre le Front Polaire et l'Antarctique, avec une résolution spatiale le long des trajets de 25 km environ. Leur analyse nous révèle des détails originaux du courant intense de direction nord-est situé dans le Fawn Trough (profondeur du seuil : 2650 m ; 56°S, 78°E), et de sa formation plus en amont.

Ce courant, appelé le courant du Fawn Trough, transporte de l'eau antarctique froide du Bassin d'Enderby trouvée principalement au sud d'Elan Bank, entre la limite des glaces (58°S) et la divergence antarctique (64°S), vers le Bassin Australo-Antarctique. Notre analyse démontre aussi que le courant de bord profond, qui transporte l'eau antarctique le long du flanc est du plateau sud de Kerguelen, entre en collision avec le courant du Fawn Trough en aval du col du Fawn Trough. En résumé, le Fawn Trough se comporte comme un vrai goulet d'étranglement, canalisant la quasi-totalité de l'eau circumpolaire antarctique trouvé au sud du front polaire. Grâce à la très haute résolution spatiale des sections d'éléphants de mer, une branche secondaire centrée sur l'isotherme 1°C du minimum de température de surface (Eau d'Hiver) a d'autre part été mise en évidence, longeant le flanc nord d'Elan Bank, puis la côte sud des îles Heard.

Dans un second temps, nous avons analysé plusieurs autres jeux de données, in situ et satellitaires, afin de déterminer l'origine des masses d'eau formant le courant du Fawn Trough. Cette analyse révèle une circulation complexe dans le Bassin d'Enderby, en amont du Fawn Trough, avec la présence de plusieurs branches fortement contrôlées par les différents accidents topographiques : Dorsale Sud-Ouest Indienne, Conrad Rise, Elan Bank et bien sûr, le plateau de Kerguelen.





Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Marine Systems

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jmarsys](http://www.elsevier.com/locate/jmarsys)

## Observations of the Fawn Trough Current over the Kerguelen Plateau from instrumented elephant seals

Fabien Roquet <sup>a,\*</sup>, Young-Hyang Park <sup>a</sup>, Christophe Guinet <sup>b</sup>, Frédéric Bailleul <sup>b</sup>, Jean-Benoît Charrassin <sup>a</sup>

<sup>a</sup> USM 402/LOCEAN, Département Milieux et Peuplements Aquatiques, Muséum National d'Histoire Naturelle, 43 rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 5, France

<sup>b</sup> Centre d'Etudes Biologiques de Chizé, Centre National de la Recherche Scientifique, 79360 Villiers en Bois, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 29 September 2006

Received in revised form 29 May 2008

Accepted 14 November 2008

Available online xxxx

#### Keywords:

Fawn Trough Current

Kerguelen Plateau [46–62°S, 65–85°E]

Ocean circulation

Oceanic fronts

Southern Ocean

Bio-logging

Elephant seals

### ABSTRACT

Due to its great meridional extent and relatively shallow depths, the Kerguelen Plateau constitutes a major barrier to the eastward flowing Antarctic Circumpolar Current in the Indian sector of the Southern Ocean. While most of the Antarctic Circumpolar Current transport is deflected north of the Kerguelen Islands, the remainder ( $\sim 50$  Sv,  $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) must pass south of the islands, most probably through the Fawn and Princess Elizabeth Troughs. However, the paucity of finely resolved quasi-synoptic hydrographic data in this remote and infrequently sampled area has limited the progress in our knowledge of the regional circulation. Since 2004, a new approach using elephant seals from the Kerguelen Islands as autonomous oceanographic profilers has provided new information on the hydrography over the Kerguelen Plateau, covering the entire Antarctic Zone between the Polar Front and Antarctica, with a mean along-track resolution of about 25 km. These finely resolved bio-logged data revealed details of a strong northeastward current found across the Fawn Trough (sill depth: 2600 m; 56°S, 78°E). This so-called Fawn Trough Current transports cold Antarctic waters found mostly south of the Elan Bank, between the Ice Limit (58°S) and the Antarctic Divergence (64°S) in the eastern Enderby Basin, toward the Australian–Antarctic Basin. Our analysis also demonstrates that the Deep Western Boundary Current, which carries cold Antarctic water along the eastern flank of the southern Kerguelen Plateau collides with Fawn Trough Current at the outlet of the Fawn Trough sill. In other words, the Fawn Trough constitutes a veritable bottleneck, channelling the quasi-totality of the Antarctic Circumpolar flow found south of the Polar Front. Thanks to the unprecedented fine resolution of seal-borne data, a branch of flow centered at the Winter Water isotherm of 1 °C is also revealed along the northern escarpment of the Elan Bank, and then along the southern edge of Heard Island. Further analysis of different supplementary data reveals a complex circulation pattern in the entire Enderby Basin, with several distinctive branches of flow being strongly controlled by prominent topographic features such as the Southwest Indian Ridge, Conrad Rise, Elan Bank, and Kerguelen Plateau. This newly emerged frontal structure refines considerably previous large-scale circulation schematics of the area.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

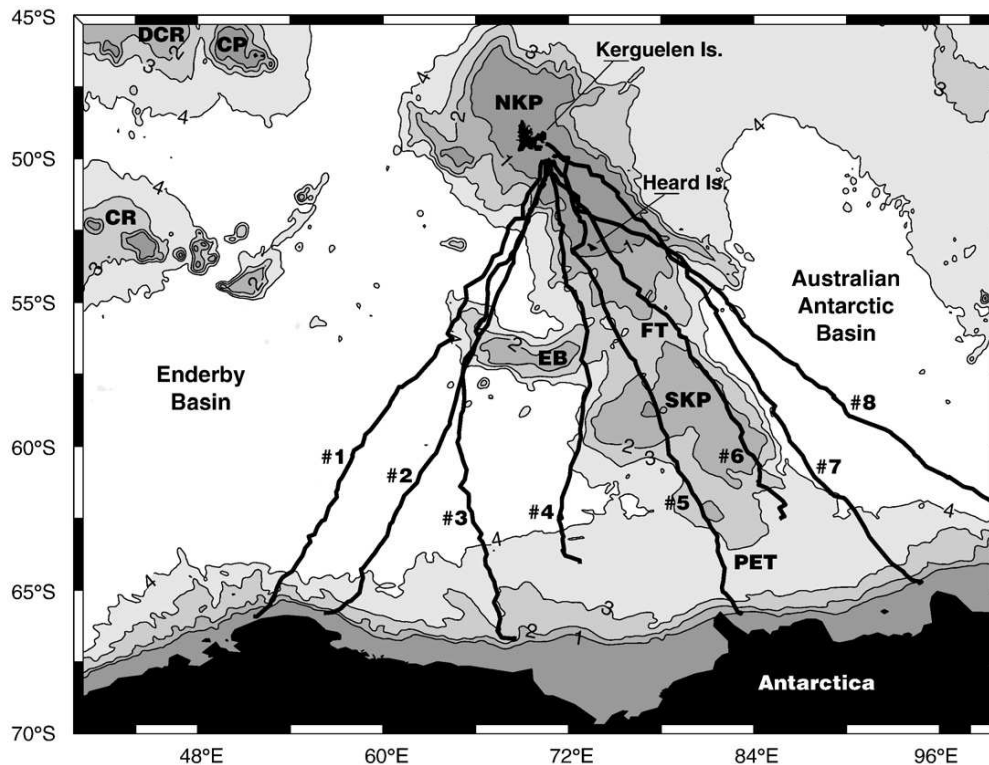
### 1. Introduction

The strong effect of bottom topography on the circulation is a conspicuous feature of the Southern Ocean dynamics, which is related to the weak stratification of this high-latitude ocean (e.g. Olbers et al., 2004). Located in the Indian sector of the Southern Ocean, the Kerguelen Plateau is a shallow submarine plateau of great meridional extent ( $\sim 16^\circ$  between 46°S and 62°S) surrounded by deep basins (Fig. 1). This plateau forms a natural barrier to the Antarctic Circumpolar Current (ACC), forcing the core of the ACC to pass along its northern escarpment (e.g. Park et al., 1993). Two deep passages allow a substantial inter-basin exchange of Antarctic water masses in between the ACC core and Antarctica, namely the Fawn and Princess Elizabeth troughs. The Fawn Trough (sill depth: 2600 m;

56°S, 78°E) splits the plateau into two parts, hereafter designated as the northern Kerguelen Plateau (46°S–56°S), and the southern Kerguelen Plateau (57°S–62°S). The 2000 m isobath helps to distinguish the two parts (Fig. 1). The Princess Elizabeth Trough (sill depth: 3600 m; 64°S, 84°E) stands between the Kerguelen Plateau and Antarctica. We note that the northern Kerguelen Plateau, which includes the Kerguelen Islands (49°S, 70°E) and the Heard Islands (53°S, 74°E), is much shallower than the southern Kerguelen Plateau.

The presence of the Kerguelen Plateau in the Southern Ocean raises two major dynamic issues. The first one concerns the associated frontal structure, i.e., how the ACC negotiates the prominent bottom topography of the plateau. The existence of intense deep-reaching thermohaline fronts structuring the ACC has long been recognized. Climatological studies have demonstrated the circumpolar nature of the major ACC-related fronts, namely the Subantarctic Front, Polar Front, and Southern ACC Front (Orsi et al., 1995). These fronts interact strongly with the Kerguelen Plateau, which constrains their pathways,

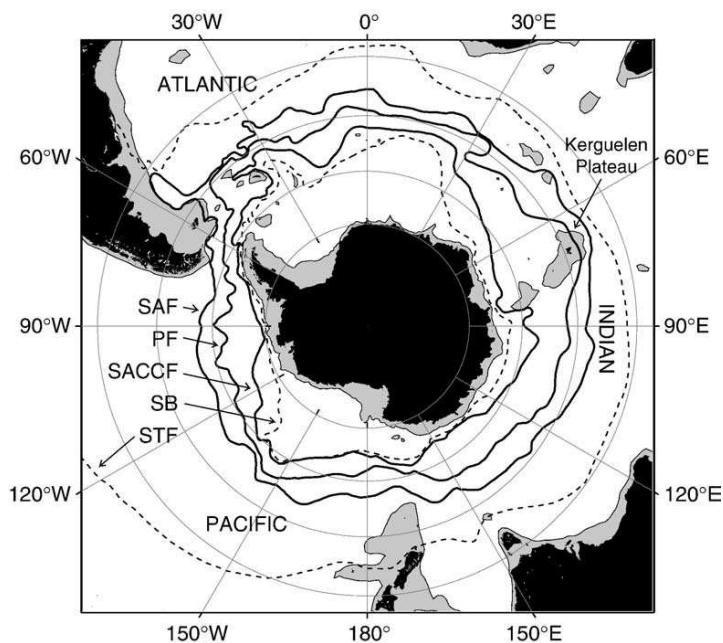
\* Corresponding author. Tel.: +33 1 40 79 31 61; fax: +33 1 40 79 57 56.  
E-mail address: [roquet@mnhn.fr](mailto:roquet@mnhn.fr) (F. Roquet).



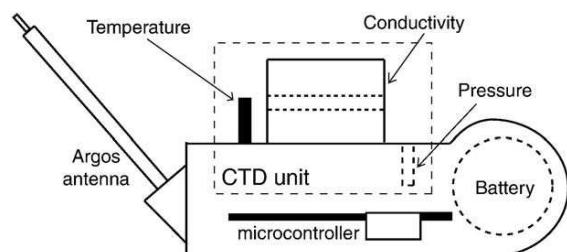
**Fig. 1.** Trajectories of the 8 instrumented elephant seals from Kerguelen Islands in March 2004 (bold lines). The shaded bathymetry is shown at 1, 2, 3 and 4 km contours. Major topographic features are indicated: the Del Cano Rise (DCR), Crozet Plateau (CP), Conrad Rise (CR), Elan Bank (EB), northern Kerguelen Plateau (NKP), southern Kerguelen Plateau (SKP), Fawn Trough (FT), and Princess Elizabeth Trough (PET).

transport, and hydrographic characteristics (Park et al., 1991, 1993; Orsi et al., 1995; Belkin and Gordon, 1996; Sparrow et al., 1996; Park et al., 1998a). Moreover, the meridional extent of the Antarctic Zone between the Polar Front and the Southern Boundary of the ACC (Orsi et al., 1995) is largest in this sector of the Southern Ocean (>15° in

latitude compared to several degrees in other sectors), covering the entire Kerguelen Plateau (Fig. 2). As these circumpolar fronts are generally thought to constitute the major streams of the ACC, this figure could give a misleading impression that no significant amount of ACC flow crosses the Kerguelen Plateau, which is in contradiction



**Fig. 2.** Circumpolar distribution of the Subtropical Front (STF), Subantarctic Front (SAF), Polar Front (PF), Southern ACC Front (SACCF), and Southern Boundary of the ACC (SB) adapted from Orsi et al. (1995).



**Fig. 3.** Schematic of a Satellite Relayed Data Logger. The miniaturized CTD unit samples the water column during the ascent phase of the instrumented elephant seal. Data are then transmitted via the satellite transmission system Argos.

with several previous works (Park et al., 1991; Park and Gambéroni, 1995; Sparrow et al., 1996; Park et al., 1998a; Sultan et al., 2007; Park et al., 2008a) showing evidence of a strong flow through the Fawn Trough.

The second issue concerns the role of the Kerguelen Plateau in the meridional circulation. Indeed, as a prominent topographic barrier to the ACC, the Kerguelen Plateau supports the formation of concentrated meridional flows such as the Deep Western Boundary Current (DWBC) evidenced along the eastern escarpment of the southern Kerguelen Plateau (Speer and Forbes, 1994; Donohue et al., 1999; McCartney and Donohue, 2007; Aoki et al., 2008). These authors showed that this DWBC carries equatorward the Antarctic Bottom Water coming from the Antarctic coast of the Australian–Antarctic Basin. A similar DWBC, although likely weaker, has recently been identified along the eastern escarpment of the northern Kerguelen Plateau, carrying northward cold Antarctic waters of Enderby Basin origin (Charrassin et al., 2004; Park et al., 2008a).

A great effort for systematically collecting high-quality hydrographic data in the Southern Ocean has been made in recent decades, especially as part of the World Ocean Circulation Experiment during the 1990s. However, the Southern Ocean is still the least exploited of the world's oceans, due mainly to the paucity of quasi-synoptic finely-resolved oceanographic data. The recent launching of Argo floats has considerably increased the information available in the world's oceans (Gould et al., 2004), but still, new sources of *in-situ* data are most valuable, particularly in the southern part of the Southern Ocean where seasonal sea ice, remoteness, and zonally-oriented strong currents diminish the sampling efficiency of Argo floats.

The recent development of miniaturized oceanographic instruments to equip diving predators has allowed the recording of their 3D foraging movements while continuously sampling their habitat. Such a simultaneous monitoring of both behavioural and *in situ* environmental parameters allows a better understanding of how seabirds and marine mammals utilize the marine environment, and to determine the importance of physical ocean parameters for their foraging success (see Bost et al., 2008–this issue, for a complete review). Apart from the biological information, this approach has the potential to provide

valuable hydrographic data for physical oceanography *per se*. Recent studies on whales (Lydersen et al., 2002), seals (Boehlert et al., 2001; Hooker and Boyd, 2003; Lydersen et al., 2004), and diving seabirds (Daunt et al., 2003; Charrassin et al., 2004; Sokolov et al., 2006) have used animal-borne loggers to bring new oceanographic information at local to regional scales. Such an approach is valuable because data are cost-efficiently obtained in remote areas that are otherwise poorly sampled (Boehlert et al., 2001; Charrassin et al., 2004; Fedak, 2004).

SEaOS (Southern Elephant Seals as Oceanographic Samplers) (Guinet, 2004; Biuw et al., 2007) is an international program involving four countries (the UK at South Georgia, Australia at Macquarie Islands, USA in Antarctic Peninsula, and France at Kerguelen Islands). Within this framework, new satellite-relayed miniaturized conductivity–temperature–depth (CTD) units have been deployed to study the foraging ecology of elephant seals (*Mirounga leonina*) according to oceanographic parameters (Bailleul et al., 2007a,b). In the present study, eight elephant seals (Fig. 1) were instrumented in the Austral summer of 2004 at the Kerguelen Islands and we use this dataset to describe the hydrography and circulation over the Kerguelen Plateau. Particular attention was paid to the Fawn Trough area and associated frontal structure and currents, because this area is most efficiently covered by animal-borne CTD sections with a nominal along-section resolution of 25 km. These finely resolved data cut near perpendicularly across different fronts associated with concentrated flow, enabling the better definition of the circulation of the area.

## 2. Data

### 2.1. Elephant seal dataset

Since 2004, a number of southern elephant seals have been equipped with a Satellite Relayed Data Logger (SRDL, Fig. 3) which integrates a miniaturized CTD unit manufactured by Valeport Ltd, UK. The CTD unit is composed of a platinum temperature sensor (time lag: 0.7 s), an inductive conductivity sensor, and a pressure sensor. Assembled by the Sea Mammal Research Unit (SMRU, University of St Andrews, Scotland), SRDLs are capable of collecting, compressing and storing oceanographic and behavioural data before transmitting a data summary via the Argos satellite system in near real-time (Fedak, 2004). Locations are provided by Argos satellite triangulation during transmissions.

In March 2004, 8 instrumented elephant seals moved rapidly toward the Antarctic shelf after leaving the Kerguelen colony at the end of their moulting period. The remarkable fan-shaped distribution of these quasi-simultaneous trajectories (Fig. 1) provided us with a unique opportunity to construct a synoptic view of the March 2004 conditions over the entire Kerguelen Plateau. Relevant statistics on the 8 animal-borne SRDLs are summarized in Table 1. Most elephant seals travelled from the Kerguelen Islands to the Antarctic continent (~2000 km) at a mean speed of 100 km/day, transmitting 3 to 4 profiles/day. SRDL #6 had no salinity data because it was an older

**Table 1**  
Statistics on the 8 elephant seal sections used in the present study.

	Number of temperature profiles	Number of salinity profiles	Starting date	Duration (days)	Maximum depth (m)	Mean depth (m)	Mean number of profiles/100 km	Mean number of profiles/day
#1	82	71	2 Mar	23	880	587	4.0	3.6
#2	64	59	29 Feb	19	840	446	3.3	3.4
#3	79	70	8 Mar	24	910	592	4.3	3.4
#4	67	56	7 Mar	20	1090	618	4.3	3.3
#5	77	70	1 Mar	22	780	491	4.0	3.5
#6	130	0	4 Mar	25	830	541	6.1	5.2
#7	77	68	3 Mar	24	1400	757	3.6	3.3
#8	77	0	28 Feb	22	930	556	3.5	3.5
Mean	82	66	4 Mar	22 ± 2	950 ± 200	574 ± 93	4.1 ± 0.9	3.6 ± 0.6
Sum: 653		Sum: 396						

generation without the conductivity sensor. SRDL #8 had a conductivity sensor failure, so no salinity data are reported here. Seals dived up to 1400 m (SRDL #7) but most frequently to a depth of 500 to 600 m. This dataset provided unprecedented finely-resolved hydrographic sections (every 25 km along the trajectories, on average), enabling us to map the detailed frontal structure and currents in the region, especially those associated with the Fawn Trough.

Due to several important transmission constraints such as the limited time spent at the surface by animals, the allocated Argos bandwidth was not sufficient to transmit the whole logged dataset. Only 3 to 4 compressed profiles could be transmitted daily, although elephant seals perform more than 60 dives/day. A data compression method termed “broken stick” was applied on logged profiles, which consisted of selecting the 12 most important inflection points in the temperature and conductivity profiles. This method effectively ensured the acquisition of 12 data points/temperature profile, while the resolution of salinity profiles was variable (7 to 12 data points/profile). A detailed description of the micro-controller programming, including the compression algorithm, can be found in Lydersen et al. (2002).

To assess the quality of the miniaturized CTD data, calibrations/validations were performed both in the laboratory and at sea, which will be reported elsewhere (Roquet et al., in preparation). Only the at-sea tests are summarized below. Before the deployment on elephant seals in March 2004, SRDLs were attached to a standard pre-calibrated CTD (SBE 911plus) on board the R/V Marion Dufresne, and the ensemble was lowered to a depth of 1500 m at two different sites in the Kerguelen area. Based on these tests, a data correction procedure was established, which consisted of a linear pressure correction and a quadratic temperature correction. This correction was applied afterwards to the transmitted animal-borne pressure and temperature data. After the correction, the final data error was estimated at 2 dbar for pressure and 0.03 °C for temperature. Pressure-dependent offsets were also detected in the conductivity measurements but they could not be directly corrected from at-sea tests because the offset profiles were quite different at the two test sites, in contrast to the very consistent offset profiles for temperature.

To reduce the salinity biases induced by the conductivity offsets, an *a posteriori* correction procedure was applied on salinity data based on comparisons with historical hydrographic data, which is now described. First, the salinity profiles were calculated with corrected pressures, temperatures, and raw conductivities. These salinity profiles along each SRDL section were then compared with the World Ocean Atlas 2005 (WOA05, Antonov et al., 2006) climatology. For this, we interpolated linearly the WOA05 profiles at every data point along each SRDL section. We limited our comparisons to the deep layer where climatological salinities are greater than 34.6 psu (corresponding to the Circumpolar Deep Water layer) because the seasonal and interannual variability of salinity is expected to be weakest there, as compared to the near surface layer. The ensemble mean of salinity differences between the two datasets (SRDL and WOA05) were considered as the systematic bias of SRDL. Finally, the correction of the latter bias was applied to the raw salinity profiles. This correction procedure was repeated separately for each SRDL. The corrected salinities in the above-mentioned deep layer show an ensemble-mean standard deviation of 0.025 psu relative to the climatology, which we attribute primarily to measurement errors. We recognize that our simple method of salinity correction may not be ideal and one might wonder why we do not use the stable potential temperature–salinity (*T*–*S*) relationships of deep waters to compare SRDLs and historical profiles, as for example in Böhme and Send (2005) for Argo float salinities. Unfortunately, this latter method was found to be inadequate in our study area because deep water temperature is almost homogeneous there and the associated *T*–*S* curves are nearly horizontal, rendering the *T*–*S* relationships highly ill-defined.

## 2.2. Other supplementary datasets

We used the Combined Mean Dynamic Topography (CMDT) of Rio and Hernandez (2004) (available at [www.jason.oceanobs.com](http://www.jason.oceanobs.com)) as a reference to describe the circulation in the Enderby Basin and over the Kerguelen Plateau and validate seal-derived results (see Sections 5 and 6). Briefly, this dynamic topography was obtained as follows. A first guess was estimated in combining a geoid model with the altimetric mean sea surface and the Levitus climatology. This first guess was then improved by synthesizing all available in situ data (hydrographic and drifter) using an inverse method. The CMDT has a spatial resolution of 0.5° latitude × 1° longitude, which may be considered as the best currently available solution because of its optimal synthesis of all available information.

In order to characterize different fronts within the whole Enderby Basin, we also used an updated hydrographic database made available by the French oceanographic data centre SISMER/IFREMER (Systèmes d'Informations Scientifiques pour la Mer/Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, Brest, see [www.ifremer.fr/sismer/](http://www.ifremer.fr/sismer/)). This database includes quality-controlled temperature profiles from historical bottles and CTD data, supplemented with recent Argo and expandable bathythermograph (XBT) profiles.

Since mid-2002, the Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E) provides sea surface temperature (SST) data with twice-daily temporal resolution on a 0.25° × 0.25° grid. This satellite sensor has the most valuable ability to provide SST measurements regardless of the cloud cover, which is critical in the Southern Ocean (Dong et al., 2006). Five years (June 2002–June 2007) of weekly SST data from version-4 AMSR-E ocean products (available at <http://www.ssmi.com>) are used in this study.

## 3. Hydrographic background

Before presenting and interpreting our results, we briefly review the present knowledge on fronts and water masses of the study area, namely the Antarctic Zone between the Polar Front and the Southern Boundary of the ACC (hereafter referred to as the Southern Boundary for brevity).

### 3.1. Water masses definitions in the Antarctic Zone

The Antarctic Surface Water in the austral summer is characterized by a subsurface temperature minimum (*T*-min) layer or Winter Water (WW) that is the remnant of the previous winter mixed layer capped by seasonal warming and freshening within the surface mixed layer (SML) (Toole, 1981; Park et al., 1998a,b). Below the WW is the Upper Circumpolar Deep Water (UCDW) characterized best by a deep oxygen minimum and, south of the Polar Front, a concomitant temperature maximum (*T*-max) (Jacobs and Georgi, 1977). Below the UCDW, there exist the Lower Circumpolar Deep Water and Antarctic Bottom Water. These two water masses are not sampled by elephant seals and therefore will not be detailed further.

The most robust method to compute the SML depth in the Southern Ocean is to use a density difference criterion. For example, Park et al. (1998b) defined it as the depth above which the potential density is homogeneous to  $\Delta\sigma_{\theta} = 0.02 \text{ kg m}^{-3}$  relative to 10 m. However, this kind of criterion requires fine resolution vertical sampling and high-quality hydrographic data. As these two requirements are not fulfilled in the case of the elephant seal data, we used instead a temperature difference criterion of  $\Delta\theta = 0.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$  relative to 10 m. Both methods may yield very comparable results in our study area as the stratification of the SML base is dominated by the temperature in summer (e.g. Chaigneau et al., 2004). Hereafter, the SML temperature refers to the depth-mean temperature over the SML.

The WW properties are best defined at the core depth where the *T*-min is observed (Park et al., 1998a). Once formed at the end of the

Austral winter, the WW is continuously altered by vertical mixing processes across the boundaries with the UCDW below and the SML above. Therefore, it is difficult to determine precisely the previous winter mixed layer conditions from summer sections, and the WW depth defined here somewhat underestimates its real depth. As argued by Park et al. (1998a), the previous winter conditions are best conserved at the  $T$ -min core. However, in some cases such as close to the Antarctic Divergence where the WW is shallowest and upwelling is most intense, the WW properties can depart significantly from the previous winter conditions, especially for temperature (Lutjeharms, 1985; Park et al., 1998a). Advection can also significantly distort the WW property distribution (Toole, 1981).

To characterize the UCDW, we used the  $T$ -max layer. Due to the limited depth range of elephant seal profiles, the  $T$ -max layer is found mostly in the southern half of our study area.

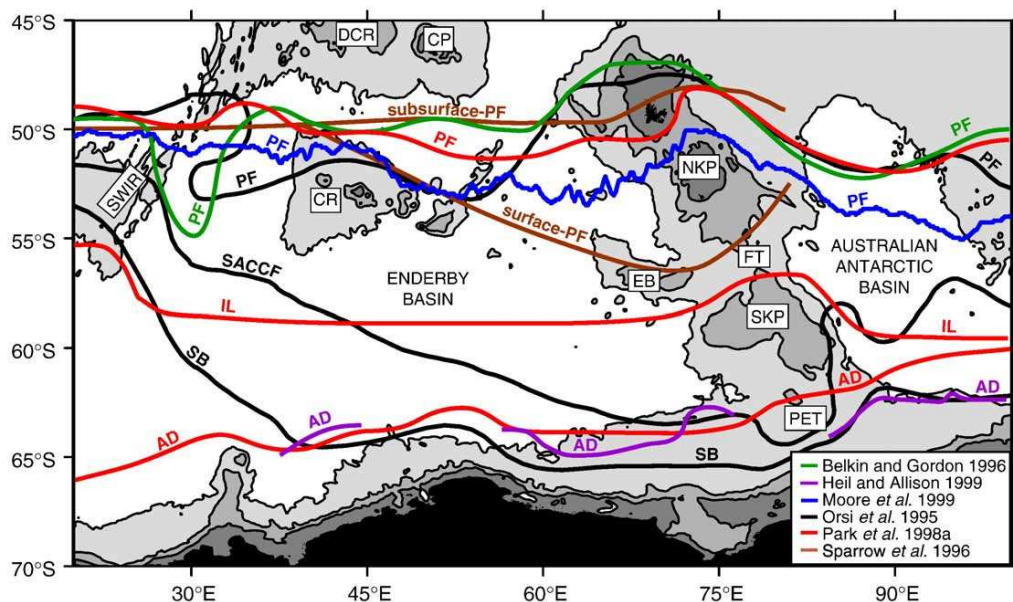
### 3.2. Circumpolar fronts in the Antarctic Zone

Pollard et al. (2002) remarked that the real circumpolar features in the ACC are not the frontal jets associated with large transports, but rather the latitudinal changes in structure induced by the changing contributions of temperature and salinity to the stratification. In particular, the Antarctic Zone is characterized by a salinity control of stratification permitting the existence of the deep  $T$ -max in UCDW found between the Polar Front and the Southern Boundary. We want to make clear that Antarctic fronts, which are basically defined as sharp horizontal changes in temperature and/or salinity properties, are not necessarily associated with concentrated currents. Indeed, temperature and salinity changes across a front are sometimes compensated in density, without yielding associated strong geostrophic currents. Therefore, although fronts and currents are often observed together, they are not necessarily always so.

The Polar Front is generally characterized by the northernmost position of the subsurface  $T$ -min colder than  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Botnikov, 1963; Park et al., 1991, 1993; Orsi et al., 1995; Belkin and Gordon, 1996; Park and Gambéroni, 1997; Park et al., 1998a, 2001; Pollard and Read, 2001; Pollard et al., 2002). However, there appear important latitudinal

discrepancies among different frontal locations proposed in the literature in our study area, particularly over the Kerguelen Plateau (Fig. 4). Indeed, several authors placed it to the north of the Kerguelen Islands, crossing the shallowest plateau (depth  $<200\text{ m}$ ) (Orsi et al., 1995; Sparrow et al., 1996) or running along the northern flank of the Kerguelen Plateau (Belkin and Gordon, 1996). In Park et al. (1998a), the Polar Front passes immediately south of the islands and bends northward to their east, hugging the inner part of the continental slope between the 200 m and 500 m isobaths. The southernmost location is proposed by Moore et al. (1999) who used maxima in satellite SST gradients to localize the Polar Front. The clearest surface manifestation of the Polar Front around the Kerguelen Islands may be the chlorophyll-poor tongue developed consistently in the Austral summer along the inner continental slope just south and east of the islands, cutting the chlorophyll-rich area over the northern Kerguelen Plateau into two parts (Park et al., 2002; Charrassin et al., 2004; Park et al., 2008a), consistent with the Polar Front location proposed by Park et al. (1998a). Recently, Park et al. (2008b) confirmed the existence of a strong northward current along the inner continental slope east of the Kerguelen Islands (depth-mean velocities up to  $25\text{ cm s}^{-1}$ ) from a systematic analysis of fishing gear drifts between setting and recovery positions of demersal longlines deployed in recent years. They also found a weaker current along the northern flank of the Kerguelen Plateau. However, this current appears as a secondary branch and may correspond to the Polar Front of Belkin and Gordon (1996), which they defined as the northernmost position of the subsurface  $T$ -min of  $2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  in the Kerguelen Plateau area (A. V. Romanov, personal communication, 2008). In the following, we will implicitly refer to the main branch characterized by the classical definition of the  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$   $T$ -min when referring to the Polar Front. Further supporting evidence for the Polar Front's location will be provided from the altimetry-derived mean dynamic topography of Rio and Hernandez (2004) as well from a WW temperature climatology and satellite SST data (see Sections 5 and 6).

The Southern Boundary is defined as the southern terminus of UCDW, characterized by a sharp gradient in the  $T$ -max layer around the  $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  isotherm (Orsi et al., 1995; Sokolov and Rintoul, 2002). It is



**Fig. 4.** Location of different fronts in the Enderby Basin as suggested in the literature: Polar Front (PF), Southern ACC Front (SACCF), Ice Limit (IL), Southern Boundary of the ACC (SB), and Antarctic Divergence (AD) (see line colours for associated references). The shaded bathymetry is shown at 500 m, 2000 m and 4000 m contours. Abbreviations of topographic features are the same as in Fig. 1, except for the South West Indian Ridge (SWIR). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

found around 65°S in the eastern Enderby Basin, and shifts north during its crossing of the Princess Elizabeth Trough to reach 62°–63°S in the western Australian–Antarctic Basin (Orsi et al., 1995; Heywood et al., 1999) (Fig. 4). In our study area, it is frequently found close to the Antarctic Divergence (Park et al., 1998a; Heil and Allison, 1999). Heil and Allison (1999) defined the Antarctic Divergence as the transition zone from eastward sea ice drift in the north to westward drift close to Antarctica, while Park et al. (1998a) characterized it by the summit of an asymmetric dome-like structure of property isolines in meridional hydrographic sections. Both definitions are implicitly related to the poleward change in mean surface winds from westerlies to easterlies, which should correspond to a surface divergence of the Ekman transport and thus to a compensating upwelling of deep waters. For this reason, the Antarctic Divergence can also be identified at the shallowest WW location where the upwelling is expected to be strongest. We emphasize that both the Antarctic Divergence and Southern Boundary may not be considered as “genuine” fronts in the sense that they are not necessarily associated with frontal jets, but rather as boundaries separating two distinct current regimes. For example, the Southern Boundary in the western Enderby Basin west of 50°E may correspond to the boundary between the Weddell Gyre and the ACC (Park et al., 2001).

The Southern ACC Front is generally identified by the 1.8 °C isotherm in the *T*-max (Orsi et al., 1995). It is found in close proximity to the Southern Boundary across the Princess Elizabeth Trough (80°–85°E), or the Antarctic Divergence in the eastern Enderby Basin between 65°E and 80°E (Fig. 4). In the western side of the Enderby Basin, the Southern ACC Front reveals a remarkable southward shift on crossing the SouthWest Indian Ridge, and it continues to bend south across the breadth of the basin, albeit more gradually, from 56°S at 30°E just downstream of the ridge to its southernmost position of 64°S at 80°E in the Princess Elizabeth Trough. Then, the front bends steeply to the north along the eastern flank of the southern Kerguelen Plateau, forming the shallow part of the DWBC (Speer and Forbes, 1994; McCartney and Donohue, 2007; Aoki et al., 2008).

### 3.3. Other regional fronts in the Enderby Basin

Using the hydrographic climatology HASO (Olbers et al., 1992) and the FRAM model (Webb et al., 1991), Sparrow et al. (1996) showed the existence of a strong current in the Fawn Trough. They noted that this current was associated with an enhanced lateral gradient of the subsurface *T*-min which developed across the 0 °C isotherm. This was confirmed by Holliday and Read (1998) who analysed three XBT and thermosalinograph sections at the entrance to the Fawn Trough. These latter authors further noted that the current is also associated with the enhanced gradient of surface properties as well as that of the *T*-max across the 2 °C isotherm. Sparrow et al. (1996) proposed that the current crossing the Fawn Trough would be a southern branch of the Polar Front bifurcating from the northern flank of the Conrad Rise (40°E, 50°S), which they called the surface expression of the Polar Front (Fig. 4).

In a contrasting schematic, the northernmost boundary of seasonal sea ice, namely the Antarctic Ice Boundary by Klyausov (1993) or the Ice Limit by Park et al. (1998a), would constitute the main stream passing through the Fawn Trough (Fig. 4). After a sharp southward shift from 55°S to 58°S across the SouthWest Indian Ridge, the Ice Limit runs almost zonally across the breadth of the Enderby Basin, between 58°S and 59°S, until the entrance to the Fawn Trough at 72°E. It then bends northward to cross the Fawn Trough sill before curling back to the south along the western boundary of the Australian–Antarctic Basin. In analysing the upper-layer thermohaline structure in the Antarctic Zone between 20° and 120°E from two summer CTD–O<sub>2</sub> sections at 30°E and 62°E together with historical hydrographic data, Park et al. (1998a) proposed that the Ice Limit should be the most

preferred passage for the advection of meltwater coming from the Weddell Basin, causing a summertime freshening of the surface layer thus inducing a surface salinity minimum south of the Ice Limit. Belkin and colleagues (unpublished document and personal communication cited in Holliday and Read, 1998) remarked from an analysis of historical hydrographic sections that the Ice Limit (quoted by them as the Antarctic Ice Boundary) is generally associated with a sharp meridional step across the 0 °C isotherm of the *T*-min layer. It is also associated with the *T*-max 2 °C isotherm in some areas of the Enderby Basin.

Based on reference work on the regional hydrography, McCartney and Donohue (2007) suggested designating the current in the Fawn Trough area as the Fawn Trough Current, without intending anything more than a regional name. Here we adopt this nomenclature in order to avoid any unnecessary debate with the pre-existing confusing terminology of fronts, and also to emphasize the uniqueness of the local topographically-induced concentration of a great majority of upstream fronts from the Enderby Basin, as will be seen below.

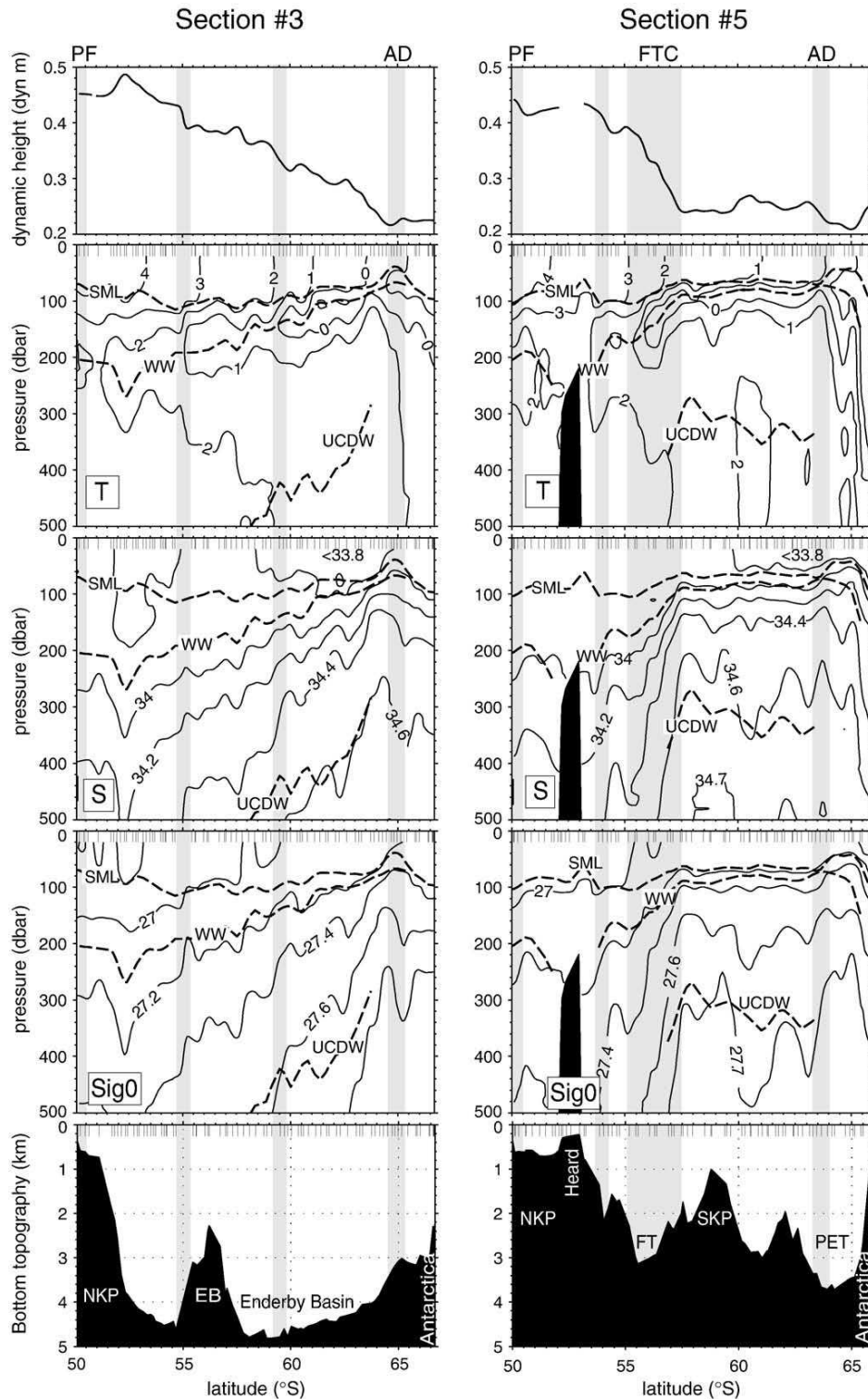
## 4. Analysis of elephant seal data

### 4.1. Vertical structure of the Fawn Trough Current

Fig. 5 presents two selected vertical sections of water properties obtained by seals #3 and #5, with the depth of each layer (SML, WW, UCDW) being superimposed. Also shown in the top panels are the surface dynamic heights relative to 500 m. A spatial Gaussian smoothing (0.3° latitude window) was applied to temperature and salinity measurements prior to the calculation of the dynamic heights. These two sections were chosen to illustrate the typical hydrographic situation in the upstream area from the Kerguelen Plateau (sections #1 to #4), compared to that crossing directly the Fawn Trough (sections #5 to #8) where the current–topography interaction is expected to be strongest (see Fig. 1). In both sections, WW properties of the northernmost profiles coincide with the Polar Front definition (*T*-min 2 °C at 200 m), while close to Antarctica, the Antarctic Divergence is found between 63°S and 65°S. There appears a great difference in property distributions along the two sections, which is most visible in the meridional distribution of dynamic heights, with a gradual southward decrease in section #3 compared to an abrupt drop across the Fawn Trough in section #5. The latter feature may illustrate a concentrated strong flow associated with the Fawn Trough Current.

Such an E–W contrast is also clear in other parameters. In the western section (#3), the deepest WW (270 m) is found over the western flank of the northern Kerguelen Plateau at 52°S. Further south, it shoals progressively until the Antarctic Divergence where a minimum of 70 m is observed. In contrast to the gradual southward shoaling of the WW in the western section, the WW depth in the eastern section (#5) shows a steep jump by 100 m across the Fawn Trough. Also, in section #3 the *T*-max core characterizing the UCDW shoals progressively from 500 m at 58°S to a minimum of 300 m at the Antarctic Divergence (64°S), following closely the isohaline 34.6 psu. In section #5 the shallowest *T*-max is not found at the Antarctic Divergence, but is displaced far northward by 6° to the northern flank of the southern Kerguelen Plateau at 58°S. North of this latitude, the *T*-max layer deepens steeply, as can be seen by the pronounced slope of isohalines and isopycnals. All this information may imply that a broad and relatively weak eastward flow in the eastern Enderby Basin becomes the narrow and swift Fawn Trough Current during its passage through the Fawn Trough.

Several characteristic properties along the 8 SRDL sections are presented in Fig. 6 (see Fig. 1 for seal trajectories), which are from top to bottom the SML and WW depths, the SML and WW temperatures, the temperatures at the *T*-max (only detected in the middle to southern part of profiles due to limited depths of the



**Fig. 5.** Vertical property sections for seals #3 (left) and #5 (right). Depths of the three layers discussed in the text are superimposed on each section: surface mixed layer (SML), Winter Water (WW), and Upper Circumpolar Deep Water (UCDW). Vertical short lines on top of each section indicate the position of the SRDL profiles. Hatched vertical bars show the location of the Polar Front (PF), Antarctic Divergence (AD), and Fawn Trough Current (FTC) as well as two fronts associated with a sharp latitudinal gradient of WW isotherms discussed in Fig. 6.

sections), and finally the surface dynamic heights relative to 500 m, when available. Although it begins to be apparent eastward from section #5, the Fawn Trough Current is most strongly concentrated

in section #6, as can be seen from large meridional temperature gradients (variations of 1.5 °C in SML, 2 °C in T-min, and 0.6 °C in the T-max) and a steep jump of the WW depth by as much as 150 m

across the 100 km wide front. The current remains very concentrated in sections #7 and #8. In these three easternmost sections, the Fawn Trough Current core is centered on the 2000 m isobath of the northern Kerguelen Plateau, showing a sharp topographically-steered northeastward deflection.

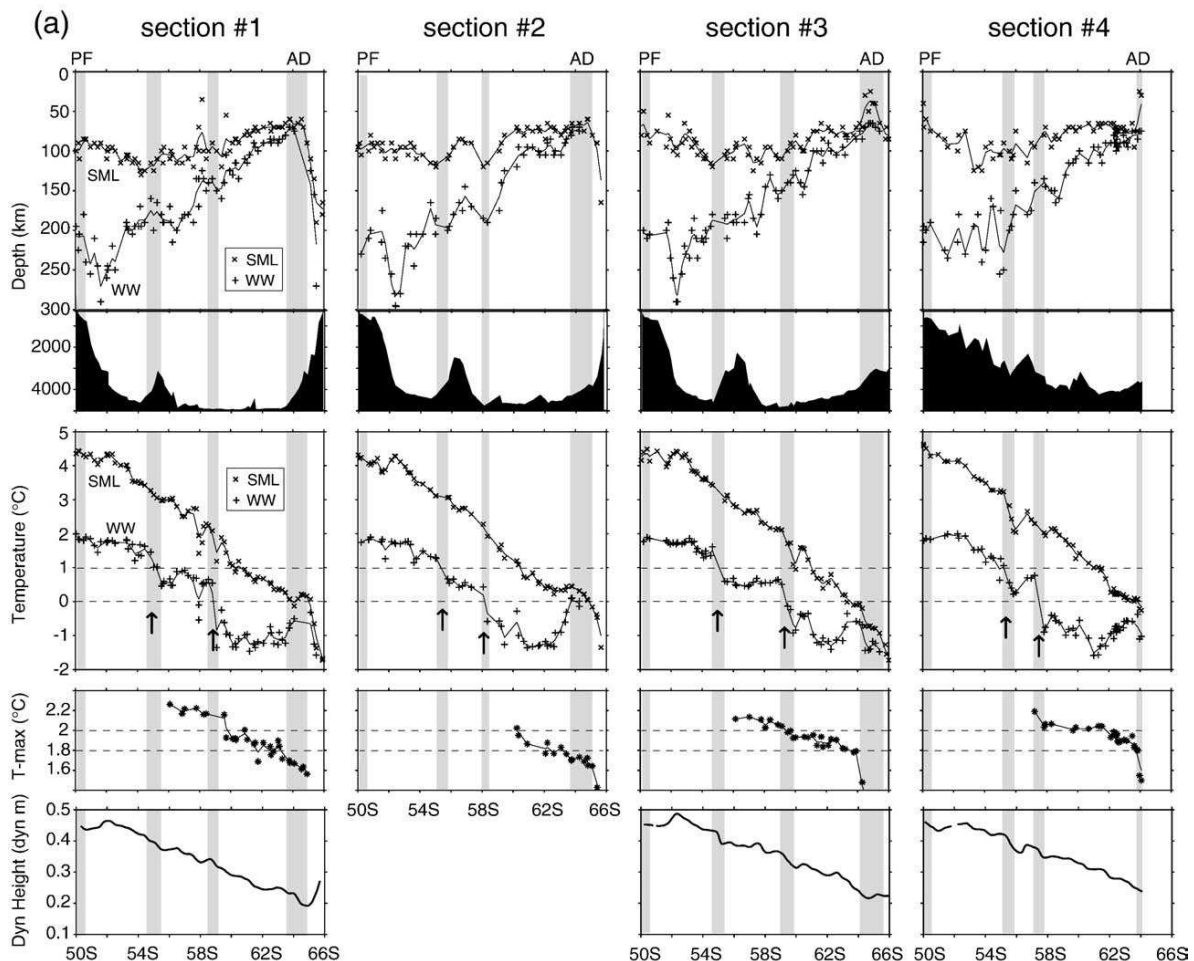
As stated above, the meridional change in properties and surface dynamic heights is much more gradual in the eastern Enderby Basin (sections #1 to #4) than across the Fawn Trough (sections #5 to #8), indicating a somewhat spatially homogeneous eastward drift in the former area. However, a careful examination of Fig. 6 reveals abrupt changes across the 0 °C and 1 °C isotherms in the WW temperature. Interestingly, these abrupt changes are often associated with locally enhanced meridional gradients of dynamic height (especially in sections #3 to #5, but less so in section #1), indicating local concentrations of geostrophic flow. The WW 0 °C isotherm is found between 58°S and 60°S in the three westernmost sections following roughly the Ice Limit before extending northeastward along the Fawn Trough Current, as clearly seen in sections #5 to #8. The WW 1 °C isotherm is found close to 55°S in the four western sections along the northern flank of the Elan Bank. Further east, the flow associated with this isotherm can be detected in section #5 just south of Heard Island, albeit less clearly compared to the upstream case, implying a gradual eastward weakening of the flow over the plateau. Also, we note that there is a general agreement in latitudinal position between the WW

0 °C and  $T$ -max 2 °C isotherms, in particular in sections east of #3. This is in line with previous work of Belkin and colleagues (unpublished document) and Holliday and Read (1998).

#### 4.2. Horizontal property distributions

Horizontal distributions of depth and temperature of both the SML and WW are shown in Fig. 7, providing a quasi-synoptic view for the period of March 2004. These were mapped with an objective analysis using an exponential covariance function, with a decorrelation length scale of 150 km.

The most conspicuous feature common to all these property distributions is a sharp northward bend of property isolines when they approach the Kerguelen Plateau, showing a strong convergence into the Fawn Trough. This is most clear with the WW isobaths of 100 m to 180 m (Fig. 7b), which show a convergence by a factor of four between the upstream area west of 70°E and the Fawn Trough sill at 78°E. Remarkably, most property isolines crossing the Fawn Trough originate from the south of the Elan Bank (57°S), advecting high-latitude cold waters toward the Australian–Antarctic Basin at much lower latitudes. For example, in the area west of 70°E, the WW colder than 0 °C is found solely south of 58°S, but at 80°E it is observed as far north as 54°S, creating a zonal temperature difference of more than 1 °C between the southwestern and southeastern flanks of the



**Fig. 6.** a: Along-track distribution of SML (x), WW (+) and UCDW (\*) properties for sections #1 to #4. A smoothed version (gaussian smoothing with a 0.2° latitude window) of these properties is also shown by a solid line for clarity. Hatched vertical bars indicate the location of different fronts mentioned in Fig. 5, with small vertical arrows emphasizing the fronts associated with a sharp latitudinal change in WW temperature across the 1 °C and 0 °C isotherms. Surface dynamic heights relative to 500 m are shown when available. Abbreviations of fronts are same as in Fig. 5. b: Same as Fig. 6a, but for sections #5 to #8.



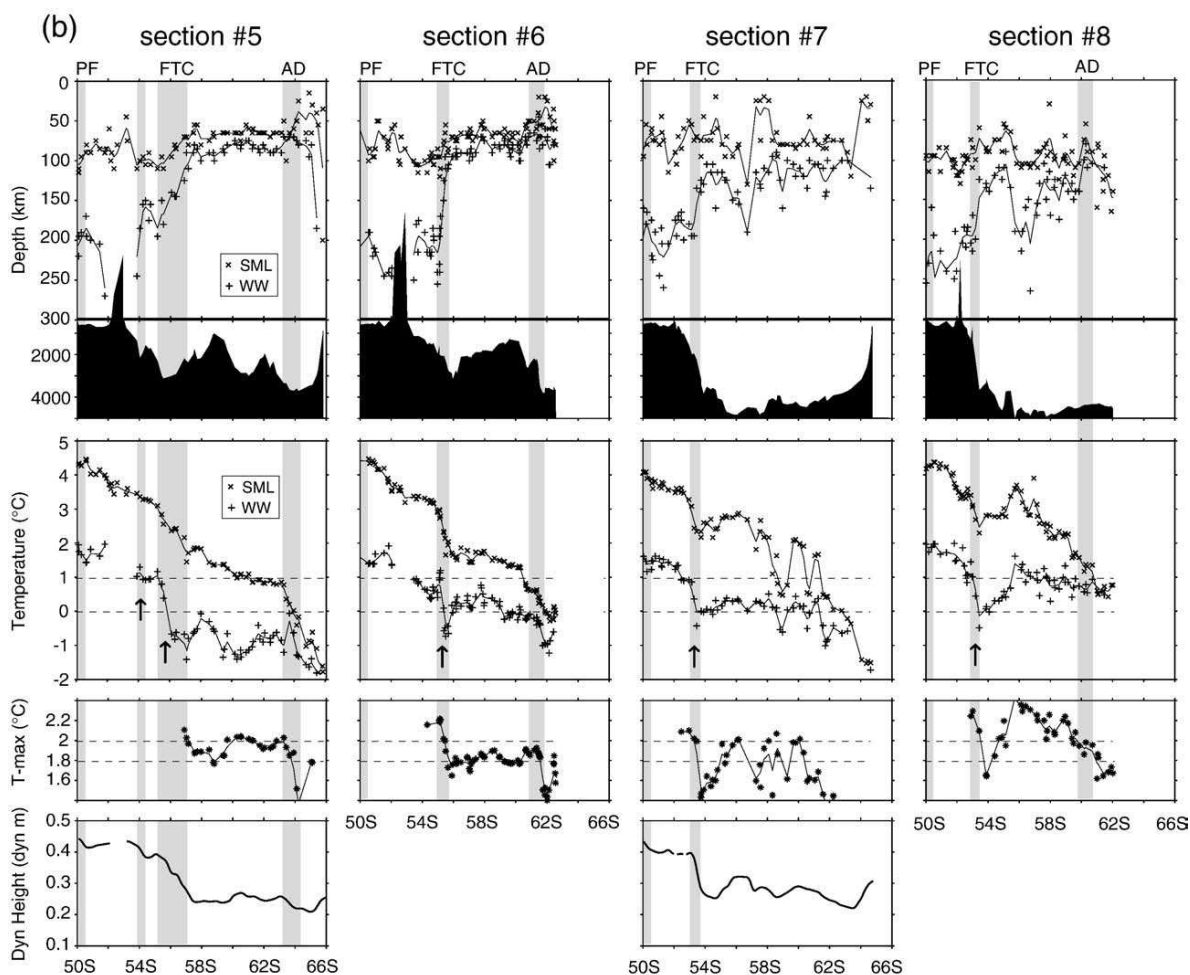


Fig. 6 (continued).

northern Kerguelen Plateau (Fig. 7d). A similar northward bend and a gradual concentration of isolines through the Fawn Trough are equally observed within the SML properties. In particular, the SML 2 °C isotherm (Fig. 7c) bends sharply to the north to pass through the Fawn Trough and retroflects south downstream from the Fawn Trough sill, roughly in parallel with the Ice Limit (Fig. 4).

A map of surface dynamic heights relative to 500 m of the area west of 80°E is shown in Fig. 8a. Due to the unavailability of salinity data for SRDLs #6 and #8 (Table 1), the dynamic heights along the eastern flank of the southern Kerguelen Plateau are not well resolved and are therefore not shown for clarity. We emphasize that the currents at 500 m may not be zero, thus this figure illustrates only the relative baroclinic flow pattern and the local degree of concentration of streamlines. Consistent with the already discussed property distributions, all streamlines in the eastern Enderby Basin are sharply deflected north on approaching the Kerguelen Plateau. As soon as they “feel” the bottom topography of the Kerguelen Plateau, the streamlines bend anticyclonically. The southern streamlines (0.26–0.38 dyn m), which are found over a large meridional extent (57°–63°S), bend even more sharply to the north with increasing longitude, all passing through the Fawn Trough with a remarkable concentration. Even the 0.26 dyn m streamline found initially at 63°S and running eastward as far as 80°E does not cross over the southern Kerguelen Plateau, but curls back far to the north to pass through the Fawn Trough sill north of 57°S. We also present in Fig. 8b the temperature distribution at the  $T$ -max core of the UCDW where isotherms may approximate deep

streamlines. It is remarkable that the  $T$ -max isotherms 1.9–2.0 °C follow a similar path as that taken by the surface dynamic heights shown in Fig. 8a, with a strong channelling of these deep isotherms into the Fawn Trough.

West of the Princess Elizabeth Trough (82°E), the Antarctic Divergence appears clearly in WW properties as a band of depth minimum (<80 m, Fig. 7b) within a zonally-elongated area between 63°S and 65°S (see also sections #1 to #5 in Fig. 6), which is in good agreement with its climatological location of Park et al. (1998a) (see Fig. 4). This Antarctic Divergence is also associated with a local temperature maximum (>−1 °C, Fig. 7d), which seems to be related to an enhanced vertical mixing with the warmer UCDW below due to the WW being very thin there. The Southern ACC Front and the Southern Boundary, defined respectively by the  $T$ -max 1.8 °C and 1.5 °C isotherms, are found in the nearly same place as the Antarctic Divergence (see Fig. 6). This proximity among three fronts, which is consistent with previous work shown in Fig. 4, may suggest that the southeastern corner of the Enderby Basin does not constitute a privileged route for the ACC. We will come back to this point later in Section 5. In seal section #6, the Antarctic Divergence is found between 61°S and 62°S, confirming its northward shift on crossing the Princess Elizabeth Trough. In further eastern sections, especially in section #7, the Antarctic Divergence is ill-defined due to multiple maxima and minima in WW depth appearing in these sections (see Fig. 6b). This may be caused by the interference with the meridionally-oriented DWBC that is clearly seen as a narrow band

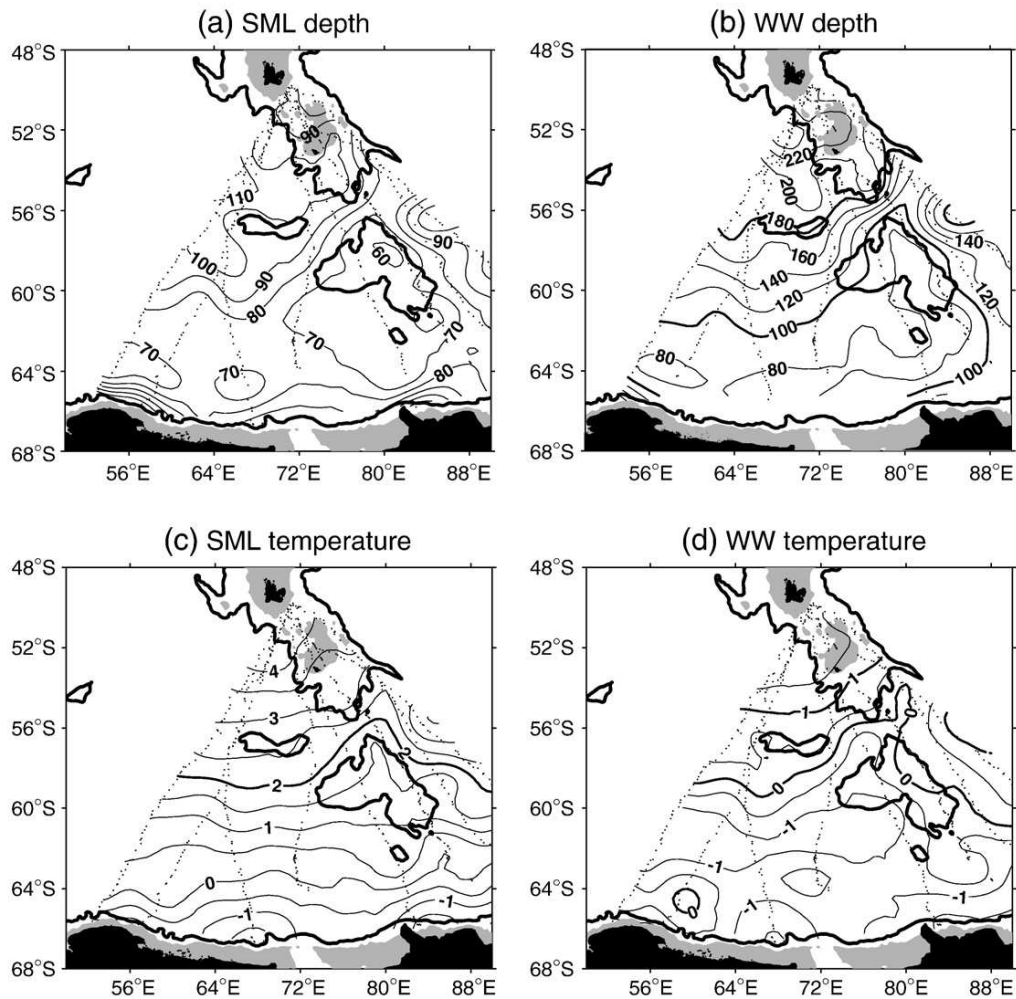


Fig. 7. Horizontal distribution of SML and WW depth (a, b) and temperature (c, d). The 2000 m isobath is superimposed (thick line). Areas shallower than 500 m are shaded grey.

of cold UCDW ( $T\text{-max} < 1.8^\circ\text{C}$ ) extending along the eastern escarpment of the southern Kerguelen Plateau as far north as the Fawn Trough latitude (Fig. 8b). It is to be noted that the  $T\text{-max} < 1.8^\circ\text{C}$  characterizing

the Southern ACC Front collides with the Fawn Trough Current at this outlet, with the presence of the coldest  $T\text{-max}$  as low as  $1.4^\circ\text{C}$  at  $54^\circ\text{S}$  in section #7 (see Fig. 6b).

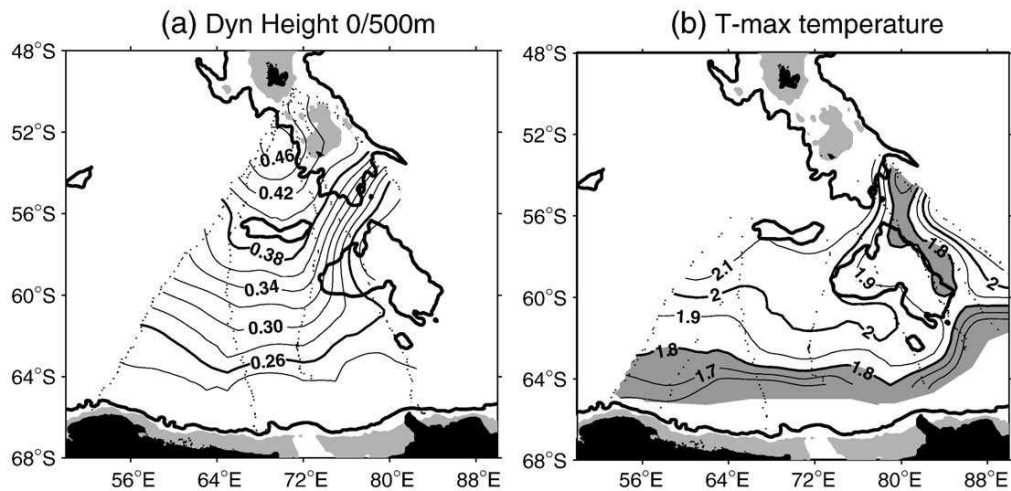
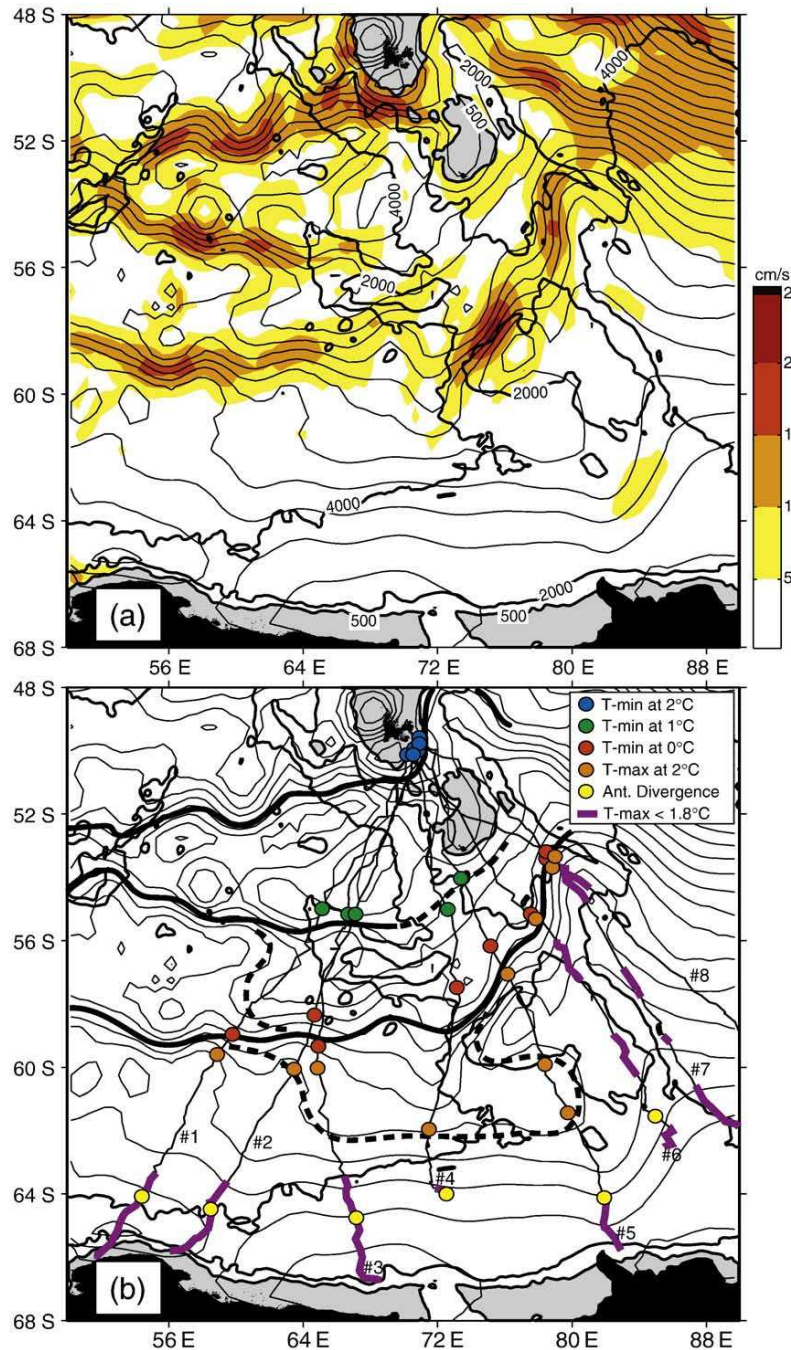


Fig. 8. Horizontal distribution of (a) surface dynamic heights (dyn m) relative to 500 m and (b) temperature at the  $T\text{-max}$  of the Upper Circumpolar Deep Water. The  $T\text{-max}$  colder than  $1.8^\circ\text{C}$  is dark shaded.

### 5. Validation of seal-derived fronts against an altimetry-derived dynamic topography

In order to validate fronts identified from seal sections and to pursue their upstream origin, we first refer to the CMDT of Rio and Hernandez (2004) (Fig. 9a). In this altimetry-derived dynamic topography, three distinct bands of relatively strong currents are found south of 50°S in the eastern Enderby Basin. By comparing with climatological front locations suggested in the literature (Fig. 4), it is not difficult to ascertain that the northern band centered at 50°–52°S and extending down to the immediate south of the Kerguelen Islands

corresponds to the Polar Front of Park et al. (1998a). The middle band running around 54°–55°S is roughly in the same location as the surface expression of the Polar Front described by Sparrow et al. (1996), but with an important exception that it does not penetrate directly into the Fawn Trough. Instead, it becomes much weakened on approaching the plateau and sharply bends north from the north-eastern side of the Elan Bank to pass immediately south of the Heard Islands. The southern band (58°–59°S) follows closely the Ice Limit of Park et al. (1998a) and constitutes a major contribution to the Fawn Trough Current. There is an indication that the middle band is partially connected with the southern band in the area west of the Elan Bank,



**Fig. 9.** (a) Combined Mean Dynamic Topography (CMDT) from Rio and Hernandez (2004) in the elephant seal survey area. Streamlines are every 0.05 dyn m. Associated geostrophic speeds are shown in color. (b) Same as (a) but with the superimposition of frontal positions detected in the 8 elephant seal sections shown in Fig. 6. Central streamlines of the identified fronts are emphasized, with thick black lines standing for concentrated strong flow and dashed lines for weak secondary flow.

thus contributing indirectly to the Fawn Trough Current. Remarkably, all streamlines forming the Fawn Trough Current pass south of the Elan Bank. The latter current is seen without ambiguity as a band of strong currents following the northwestern flank of the southern Kerguelen Plateau before shifting northward in passing the Fawn Trough sill to run along the southeastern flank of the northern Kerguelen Plateau.

In Fig. 9b, we superimposed on the CMDT streamlines the locations of the different frontal features detected along the eight seal sections (Fig. 6), namely the  $T$ -min 2 °C, 1 °C, and 0 °C isotherms, the  $T$ -max 2 °C isotherm, and the Antarctic Divergence. The seal-derived frontal locations are in good agreement with the CMDT. Indeed, the three fronts as determined by the  $T$ -min isotherms criteria in the seal sections are located in close proximity to the three aforementioned bands of concentrated CMDT streamlines, except that the  $T$ -min 0 °C in seal sections #4 and #5 is found about 1° north of the CMDT-derived front at the entrance to the Fawn Trough. Far south of the Elan Bank, the CMDT hints at a weak flow peeling off from the southern band and executing a zonally-elongated anticyclonic loop before its convergence into the Fawn Trough. This feature is in excellent agreement with the seal-derived  $T$ -max 2 °C and streamline patterns (Fig. 8). The Antarctic Divergence determined from the seal sections follows two CMDT streamlines running around 64°S in the southeastern Enderby Basin, and is located in close proximity to the Southern ACC Front (determined by the  $T$ -max 1.8 °C). We believe that this realistic large-scale circulation has been made possible due to the unprecedented fine resolution of the seal data covering quasi-synoptically the vast area surrounding the whole Kerguelen Plateau. Also it is noteworthy that both datasets are very consistent although the CMDT is a climatological average in contrast with the quasi-synoptic seal data, highlighting the strong permanent bathymetric control which may induce a weak seasonal variability of front positions.

In the eastern Enderby Basin, there does not appear any clear evidence of strong currents associated with the Southern ACC Front south of 60°S where CMDT-derived surface velocities are much weaker than  $5 \text{ cm s}^{-1}$ , in line with our general feeling that the ACC branch crossing the Princess Elizabeth Trough is only secondary compared to the Fawn Trough Current. The absence of a concentrated DWBC along the eastern flank of the southern Kerguelen Plateau in

the CMDT may be in contradiction with recent observations (McCartney and Donohue, 2007; Aoki et al., in preparation). It is likely that the zonal resolution of the CMDT (1° in longitude) should be too coarse to resolve this narrow (<50 km) northward boundary current. Moreover, as only a few surface drifter and hydrographic data are available south of 60°S to constrain the altimeter solution, it is not surprising that the CMDT cannot resolve the narrow and elongated DWBC developed along the eastern flank of the plateau. Notwithstanding, our seal data clearly support the existence of this boundary current, revealing a cold variety of UCDW with  $T$ -max < 1.8 °C within several segments along sections #6 and #7 (see also Figs. 6b and 8b).

## 6. Origin of the Fawn Trough Current

### 6.1. Fronts and their pathways in the Enderby Basin from the WW and UCDW climatology

To investigate further the origin of the Fawn Trough Current, we plotted in Fig. 10 several characteristic WW ( $T$ -min) and UCDW ( $T$ -max) isotherms superimposed on CMDT streamlines in the far extended area between 20°E and 100°E, covering the entire Enderby Basin and the western Australian–Antarctic Basin. The spatial distribution of these isotherms was calculated using the SISMER/IFREMER hydrographic database (see Section 2.2).

In the CMDT map, we see the concentrated ACC in the area south of South Africa, between 45°S and 52°S at 20°E, which bends sharply south on crossing the Southwest Indian Ridge between 48°S and 54°S. Downstream from this ridge, the initially concentrated ACC splits into several diverging branches. The northernmost branch north of 50°S advances northeastward hugging the southern flank of the Del Cano Rise before penetrating into the Crozet Basin through a deep passage between the rise and the Crozet Plateau (see Fig. 4 for nomenclature), and then retroflecting east to pass north of the latter plateau. This is precisely the Subantarctic Front most comprehensively described by Pollard and Read (2001). Further east, this front extends to the north of the Kerguelen Plateau, constituting the main component of the ACC core (Park et al., 1993).

All streamlines running through the Enderby Basin south of the Subantarctic Front are initially found in a very limited area over the

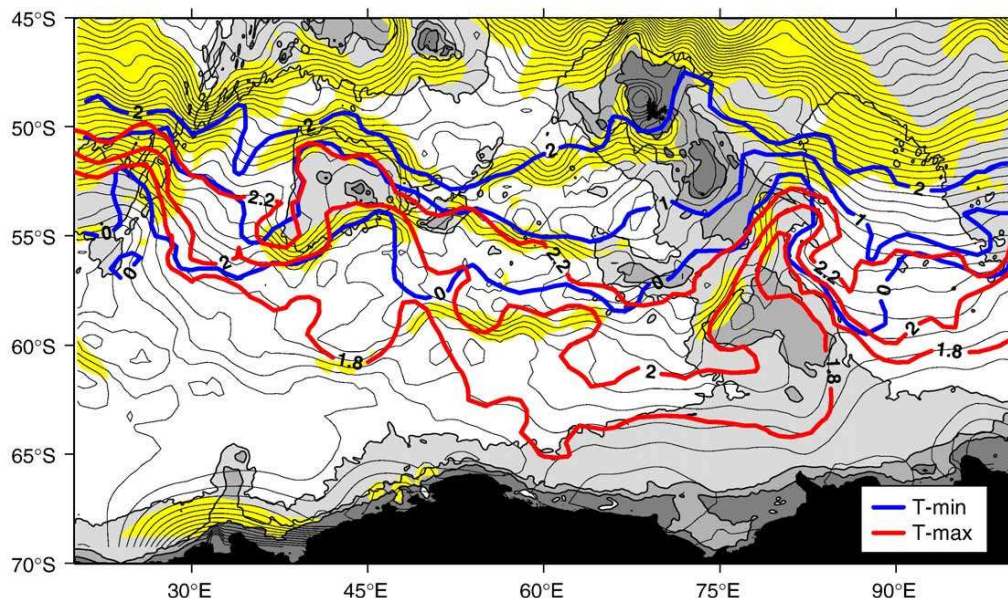


Fig. 10. Climatological positions of several representative isotherms in the  $T$ -min (WW; blue) and  $T$ -max (UCDW; red) layers superimposed on the CMDT field. Areas of geostrophic speeds greater than  $10 \text{ cm s}^{-1}$  are shaded yellow. Bathymetry is same as in Fig. 4. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Southwest Indian Ridge between 50°S and 54°S, before diverging across the full width of the basin on approaching the Kerguelen Plateau. In the southern part of the basin, some streamlines run southeastward from 54°S up to 65°S at 60°E, before retroflecting west close to the Antarctic continent, forming the eastern limb of the Weddell Gyre (Park et al., 2001). Such an uncommon divergence of streamlines in the Enderby Basin is equally well observed with our selected isotherms that are initially confined within a limited latitudinal range of 3° over the Southwest Indian Ridge but dispersed by up to 16° across the Kerguelen Plateau, i.e. a factor of 5 or more in divergence.

Nevertheless, significant currents are confined between 50°S and 60°S, especially along the three bands of relatively strong flow mentioned in Section 5. These bands of current describe a large-scale oscillation on crossing the prominent topographic features such as the Conrad Rise and Kerguelen Plateau, with a general northward (southward) bend upstream (downstream) from a topographic obstacle, consistent with a potential vorticity conservation theory. The near-zonal northern band centered at around 51°S coincides with the  $T$ -min 2 °C isotherm, providing an additional indication that it is precisely the Polar Front. Before reaching the Kerguelen Plateau, the flow has first to negotiate the triangular-shaped Conrad Rise (40°–50°E) whose topographic effect is evident by the presence of an extensive area of sluggish flow over shallow depths, which is surrounded by intense flow concentrations north and south of the rise. To the north of the rise, we can distinguish the  $T$ -min 2 °C isotherm (Polar Front) from two collocated isotherms of  $T$ -min 1 °C and  $T$ -max 2.2 °C found about 100–200 km further south. To the south of the rise, a second band of current hugging the southern flank of the rise is associated with the  $T$ -min 0 °C and  $T$ -max 2 °C isotherms that are in close proximity. The triangular form of the Conrad Rise creates a convergence of currents at the eastern tip of the rise at 48°E.

In the area between the Conrad Rise and the Kerguelen Plateau, the isotherms clearly diverge to form the three distinctive frontal bands discussed in Section 5. When approaching the Elan Bank, the initially collocated  $T$ -min 1 °C and  $T$ -max 2.2 °C isotherms, which have run so far along the middle band, begin to separate in the area west of the bank, with the former passing north of the bank and then over the Kerguelen Plateau just south of the Heard Islands. The latter isotherm bends south, converging into the southern band associated

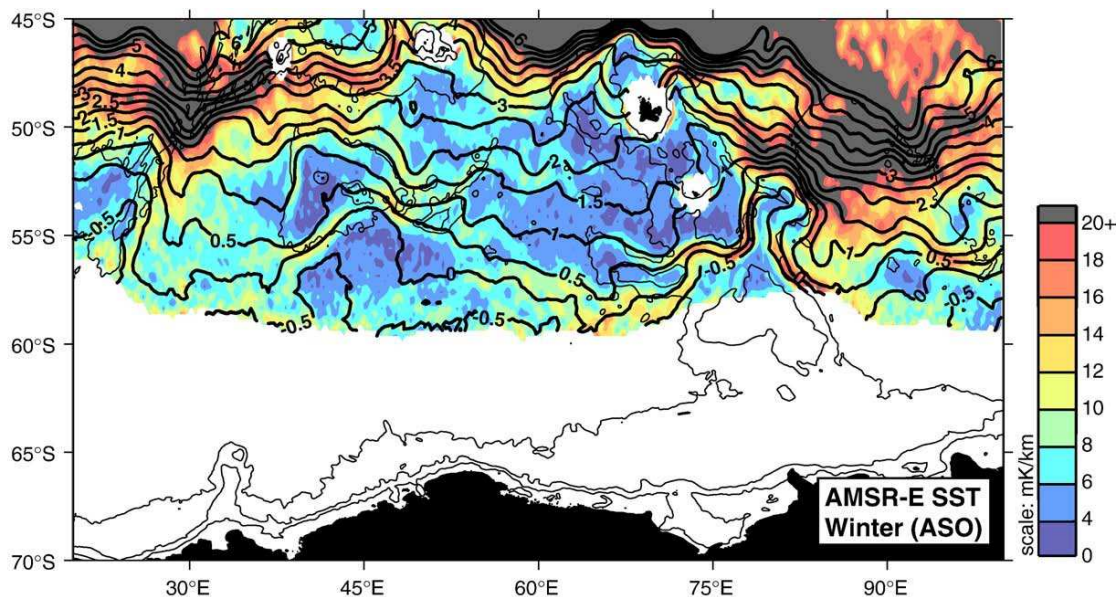
with the  $T$ -min 0 °C isotherm, before entering into the Fawn Trough. At the longitudes of the Elan Bank (65°–75°E), the  $T$ -max 2 °C isotherm curls far southward to make a zonally-elongated anticyclonic loop before channelling into the Fawn Trough. This is consistent with the elephant seal data and CMDT. This complex pattern of convergence/divergence of hydrographic frontal markers is remarkably coherent with the pattern of CMDT streamlines, which show evidence of some exchanges between the main branches as well as the detachment of secondary branches peeling off from the main branches.

It is interesting to note that the hydrographic fronts in the WW layer, as defined by the  $T$ -min isotherms, are comparatively zonal, while those in the UCDW, defined by the  $T$ -max isotherms, shift far southward by several degrees. This veering tendency observed between the two layers is likely to be related to the fact that the surface layer circulation is under direct influence of the coupled atmosphere–ocean–sea ice interactions, while the deep layer circulation is more strongly affected by topographic steering.

The  $T$ -max 1.8 °C isotherm characterizing the Southern ACC Front follows the southernmost route in the eastern Enderby Basin, roughly consistent with the frontal location proposed by Orsi et al. (1995). However, the most notable discrepancy between these two frontal locations may be found along the eastern flank of the southern Kerguelen Plateau where a much larger northward meander extending as far north as the Fawn Trough sill latitude can be seen in our climatology. Although the possibility of such a northerly extended meandering front has already been suggested in the literature (Orsi et al., 1995; Aoki et al., 2008), it is the first time to our knowledge that the convergence of this front with waters forming the Fawn Trough Current has been demonstrated without ambiguity both from our elephant seal data (see Section 4) and climatology.

#### 6.2. Large-scale circulation in the Enderby Basin from satellite SST and float trajectories

In order to investigate further the different pathways of upper and deep layer currents, we examined the frontal structure in both layers using the satellite SST data and available mid-depth float trajectories. We show in Fig. 11 a map of Austral winter (August to October mean) SST gradients (colour) superimposed on the corresponding SST field (lines). Both fields were calculated from weekly maps of AMSR-E



**Fig. 11.** Winter (August to October) mean SST (lines) and its gradients (colour) obtained from the 5 year-long AMSR-E satellite SST data. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

satellite SST observations, by averaging over the whole period of observations (2002–2007) separately for different seasons. We presented only the winter season because it not only reveals the clearest surface frontal structure but also provides useful information on the surface thermal condition during the WW formation period, which can be related to the previously discussed  $T$ -min isotherms (see Figs. 7 and 10). We also note that north of the Ice Limit in the Enderby Basin, the spatial distribution of isotherms is almost identical in winter and summer (not shown), except that in summer SST gradients are somewhat weaker and isotherms are about 2 °C warmer than in winter.

As expected, isotherms are remarkably similar to the CMTD streamlines (Fig. 10), suggesting that they may indicate surface streamlines to a first approximation. SST gradients are relatively low in the Enderby Basin, in great contrast to the northernmost part of the map where the Subantarctic Front runs within the ACC core. Yet, several regions of the basin consistently show relatively high gradients throughout the year, which is clearly related to the topographic steering, namely along the northern and southern flanks of the Conrad Rise, south of the Elan Bank, and across the Fawn Trough along the southern 2000 m isobath of the northern Kerguelen Plateau. In this winter map, the Ice Limit, corresponding to the southernmost position where SST data are available, is clearly seen as a near-zonal band at about 59°S with pronounced SST gradients around the  $-0.5$  °C isotherm, which compares quite well with its climatological location given in Fig. 4. This winter isotherm is well correlated with the southern CMTD band of current seen in Fig. 10, testifying for the origin of this current. There is also a weak banded structure of relatively high SST gradients along the 2 °C isotherm (or Polar Front), except within a limited area immediately southwest of the Kerguelen Islands. The latter feature is probably related to the general low SST gradients in the Antarctic Zone and high temporal variability of the Polar Front location in this area, rendering the straightforward identification of this front from SST gradients difficult (Moore et al., 1999).

As pointed out by Pollard et al. (2002), it is ultimately the complex bathymetry which controls fragmentations and concentrations of current jets in the Southern Ocean. This is well illustrated by different trajectories of four Argo floats that have crossed the whole Enderby Basin before exiting through the Fawn Trough (Fig. 12). These trajectories, which drifted in a depth range of 700–2000 m, can be

used as proxies of deep streamlines carrying the Circumpolar Deep Water originating from the North Atlantic Deep Water (e.g., Park et al., 2001). One float passed north of the Conrad Rise and then north of the Elan Bank before entering into the Fawn Trough. Another float passed also north of the Conrad Rise, but deflected southward along the western flank of the Elan Bank to pass to its south. Two other floats passed south of the Conrad Rise and then south of the Elan Bank, a pathway quite similar to that described by the  $T$ -min 0 °C or to a less extent by the  $T$ -max 2 °C (Fig. 10). We also note that a float launched in the west of the Elan Bank (green track) rounded the bank, first drifting southward and then passing south of the bank before entering into the Fawn Trough. This south Elan Bank route, which matches well the  $T$ -max 2.2 °C isotherm to the east of 60°E (Fig. 10), may represent the most frequent route for deep flows, as four floats out of five followed it before entering the Fawn Trough. In this respect, the north Elan Bank route may only constitute a secondary passage of the deep circulation converging into the Fawn Trough.

Although the float data we used here are certainly limited, their trajectories are remarkably consistent with several frontal isotherms shown in Fig. 10, so we are quite confident of the deep circulation pathways they described. It becomes clear now that the quasi-totality of swift deep-reaching streams forming the Fawn Trough Current originate from the limited frontal zone (50°–53°S) developed over the Southwest Indian Ridge. These streams take more or less undulating courses around a rather straight NW–SE oriented mean line connecting the rise (51°S, 29°E) and the Fawn Trough entrance (57°S, 74°E). This is in contrast with the fronts associated with the surface intensified circulation such as the Polar Front and the middle front north of the Elan Bank, which cross the Kerguelen Plateau through much shallower depths, such as just south of the Kerguelen (650 m) and Heard (1000 m) Islands. In these relatively shallow passages, the crossing of the deep-reaching Circumpolar Deep Water is physically inhibited, so the associated transport is also limited. For instance, Park et al. (1993) attributed a small 5 Sv transport to the Polar Front of the Kerguelen area, compared to more than 30 Sv for the Fawn Trough Current (see below).

## 7. Discussion and conclusions

In this study, we have reported new results on the circulation of the Kerguelen Plateau region obtained by the use of instrumented

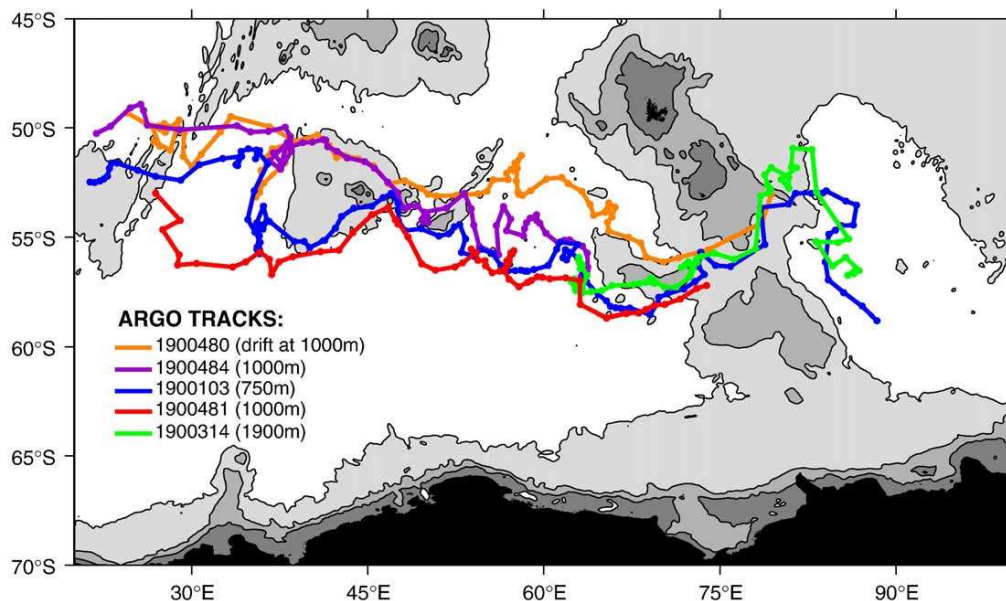


Fig. 12. Trajectories of several Argo floats that drifted across the Enderby Basin toward the Fawn Trough.

elephant seals. In summer 2004, eight Kerguelen elephant seals equipped with miniaturized CTDs headed directly toward Antarctica, resulting in eight finely-resolved cross-current hydrographic sections covering the entire Kerguelen Plateau. The fortuitous fan-shaped distribution of these animal-borne sections allowed us to map several quasi-synoptic surface and subsurface water properties in the vast Antarctic Zone around the Kerguelen Plateau, yielding unprecedented detailed information on the northeastwardly flowing Fawn Trough Current. It was also shown that most of the Antarctic waters flowing within the 57°–63°S latitude range in the eastern Enderby Basin (roughly between the Ice Limit south of the Elan Bank and the Antarctic Divergence) are strongly channelled into the Fawn Trough at 56°S to form a jet-like current before their entering into the Australian–Antarctic Basin.

The channelling of Enderby Basin waters in the Fawn Trough is often clearly seen in summer SeaWiFS images of chlorophyll concentrations as a clear-cut plume of chlorophyll-poor waters (Fig. 13). This remarkable feature, which has been highlighted in the Science Focus section of the NASA website as the “Low Zone” (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov>), is very consistent with our surface geostrophic current field as estimated from the seal data. Also, the two overlaid historical trajectories of Argo floats followed a similar path as the Fawn Trough Current. The presence of the swift Fawn Trough Current likely affects negatively the local primary productivity of the area (Park et al., 2008a).

The existence of a deep-reaching jet-like current channelling most of Antarctic waters coming from the Enderby Basin has important consequences for the dynamics in the western Australian–Antarctic Basin. We have shown that the Fawn Trough Current at its outlet collides with the DWBC flowing northward along the eastern flank of the southern Kerguelen Plateau. Outstanding visual evidence supporting this argument may have been provided by Young (1999) who presented a remarkable track of an iceberg that initially drifted westward along the Antarctic coast of the Australian–Antarctic Basin until the Princess Elizabeth Trough at 78°E where it retroflected eastward and then northward to ride on the DWBC as far north as the Fawn Trough latitude. Such an equatorward evacuation along the western boundary of the basin of coastal icebergs coming from the east is not uncommon, or even frequent (N. W. Young, personal communication). This western boundary current has received much

attention, because it forms the western limb of the deep cyclonic subpolar gyre in the Australian–Antarctic Basin (Park and Gambéroni, 1995; McCartney and Donohue, 2007), carrying equatorward cold Antarctic coastal waters and Antarctic Bottom Water (Speer and Forbes, 1994; Donohue et al., 1999; McCartney and Donohue, 2007; Rintoul, 2007; Aoki et al., 2008). The Fawn Trough Current could strengthen this gyre system. Another converging flow is the one associated with the ACC coming from the north of the Kerguelen Islands. The cold dense water made by mixing the Fawn Trough Current and the DWBC of the subpolar gyre is likely to intrude beneath the lighter waters coming from the north (McCartney and Donohue, 2007). From penguin-borne temperature data, Charrassin et al. (2004) showed the existence of a subsurface cold water tongue flowing northwestward along the eastern flank of the northern Kerguelen Plateau. From a detailed analysis of recent KEOPS hydrographic sections and associated current measurements across the eastern flank of the northern Kerguelen Plateau, Park et al. (2008a) showed that this cold tongue is a northward branch of the Fawn Trough Current. All this information shows that the presence of the Kerguelen Plateau within the ACC path induces an important meridional shift of the regional circulation, leading to substantial inter-basin exchanges and mixing of circumpolar water masses. It also indicates that the Fawn Trough is a strategic site for investigating the topographic steering effect of the Kerguelen Plateau on the circumpolar circulation.

Despite its utmost importance, a precise knowledge of the volume transport through the Fawn Trough is missing. Park et al. (1991) proposed a coarse estimate of 30 Sv from the Antiprod-I cruise data along 66°30'E, while Sparrow et al. (1996) gave a substantially higher estimate of 65 Sv. Recently, McCartney and Donohue (2007) suggested a transport of 38 Sv based on the Antares 2 hydrographic section (Park et al., 1998a), considering the continuity of transport downstream from the Fawn Trough. Using a finite-difference inverse model of the South Indian Ocean, Sultan et al. (2007) found a very similar 35 Sv transport. Interestingly, all ACC transport estimates available across the Princess Elizabeth Trough (Heywood et al., 1999; McCartney and Donohue, 2007; Sultan et al., 2007) consistently show a lower eastward transport (~15 Sv) than in the Fawn Trough, pointing it out as a secondary path for the southern ACC flow. With the aim to better document the Fawn Trough Current, its transport, and its time variability, an extensive CTD survey and 1 year-long currentmeter

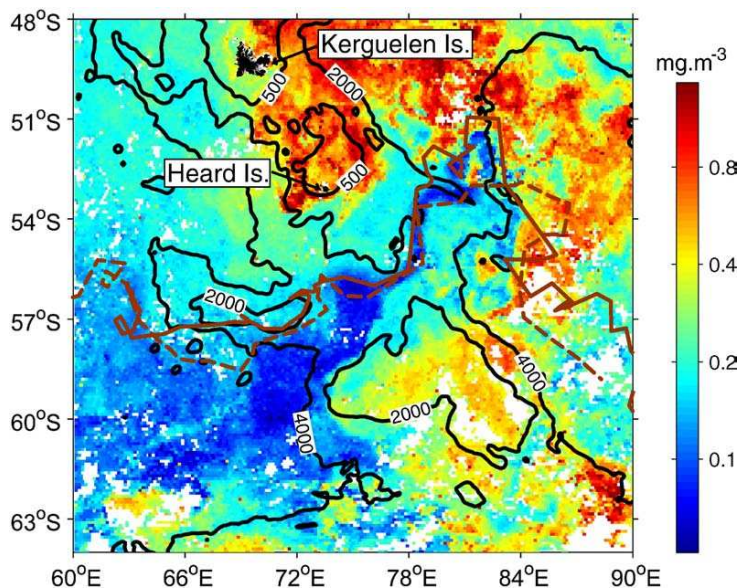
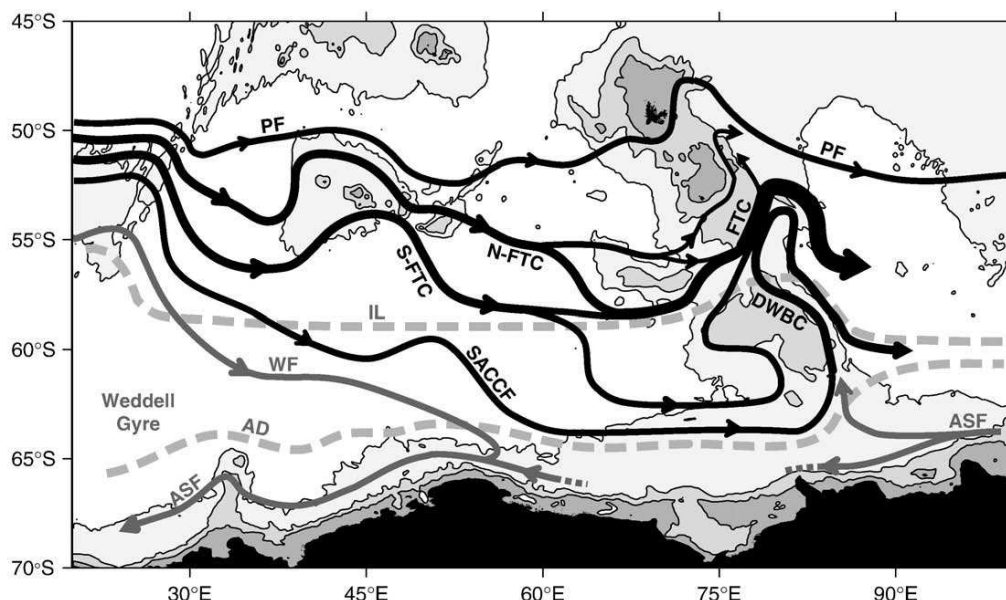


Fig. 13. SeaWiFS-derived monthly mean chlorophyll concentrations ( $\text{mg m}^{-3}$ ) in December 2002. The trajectories of two representative Argo floats (brown solid line: 1900103, brown dashed line: 1900314) passing through the Fawn Trough are superimposed.



**Fig. 14.** Schematic of the large-scale circulation in the Enderby Basin as obtained from the present study. The Fawn Trough Current (FTC) results from the channelling of most of the Antarctic Circumpolar flow crossing the Enderby Basin. We tentatively called the two main branches of flow converging to form the FTC as the northern and southern affluents of the FTC (respectively the N-FTC and S-FTC). The N-FTC (S-FTC) is best characterized by the 2.2 °C (2 °C)  $T$ -max deep isotherm. The Deep Western Boundary Current (DWBC) flowing along the eastern flank of the southern Kerguelen Plateau is also converging with the FTC at the outlet of the Fawn Trough sill. Circulation features deduced from the literature, namely the Weddell Front (WF; Park et al., 2001) and the Antarctic Slope Front (ASF) along the Antarctic coast which bifurcates in the area of the Princess Elizabeth Trough (McCartney and Donohue, 2007), are shown dark grey. The Antarctic Divergence (AD) and the Ice Limit (IL) are also shown (grey dashed lines).

moorings across the Fawn Trough sill during 2009 are being planned in the framework of the International Polar Year (Y.-H. Park, unpublished document, 2007). Our results shall serve as a useful guide for this field experiment.

In addition to an up-to-date description of the frontal structure in the Fawn Trough area, we pursued further analysis in the entire Enderby Basin using different supplementary data in order to track the origin of the Fawn Trough Current. This revealed several distinctive branches of deep-reaching currents strongly controlled by prominent topographic features such as the Southwest Indian Ridge, Conrad Rise, Elan Bank, and Kerguelen Plateau. These deep currents all converge into the Fawn Trough Current, in contrast to surface-intensified fronts that cross the plateau through shallower gaps developed south of the Kerguelen and Heard Islands. This newly emerged frontal structure reconciles and refines considerably previous suggestions in the literature (see Fig. 4), which is summarized in a schematic in Fig. 14.

The present study is the first demonstration that the hydrographic data collected by the Southern Ocean elephant seals can address with success important issues on the regional circulation, despite the still insufficient quality of SRDL data. Significant improvements in sensor accuracies have recently been achieved, which may allow us to address other key climate issues in the future, such as the interannual variability of water properties and transport, or the wintertime water mass formation processes within the pack ice.

#### Acknowledgements

The French component of SEaOS (CG as the PI) was financially supported by the program TOSCA of the CNES (Centre National d'Etudes Spatiales). Financial and logistic support was also provided by IPEV (Institut Polaire Français Paul-Emile Victor) and the Groupe de Mission Mercator Coriolis. All elephant seal data are available on the CORIOLIS database (<http://www.coriolis.eu.org/>). We thank B. Ollivier and N. Metzger for allowing us to perform the at-sea instrument tests onboard the R/V Marion-Dufresne, and M. Le Menn (SHOM) for his assistance in the SRDL calibration. The CMDT of Rio and Hernandez

(2004) was produced by CLS Space Oceanography Division. We are grateful to all colleagues involved in the SEaOS project, particularly M. Fedak, C. McMahon, P. Lovell, M. Biuw, M. Hindell, L. Boehme, C.-A. Bost, and I. Field. We are also grateful to I. Belkin, A. V. Romanov and three anonymous reviewers for their constructive comments that helped to much improve the manuscript.

#### References

- Antonov, J.I., Locarnini, R.A., Boyer, T.P., Mishonov, A.V., Garcia, H.E., 2006. World Ocean Atlas 2005, volume 2: salinity. In: Levitus, S. (Ed.), NOAA Atlas NESDIS, vol. 62. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 182 pp.
- Aoki, S., Fujii, N., Ushio, S., Yoshikawa, Y., Watanabe, S., Mizuta, G., Fukamachi, Y., Wakatsuchi, M., 2008. Deep western boundary current and southern frontal systems of the Antarctic Circumpolar Current southeast of the Kerguelen Plateau. *J. Geophys. Res.* 113, C08038. doi: 10.1029/2007JC004627.
- Bailleul, F., Charrassin, J.-B., Monestiez, P., Roquet, F., Biuw, M., Guinet, C., 2007a. Successful foraging zones of southern elephant seals from Kerguelen Islands in relation to oceanographic conditions. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., B Biol. Sci.* 362, 2169–2181.
- Bailleul, F., Charrassin, J.-B., Ezraty, R., Girard-Ardhuin, F., McMahon, C.R., Field, I.C., Guinet, C., 2007b. Southern elephant seals from Kerguelen Islands confronted by Antarctic Sea Ice. Changes in movements and in diving behaviour. *Deep-Sea Res. II* 54, 343–355.
- Belkin, I.M., Gordon, A.L., 1996. Southern Ocean fronts from the Greenwich Meridian to Tasmania. *J. Geophys. Res.* 101, 3675–3696.
- Biuw, M., et al., 2007. Variations in behaviour and condition of a Southern Ocean top predator in relation to in situ oceanographic conditions. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 104, 13705–13710.
- Boehlert, G.W., Costa, D.P., Crocker, D.E., Green, P., O'Brien, T., Levitus, S., Le Boeuf, B.J., 2001. Autonomous pinniped environmental samplers; using instrumented animals as oceanographic data collectors. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 18, 1882–1893.
- Böhme, L., Send, U., 2005. Objective analyses of hydrographic data for referencing profiling float salinities in highly variable environments. *Deep-Sea Res. II* 52, 651–664.
- Bost, C.-A., Cotté, C., Bailleul, F., Cherel, Y., Charrassin, J.B., Guinet, C., Weimerskirch, H., 2008. Importance of Southern fronts for seabirds and sea mammals. *J. Mar. Syst.*, this issue.
- Botnikov, V.N., 1963. Geographical position of the Antarctic convergence zone in the Southern Ocean. *Sov. Ant. Exped. Inf. Bull.* 4, 324–327.
- Chaigneau, A., Morrow, R.A., Rintoul, S.R., 2004. Seasonal and interannual evolution of the mixed layer in the Antarctic Zone south of Tasmania. *Deep-Sea Res. I* 51, 2047–2072.
- Charrassin, J.-B., Park, Y.-H., Le Maho, Y., Bost, C.-A., 2004. Fine resolution 3D temperature fields off Kerguelen from instrumented penguins. *Deep-Sea Res. I* 51, 2091–2103.



- Daunt, F., Peters, G., Scott, B., Grémillet, D., Wanless, S., 2003. Rapid-response recorders reveal interplay between marine physics and seabird behaviour. *Mar. Ecol., Prog. Ser.* 255, 283–288.
- Dong, S., Gille, S.T., Sprintall, J., Gentemann, C., 2006. Validation of the Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System, AMSR-E sea surface temperature in the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.* 111, C04002. doi:10.1029/2005JC002934.
- Donohue, K.A., Hufford, G.E., McCartney, M.S., 1999. Sources and transport of the Deep Western Boundary Current east of the Kerguelen Plateau. *Geophys. Res. Lett.* 26, 851–854.
- Fedak, M.A., 2004. Marine animals as platforms for oceanographic sampling: a “win/win” situation for biology and operational oceanography. *Mem. Natl. Inst. Polar Res.* 58, 133–147.
- Gould, J., and the Argo Steering Team, 2004. Argo profiling floats bring new era of in situ ocean observations. *Eos Trans. AGU* 85, 185.
- Guinet, C., 2004. Predator and « oceanographer », elephant seal in the Southern Ocean. *Argos Forum* 10, 8–13.
- Heil, P., Allison, I., 1999. The pattern and variability of Antarctic sea-ice drift in the Indian Ocean and western Pacific sectors. *J. Geophys. Res.* 104, 15789–15802.
- Heywood, K.J., Sparrow, M.D., Brown, J., Dickson, R.R., 1999. Frontal structure and Antarctic Bottom Water flow through the Princess Elizabeth Trough, Antarctica. *Deep-Sea Res.* 46, 1181–1200.
- Holliday, N.P., Read, J.F., 1998. Surface oceanic fronts between Africa and Antarctica. *Deep-Sea Res.* 45, 217–238.
- Hooker, S.K., Boyd, I.L., 2003. Salinity sensors on seals: use of marine predators to carry CTD dataloggers. *Deep-Sea Res.* 50, 927–939.
- Jacobs, S.S., Georgi, D.T., 1977. Observations on the southwest Indian Antarctic Ocean. In: Angel, M.V. (Ed.), *A Voyage of Discovery*. Pergamon, Oxford, pp. 43–84.
- Klyausov, A.V., 1993. On the frontal zone near the northern boundary of sea ice distribution in the Southern Ocean. *Oceanology* 33, 727–734 (Engl. Transl.).
- Lutjeharms, J.R.E., 1985. Location of frontal systems between Africa and Antarctica: some preliminary results. *Deep-Sea Res.* 32, 1499–1509.
- Lyderson, C., Nøst, O.A., Lovell, P., McConnell, B.J., Gammelsrod, T., Hunter, C., Fedak, M.A., Kovacs, K.M., 2002. Salinity and temperature structure of a freezing Arctic fjord – monitored by white whales, *Delphinapterus leucas*. *Geophys. Res. Lett.* 29, 2119–2123.
- Lyderson, C., Nøst, O.A., Kovacs, K.M., Fedak, M.A., 2004. Temperature data from Norwegian and Russian waters of the northern Barents Sea collected by free-living ringed seals. *J. Mar. Syst.* 46, 99–108.
- McCartney, M.S., Donohue, K.A., 2007. A deep cyclonic gyre in the Australian–Antarctic Basin. *Prog. Oceanogr.* 75, 675–750.
- Moore, J.K., Abbott, M.R., Richman, J.G., 1999. Location and dynamics of the Antarctic Polar Front from satellite sea surface temperature data. *J. Geophys. Res.* 104, 3059–3073.
- Olbers, D., Gouretski, V., Seiβ, G., Schroter, J., 1992. Hydrographic Atlas of the Southern Ocean. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany. 82 pp.
- Olbers, D., Borowski, D., Völker, C., Wolff, J.O., 2004. The dynamical balance, transport and circulation of the Antarctic Circumpolar Current. *Antarct. Sci.* 16, 439–470.
- Orsi, A.H., Whitworth III, T., Nowlin, W.D., 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res.* 42, 641–673.
- Park, Y.-H., Gambèroni, L., 1995. Large-scale circulation and its variability in the South Indian Ocean from TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res.* 100, 24911–24929.
- Park, Y.-H., Gambèroni, L., 1997. Cross frontal injections of Antarctic Intermediate Water and Antarctic Bottom Water in the Crozet Basin. *Deep-Sea Res.* 44, 963–986.
- Park, Y.-H., Gambèroni, L., Charriaud, E., 1991. Frontal structure, transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in the South Indian Ocean sector, 40°–80°E. *Mar. Chem.* 35, 45–62.
- Park, Y.-H., Gambèroni, L., Charriaud, E., 1993. Frontal structure, water masses, and circulation in the Crozet Basin. *J. Geophys. Res.* 98, 12361–12385.
- Park, Y.-H., Charriaud, E., Fioux, M., 1998a. Thermohaline structure of the Antarctic Surface Water/Winter Water in the Indian sector of the Southern Ocean. *J. Mar. Syst.* 17, 5–23.
- Park, Y.-H., Charriaud, E., Ruiz Pino, D., Jeandel, C., 1998b. Seasonal and interannual variability of the mixed-layer properties and steric height at station KERFUX, southwest of Kerguelen. *J. Mar. Syst.* 17, 233–247.
- Park, Y.-H., Charriaud, E., Craneguy, P., Kartavtseff, A., 2001. Fronts, transport, and Weddell Gyre at 30°E between Africa and Antarctica. *J. Geophys. Res.* 106, 2857–2879.
- Park, Y.-H., Pollard, R.T., Read, J.F., Leboucher, V., 2002. A quasi-synoptic view of the frontal circulation in the Crozet Basin during the Antares-4 cruise. *Deep-Sea Res.* 49, 1823–1842.
- Park, Y.-H., Roquet, F., Durand, I., Fuda, J.-L., 2008a. Large scale circulation over and around the northern Kerguelen Plateau. *Deep-Sea Res.* 55, 566–581.
- Park, Y.-H., Gasco, N., Duhamel, G., 2008b. Slope currents around the Kerguelen Islands from demersal longline fishing records. *Geophys. Res. Lett.* 35, L09604. doi:10.1029/2008GL033660.
- Pollard, R.T., Read, J.F., 2001. Circulation pathways and transports of the Southern Ocean in the vicinity of the Southwest Indian Ridge. *J. Geophys. Res.* 106, 2881–2898.
- Pollard, R.T., Lucas, M.I., Read, J.F., 2002. Physical controls on biogeochemical zonation in the Southern Ocean. *Deep-Sea Res.* 49, 3289–3305.
- Rintoul, S.R., 2007. Rapid freshening of Antarctic Bottom Water formed in the Indian and Pacific oceans. *Geophys. Res. Lett.* 34, L06606. doi:10.1029/2006GL028550.
- Rio, M.-H., Hernandez, F., 2004. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *J. Geophys. Res.* 109, C12032. doi:10.1029/2003JC002226.
- Roquet, F., Charrassin, J.-B., Guinet, C., in preparation. Validating hydrographic data obtained from seal-borne satellite-relayed data loggers.
- Sokolov, S., Rintoul, S.R., 2002. Structure of Southern Ocean fronts at 140°E. *J. Mar. Syst.* 37, 151–184.
- Sokolov, S., Rintoul, S.R., Wienecke, B., 2006. Tracking the Polar Front south of New Zealand using penguin dive data. *Deep-Sea Res.* 53, 591–607.
- Sparrow, M.D., Heywood, K.J., Brown, J., Stevens, D.P., 1996. Current structure of the south Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 101, 6377–6391.
- Speer, K.G., Forbes, A., 1994. A deep western boundary current in the South Indian Basin. *Deep-Sea Res.* 41, 1289–1303.
- Sultan, E., Mercier, H., Pollard, R.T., 2007. An inverse model of the large scale circulation in the South Indian Ocean. *Prog. Oceanogr.* 74, 71–94.
- Toole, J.M., 1981. Sea ice, winter convection, and the temperature minimum layer in the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.* 86, 8037–8047.
- Webb, D.J., Killworth, P.D., Coward, A., Thompson, S., 1991. The FRAM Atlas of the Southern Ocean. National Environment Research Council, Swindon, England. 67 pp.
- Young, N.W., 1999. Antarctic icebergs drift and ocean currents derived from scatterometer image series. Proceedings of a Joint ESA–Eumetsat Workshop on Emerging Scatterometer Applications – From research to operations, Noordwijk, 1998. ESA SP-424.

### 3.3 Circulation en aval du plateau de Kerguelen

Dans le chapitre précédent, nous nous sommes concentrés sur l'étude de la circulation à grande échelle au-dessus du plateau de Kerguelen, et en amont dans le Bassin d'Enderby. Nous allons maintenant nous intéresser à la circulation à l'est du plateau de Kerguelen, i.e. dans le Bassin Australo-Antarctique.

Après avoir présenté la circulation générale dans le Bassin Australo-Antarctique, en se basant principalement sur la synthèse récente de McCartney and Donohue [2007], nous décrirons les principaux résultats de deux campagnes en mer effectuées récemment sur le plateau de Kerguelen, KEOPS et TRACK.

#### 3.3.1 Circulation dans le Bassin Australo-Antarctique

L'étude de la circulation océanique dans le Bassin Australo-Antarctique est actuellement au coeur d'un important effort de recherche international. En effet, il est apparu assez récemment que le Bassin Australo-Antarctique supporte l'existence d'un gyre cyclonique profond transportant d'importantes quantités d'Eau Antarctique de Fond, et participant donc activement à la ventilation des eaux de fond mondiales [Donohue et al., 1999, Orsi et al., 1999, McCartney and Donohue, 2007]. Ce gyre a longtemps été ignoré parce qu'il est très mal détecté à partir de l'hydrologie classique, et seulement marginalement à partir de l'altimétrie satellitale [Park and Gambèroni, 1995]. En effet, il possède une structure fortement barotrope avec des courants intensifiés au fond, ce qui fait que seules des mesures directes de courant peuvent permettre d'en estimer son transport. De plus, ce gyre a une assez petite dimension méridienne ( $\sim 5^\circ$  de latitude entre  $60^\circ$  et  $65^\circ\text{S}$ ) et se situe entièrement dans la région recouverte de glace en hiver, ce qui rend son observation difficile, que ce soit par satellite ou directement sur le terrain. Les deux radiales WOCE I8S et I9S (voir figure 3.1 pour leurs positions) ont permis d'améliorer considérablement notre connaissance de la circulation dans le Bassin Australo-Antarctique. A partir de l'analyse de ces deux sections, Donohue et al. [1999] a proposé un schéma simplifié de la circulation des eaux profondes (Fig. 3.1). Une analyse plus complète de ces sections est présentée par McCartney and Donohue [2007], qui propose un nouveau schéma de circulation (Fig. 3.2). La principale nouveauté de ce schéma est la présence d'un gyre cyclonique profond très intense ( $76 \pm 26$  Sv le long du talus antarctique), le gyre Australo-Antarctique. A partir des données de la campagne BROKE (Baseline Research on Oceanography Krill and the Environment, resp. : N. Bindoff) consistant en 8 radiales méridiennes disposées le long du talus antarctique entre  $80^\circ\text{E}$  et  $150^\circ\text{E}$ , une seconde estimation du transport du gyre a été proposée, de l'ordre de 30 Sv [Bindoff et al., 2000].

Le courant du talus antarctique bifurque au niveau du passage Princess Elizabeth Trough (Fig. 3.2). Une branche continue le long du talus vers l'ouest, entrant ainsi dans le Bassin

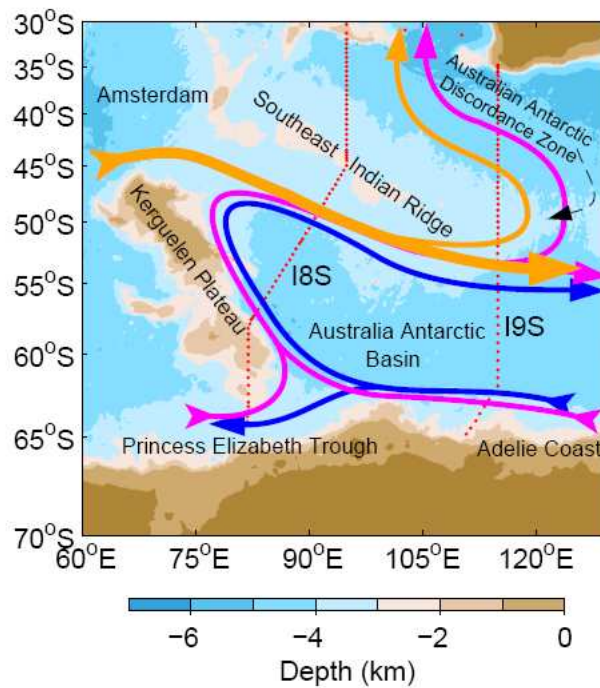


FIGURE 3.1: Schéma de circulation des eaux profondes, tiré de Donohue et al. [1999]. Les eaux profondes du CCA ( $\theta > 1^\circ\text{C}$ , orange) passe au nord du plateau de Kerguelen et traverse le Bassin Australo-Antarctique. Les sources sud d'eau froide ( $0.1 < \theta < 1^\circ\text{C}$  en rose,  $\theta < 0.1^\circ\text{C}$  en bleu) converge dans le courant de bord ouest profond à l'est du plateau de Kerguelen, avant de s'écouler vers l'est sous le CCA. Une partie de ce transport traverse la Dorsale Sud-Est Indienne avant de partir vers le nord dans l'océan indien. La position des stations WOCE I8S et I9S sont indiquées en rouge.

de Weddell-Enderby. McCartney and Donohue [2007] estiment à 45 Sv le transport associé à cette branche à partir d'arguments basés sur la littérature. L'autre branche remonte vers le nord le long du flanc est du plateau de Kerguelen, formant le courant de bord ouest profond associé au gyre Australo-Antarctique. McCartney and Donohue [2007] ont ainsi mesuré un transport de  $48 \pm 6$  Sv à  $57.5^\circ\text{S}$ . D'autres estimations du transport du courant de bord ouest profond sont proposées dans la littérature :  $49 \pm 9$  Sv [Donohue et al., 1999], 69 Sv [Aoki et al., 2008] et 43 Sv à partir de la campagne TRACK [Park et al., 2009]. Le courant de bord ouest profond converge avec le courant du Fawn Trough, avant d'entrer en collision avec les eaux circumpolaires provenant du passage Kerguelen-Amsterdam. Cette confluence favorise probablement le mélange de masses d'eau très différentes. Les eaux denses du courant de bord ouest pénètrent sous les eaux du CCA, se mélangeant avant de pénétrer dans le Bassin Sud-Australien par la Dorsale Sud-Est Indienne (Figs. 3.1 et 3.2). L'eau de fond entrant dans le Bassin Sud-Australien continue ensuite sa route vers le nord, en passant par le Bassin de Perth à l'ouest de l'Australie ou par le Bassin de Tasmanie à l'est de l'Australie.

En janvier-février 2005, les deux radiales WOCE I8S et I9S ont été revisitées par des cher-

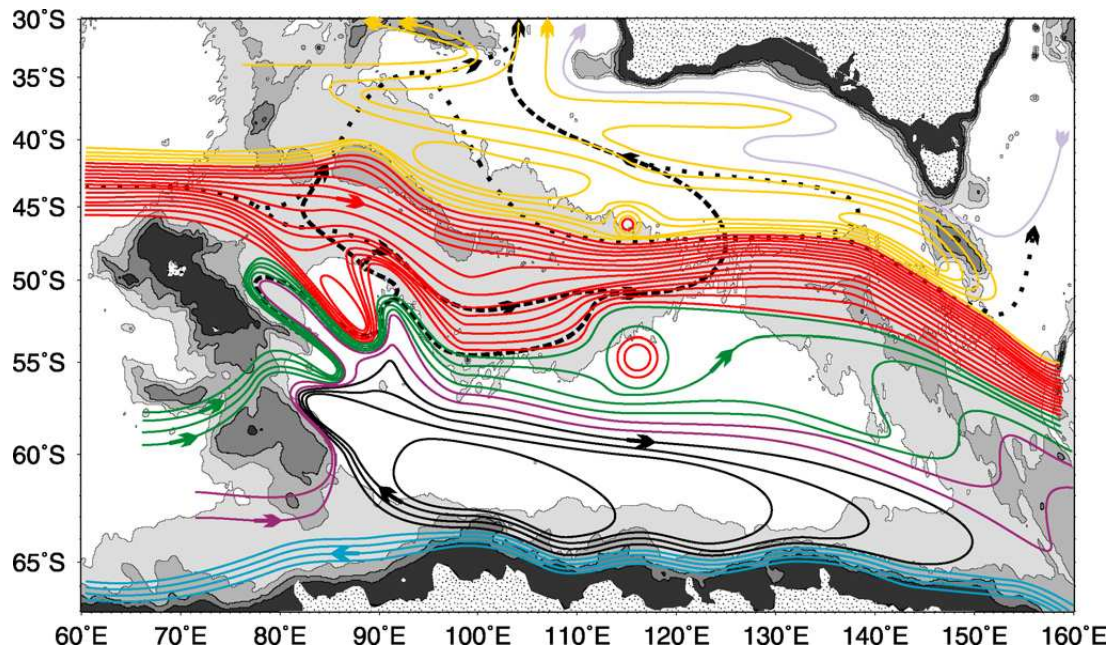


FIGURE 3.2: Schéma de fonction de transport proposé par McCartney and Donohue [2007] à partir de l'analyse des sections hydrologiques WOCE-I8S et I9S. Chaque ligne représente 10 Sv de transport barotrope. Les lignes pointillées représentent les différents passages vers le nord de l'eau antarctique de fond.

cheurs Australiens et Japonais. Cette campagne a permis de révéler un changement inattendu de l'Eau Antarctique de Fond qui est maintenant beaucoup plus froide et moins salée (+0.05°C en température, -0.01 en salinité) qu'elle était durant la période de WOCE il y a 10 ans [Rintoul, 2007, Johnson et al., 2008]. En particulier, l'Eau Antarctique de Fond près de la côte Antarctique à 110°E (I9S) montre une baisse importante de salinité, avec une rupture nette du diagramme T/S pour des températures inférieures à -0.3°C (Fig. 3.3a). La rapidité de ce récent changement des caractéristiques de l'Eau Antarctique de Fond est remarquable. Rintoul [2007] a avancé un certain nombre d'hypothèses, à savoir : soit un changement dans l'équilibre des contributions des sources entre la Terre Adélie (moins salée) et la Mer de Ross (plus salée) ; soit un changement des caractéristiques des deux sources ; soit une fonte croissante des glaciers Antarctiques. Quelles qu'en soient les causes, ce changement radical de l'Eau Antarctique de Fond a dû se propager le long du gyre subpolaire cyclonique du bassin, car des variations similaires ont été observées dans le PET puis sur le flanc est du plateau de Kerguelen juste au sud-est du Fawn Trough (Fig. 3.3b).

En conclusion, le Bassin Australo-Antarctique est une zone importante de transit de l'Eau Antarctique de Fond, ainsi qu'une zone de mélange entre l'eau circumpolaire et l'eau subpolaire provenant du talus antarctique. Le Bassin Australo-Antarctique apparaît donc comme un lieu clé pour la circulation méridienne de l'océan austral, et par extension pour la circulation thermohaline globale.

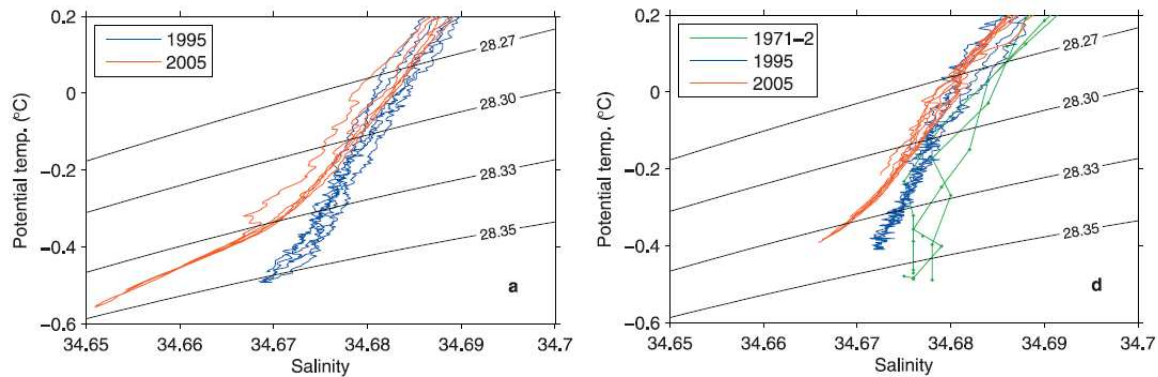


FIGURE 3.3: Diagrammes T-S montrant un changement récent des caractéristiques de l’Eau Antarctique de Fond dans le Bassin Australo-Antarctique. Comparaison (a) sur la radiale I9S (110°E) entre les mesures WOCE en 1994 (bleu) et celle en 2005 (rouge) ; et (b) sur le flanc est du plateau sud de Kerguelen (section I8S). D’après Rintoul [2007].

### 3.3.2 KEOPS : circulation au-dessus et à l’est du plateau nord de Kerguelen

Le plateau nord de Kerguelen forme la partie la moins profonde du plateau de Kerguelen, avec une profondeur moyenne de l’ordre de 500 m. La bathymétrie de cet zone est très complexe, comme cela peut être vu sur la représentation 3D de la figure 3.4a. On observe ainsi plusieurs pics sous-marins remontant très près de la surface (<300 m), tandis que les talus sur les flancs du plateau sont extrêmement abrupts. Notons la présence de larges plateaux sous-marins très peu profond (<200 m) autour des îles Kerguelen d’une part, et des îles Heard d’autre part.

Afin d’établir un contexte océanographique à l’expérience multidisciplinaire KEOPS [Blain et al., 2007] visant à l’étude de la fertilisation naturelle en fer au-dessus du plateau nord de Kerguelen, des observations hydrographiques ont été réalisées en janvier-février 2005 le long de trois sections SW-NE, coupant le centre du bloom près des îles Heard et se prolongeant en travers du talus est du plateau jusqu’au Bassin Australo-Antarctique (Fig. 3.4b). La zone productive au-dessus du plateau peu profond est délimitée au nord par le Front Polaire et au sud par le courant du Fawn Trough. Ces deux courants sont clairement visibles dans l’image MODIS (Fig. 3.4c) comme des zones de faible concentration en chlorophylle. Ainsi, la zone d’étude apparaît comme un environnement relativement stagnant entouré par de forts courants.

Les données physiques récoltées lors de la campagne KEOPS, combinées avec plusieurs jeux de données disponibles dans la région, ont été analysées. Un schéma de circulation à grande échelle au-dessus et autour du plateau nord de Kerguelen a été établi. Ce schéma a permis d’interpréter les observations des différentes composantes bio-géochimiques de KEOPS dans un contexte générale de circulation des masses d’eau observées. Ce travail, réalisé au Museum National d’Histoire Naturelle, sous la direction de Y.-H. Park, a donné lieu à une publication

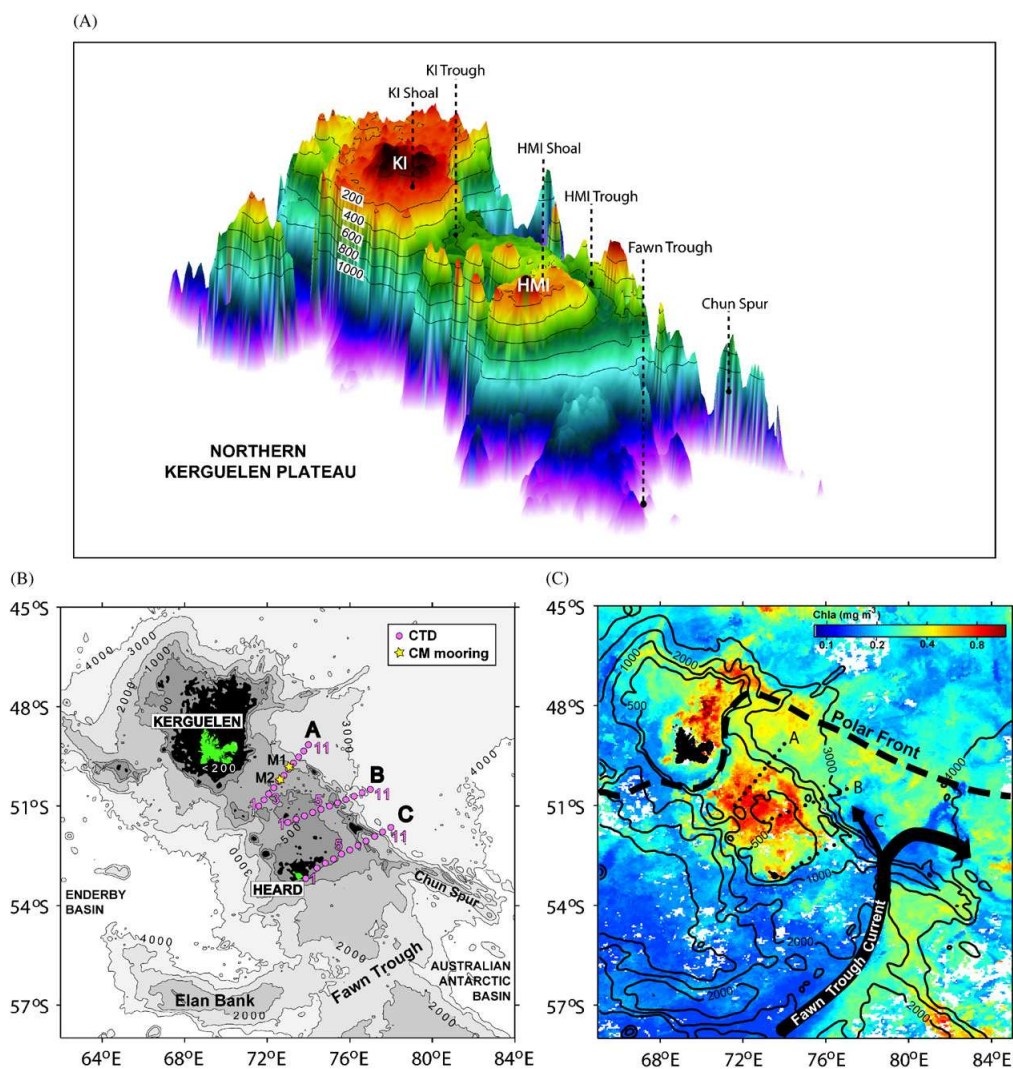


FIGURE 3.4: (a) Vue 3D de la bathymétrie du plateau nord de Kerguelen. Dans la nomenclature, KI correspond aux îles Kerguelen, et HMI aux îles Heard/McDonald. (b) Position des trois sections CTD réalisées pendant la campagne KEOPS en janvier-février 2005, superposées à la bathymétrie 2D. (c) Carte de concentration moyenne de chlorophylle obtenus à partir des données satellite MODIS. Le Front Polaire de Park et al. [1998a] et le courant du Fawn Trough de Roquet et al. [2009] sont aussi montrés.

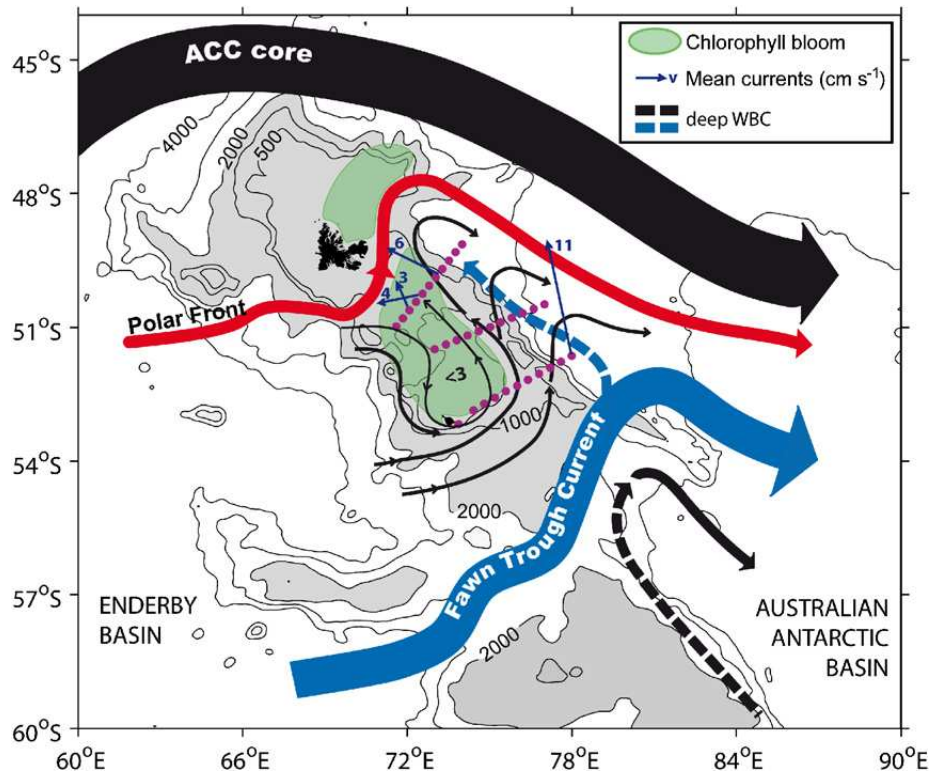


FIGURE 3.5: Schéma de la circulation géostrophique au-dessus et autour du plateau nord de Kerguelen synthétisant les principaux résultats de Park et al. [2008c]. Les flèches fines et les chiffres associés représentent la direction et l'intensité du courant moyen entre 0 et 500 m obtenus à partir de mesures directes pendant la campagne KEOPS. Les courants de bord ouest profonds sont représentés en lignes hachurées. Le lien entre la position des blooms de chlorophylle annuels et les endroits où le courant est faible est mis en évidence.

dans un numéro spécial Deep-Sea Research II consacré à la mission KEOPS (voir annexe 2, Park et al., 2008c), dont nous résumons ici les principaux résultats de cette analyse, schématisés sur la figure 3.5.

Les mesures directes de courant ont confirmé que le courant au-dessus du plateau nord de Kerguelen est généralement très faible (de l'ordre de 3 à 5  $cm s^{-1}$ ), avec une circulation générale anticyclonique suivant la bathymétrie locale. On trouve principalement deux entrées d'eau sur le plateau nord. La première est située entre les îles Kerguelen et les îles Heard (KI Trough), par où passe le Front Polaire [Park et al., 1998a, Roquet et al., 2009, Park et al., 2008b]. La deuxième se situe à l'est des îles Heard et permet une entrée d'eau venant du sud (HMI Trough). Les eaux provenant des deux entrées convergent au sud-est des îles Kerguelen, avant de ressortir à l'est dans le Bassin Australo-Antarctique. La circulation lente du plateau nord est bordée à l'est par un courant assez intense (jusqu'à 18  $cm s^{-1}$ ) qui suit le talus vers le nord-ouest. Ce courant de bord ouest profond est issu d'une bifurcation de l'eau antarctique provenant du Bassin d'Enderby par le passage du Fawn Trough, comme indiqué par la présence

de températures froides dans le minimum de température de subsurface (Eau d'Hiver). Il est détecté jusqu'à la latitude 50°S, i.e. au niveau des îles Kerguelen.

### 3.3.3 TRACK : observations directes du transport du CCA au travers du plateau de Kerguelen

L'analyse de sections d'éléphants de mer, présentée dans le chapitre 3.2, a permis de décrire pour la première fois le courant du Fawn Trough. Il a ainsi pu être montré que ce courant est très concentré ( $\sim 50$  km), et qu'il suit approximativement l'isobathe 2000 m du flanc sud du plateau nord de Kerguelen entre le Fawn Trough et le Chun Spur. Un autre résultat important de cette étude a été la démonstration de la convergence du courant du Fawn Trough avec le courant de bord ouest profond au niveau du seuil du Fawn Trough. Malgré tout, plusieurs questions essentielles demeurent :

- Quelles sont les propriétés des masses d'eau profondes circulant dans cette région ? Les éléphants de mer plongent au maximum à 1500 m de profondeur (en moyenne autour de 500 m).
- Quel est le transport associé aux différentes branches de courant traversant le plateau de Kerguelen ? Et sa variabilité ? Encore une fois, la limite de profondeur des profils d'éléphants de mer est en cause, mais plus fondamentalement, la forte barotropie de l'écoulement empêche la détermination d'un niveau de référence approprié pour le calcul des vitesses géostrophiques. De ce fait, seules des mesures de courant directes peuvent permettre une quantification du transport.

Ces questions constituent précisément les principales problématiques du projet TRACK qui va maintenant être présenté.

#### Description du projet TRACK

Le projet TRACK (TRansport ACross the Kerguelen plateau), dirigé par Y.-H. Park, est financé par le CNES, l'INSU/CNRS et l'IPEV. Il constitue une contribution française aux activités de l'IPY (International Polar Year). Le projet TRACK vise à quantifier le transport du CCA au travers du passage du Fawn Trough ainsi que sa variabilité basse-fréquence (interannuelle à décennale) à l'aide des données combinées des missions altimétriques Jason et TOPEX/Poseidon, ainsi que des données in situ disponibles et des sorties de modèles numériques.

Les objectifs spécifiques de TRACK sont :

- de quantifier le transport du CCA associé au courant du Fawn Trough et au courant de bord ouest profond,



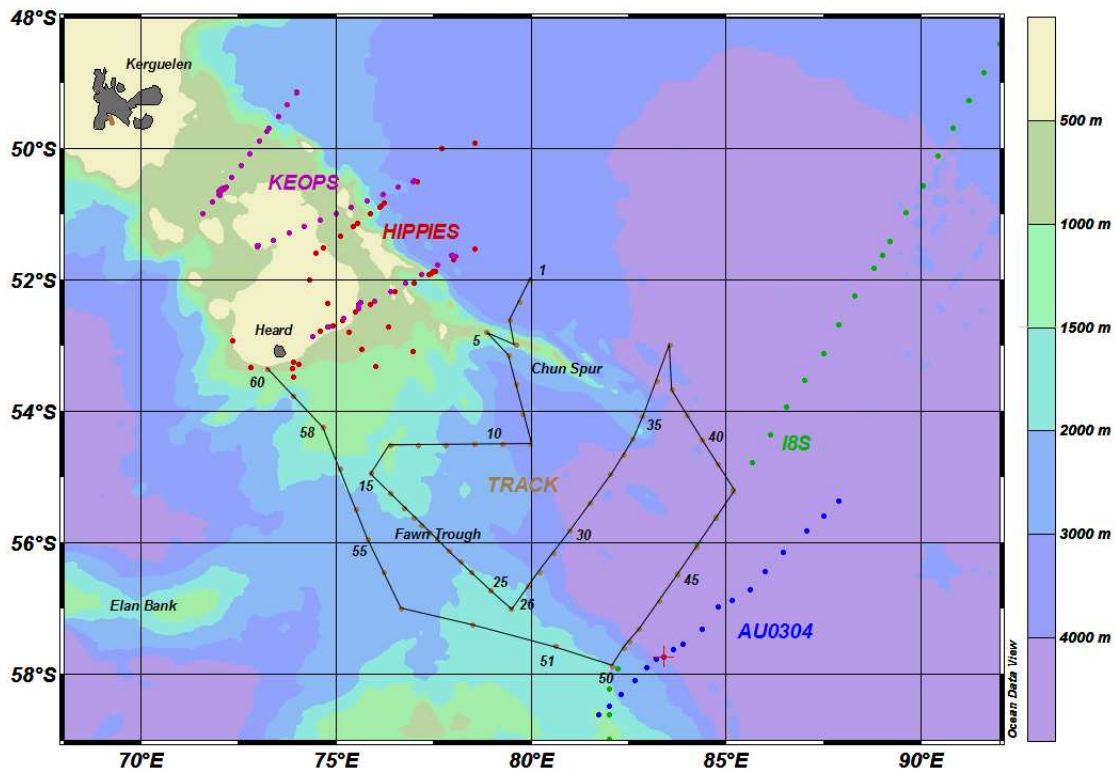


FIGURE 3.6: Plan de campagne de TRACK, ainsi que des autres campagnes océanographiques ayant été menées récemment autour du plateau de Kerguelen, pendant lesquelles des mesures modernes de température, salinité et des courants ont été réalisées.

- de déterminer l'échange des masses d'eau circumpolaires entre les bassins de part et d'autre du plateau,
- de tester la faisabilité du suivi de la variabilité du transport à l'aide de l'altimétrie satellitale, sur l'exemple de ce qui a été fait dans le courant des Malouines [Vivier and Provost, 1999, Spadone and Provost, 2009].
- d'identifier le changement climatique dans les masses d'eau profondes antarctique à l'est du plateau de Kerguelen.

Le projet est basé sur deux campagnes océanographiques sur le Marion Dufresne II. En février-mars 2009, la première campagne a eu lieu. Le travail de terrain de ce projet a consisté à déployer un mouillage de trois lignes de courantomètres en travers du passage pour une durée d'1 an. Une campagne intensive de mesures hydrographiques a aussi été réalisée dans la région d'étude. Les conditions météorologiques favorables ont permis de réaliser tous les objectifs, et même un peu plus, puisqu'une radiale a été rajoutée à la fin à l'ouest du Fawn Trough.

En tout, 60 stations CTD-O<sub>2</sub> ont été réalisées le long de 7 radiales (Fig. 3.6). Des mesures directes de courant ont été réalisées simultanément à l'aide de deux LADCPs (courantomètres attachés à la cage de la CTD) et d'un SADCP (courantomètre attaché à la coque du navire). Sur la figure 3.6, nous avons superposé la position des stations des principales campa-

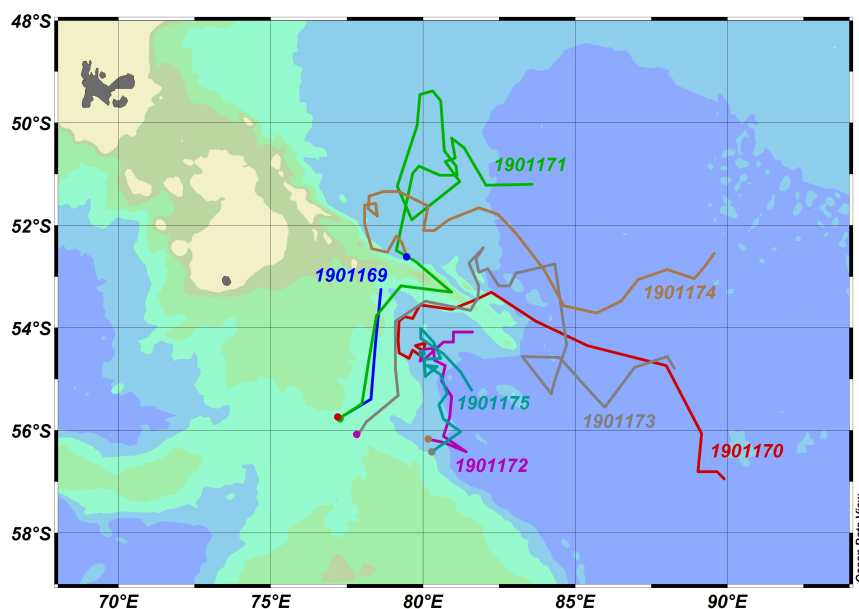


FIGURE 3.7: Trajectoires suivies par les 7 balises Argo déployées pendant la campagne TRACK. Données récoltées entre février et juillet 2009.

nographiques existantes dans la zone à ce jour. Il est surprenant de constater le peu de données de campagnes océanographiques dans la région. Le courant de bord ouest a été visité plusieurs fois vers 58°S, deux fois le long de la trace I8S par les américains, et trois fois le long d'une trace environ un degré plus au sud par les australiens et les japonais (trace AU0304 sur la figure 3.6). Pendant TRACK, les stations coupant le courant de bord ouest ont été choisies identiques aux stations I8S, pour permettre une comparaison optimale des masses d'eau mesurées. Deux campagnes océanographiques modernes (utilisant des CTDs et des ADCPs) ont été effectuées sur le plateau nord de Kerguelen : KEOPS et la campagne australienne HIPPIES. La distribution des stations TRACK est donc optimale pour compléter les observations existantes dans la région.

### Trajectoires des flotteurs ARGO

Pendant la campagne TRACK, 7 flotteurs ARGO ont été déployés, avec le soutien du Groupe Mission Mercator Coriolis (GMMC). Ces flotteurs permettent de compléter efficacement l'échantillonnage spatial des stations faites pendant la campagne. De plus, l'analyse de leurs trajectoires nous renseigne sur la direction et l'intensité des courants qui les emportent (Fig. 3.7). L'importance de la bathymétrie locale comme facteur de contrôle de la circulation apparaît clairement dans les trajectoires des flotteurs.

Trois flotteurs ont été déployés dans le col du Fawn Trough (1901169, 1901171, 1901173). Ces flotteurs ont bien suivi la trajectoire du courant du Fawn Trough, qui suit la courbure

de l'isobathe 2000 m du plateau nord de Kerguelen. Le flotteur 1901169 a arrêté d'émettre au bout de 4 cycles, près du Chun Spur. Une collision avec le fond est peut-être en cause. Les deux autres flotteurs ont contourné le Chun Spur par le sud. Le flotteur 1901171 a alors effectué une trajectoire très intéressante, en remontant le flanc est du Chun Spur pour se retrouver exactement à l'endroit où le flotteur 1901174 a été déployé. Ceci confirme qu'une partie des masses d'eau du Fawn Trough fait le tour du Chun Spur. Le flotteur 1901173 a quant à lui continué vers l'est après avoir atteint la pointe sud du Chun Spur, de même que le flotteur 1901170 qui avait été déployé entre la Fawn trough et le Chun Spur. Les trois profileurs (1901170, 1901172, 1901175) qui ont été déployés au sud du domaine ont rapidement convergé vers une petite zone autour de 54.5°S, 80°E où ils sont restés pendant plusieurs semaines. Puis, ils se sont échappés de cette zone de convergence par l'est en suivant une trajectoire cyclonique. Les trajectoires dans le Bassin Australo-Antarctique sont généralement assez tortueuse, révélant la présence d'une activité méso-échelle assez intense.

### Sections verticales en travers du Fawn Trough et du talus est du plateau de Kerguelen

La figure 3.8 présente deux sections TRACK au coeur des objectifs de la campagne. Ces données sont très précieuses, en particulier la section dans le Fawn Trough qui est la seule existante à l'heure actuelle. Sans surprise, cette section montre la présence d'un puissant jet dans la zone plus profonde que 2000 m, de 50 km de large environ, et plutôt centré sur le flanc nord de ce col profond. Le courant du Fawn Trough transporte 43 Sv, avec un maximum de transport dans les 1000 premiers mètres de la colonne d'eau et une vitesse maximale en surface de  $60 \text{ cm.s}^{-1}$ . Le gradient méridien des propriétés hydrologiques est très marqué au travers du front du Fawn Trough, avant des changements de densité neutre de l'ordre de  $0.2\text{-}0.3 \text{ kg.m}^{-3}$ , indiquant une forte baroclinicité de l'écoulement. Bien que plus faible, les vitesses au fond du col du Fawn Trough sont loin d'être négligeables, étant de l'ordre de  $10\text{-}20 \text{ cm.s}^{-1}$ . Les deux marqueurs hydrologiques caractéristiques du courant du Fawn Trough décrits dans le chapitre 3.2 sont bien observés ici : l'isotherme 0°C dans la couche du minimum de température de subsurface et l'isotherme 2°C dans la couche du maximum de température. On observe d'autre part une salinité de 34.74 au coeur du maximum de salinité caractérisant l'Eau Circumpolaire Profonde Inférieure.

Les propriétés de fond les plus froides, les moins salées et les plus denses ne sont pas mesurées au coeur du Fawn Trough mais un peu plus au sud à 2000 m de profondeur, sur la station 23 ( $\theta = 0.25 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $S = 34.681$ ,  $\gamma_n = 28.236 \text{ kg.m}^{-3}$ ). Ces eaux arrivent probablement du courant de bord ouest profond, étant associées à des vitesses dirigées vers l'ouest formant la partie sud d'un petit méandre transportant environ 7 Sv. On observe d'autre part une petite branche du CCA longeant le flanc sud de l'île Heard (station 60) et transportant 6 Sv, une observation en

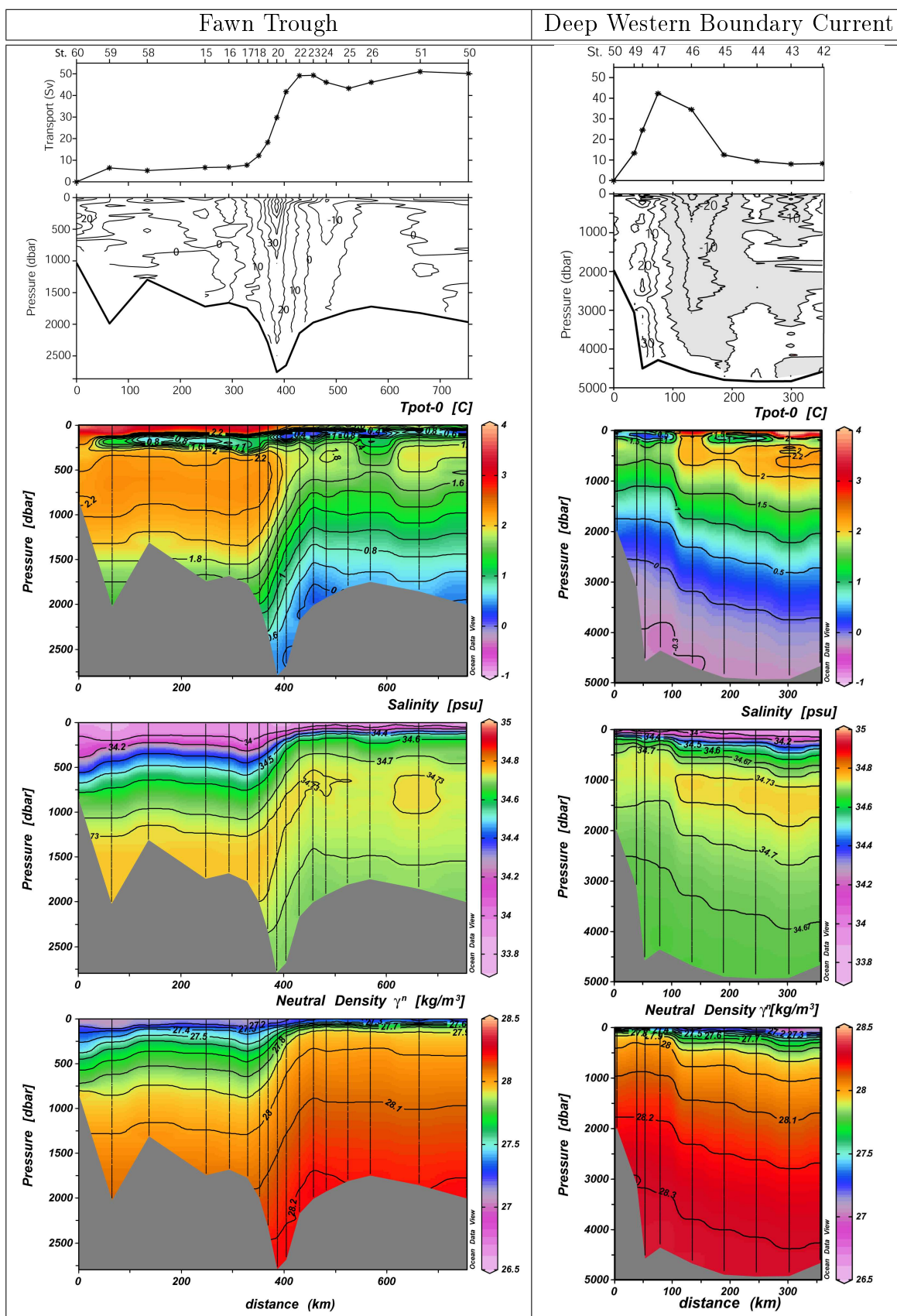


FIGURE 3.8: Transport cumulatif, vitesse normale à la section et propriétés hydrologiques (température potentielle, salinité et densité neutre) le long des radiales 2 et 5, traversant le Fawn Trough et le flanc est du plateau sud de Kerguelen respectivement. Les numéros des stations utilisées sont indiqués en haut. Important : la profondeur des deux sections diffère notablement.

accord avec les études plus qualitatives de Roquet et al. [2009] et Park et al. [2008c]. Au total, le transport net au travers de la section du Fawn Trough s'élève à 49 Sv.

La section coupant le courant de bord ouest profond confirme les observations des précédentes campagnes. Un noyau d'Eau Antarctique de Fond longe le talus est du plateau sud de Kerguelen. Des eaux très denses sont observés au fond des sections 46 à 48 ( $\theta = -0.37$  °C,  $S = 34.660$ ,  $\gamma_n = 28.331$   $kg.m^{-3}$ ). La vitesse au fond de la station 48 est exceptionnellement élevée ( $> 30$   $cm.s^{-1}$ ), signant la présence du courant de bord ouest profond très reserré le long du talus ( $< 20$  km d'épaisseur). Un transport de 43 Sv est associé au courant de bord ouest profond, en grande partie concentré en-dessous de 2000 m de profondeur. On voit bien là la difficulté à observer ce courant par la méthode dynamique. En effet, en prenant un niveau de référence au fond, on obtiendrait des vitesses dirigées vers le sud en complète opposition avec ce qui est observé. Plus à l'est dans le Bassin Australo-Antarctique, le courant de retour est partiellement observé au stations 45 et 46, avec des vitesses vers le sud de l'ordre de 10  $cm.s^{-1}$ . Le transport net de la section du courant de bord ouest profond vaut environ 8 Sv vers le nord, qui sont probablement liée au transport de l'Eau Antarctique de Fond le long de l'isobathe 4000 m qui n'est pas recoupée à l'est de la section.

Nous verrons dans le chapitre 4.3 comment ces sections peuvent être utilisées comme références pour valider les sorties de modèles de circulation océanique. En effet, les courants observés dans ces sections sont fortement contraints par la bathymétrie, et dans des zones de faible activité méso-échelle. Les propriétés hydrologiques et courantométriques qui y sont observés varient donc probablement assez peu.

### 3.4 Synthèse des résultats

L'objectif de ce chapitre était de présenter la circulation moyenne autour du plateau de Kerguelen, telle que déduite des observations disponibles à ce jour. Les principaux jeux de données utilisés sont :

- 8 sections synoptiques obtenues à l'aide d'éléphants de mer instrumentés,
- la climatologie de la hauteur moyenne de la mer CMDT,
- les stations CTD de la campagne KEOPS,
- les stations CTD+courants de la campagne TRACK.

Dans la première partie, publiée dans le Journal of Marine Systems [Roquet et al., 2009], nous avons proposé un nouveau schéma de circulation dans la région du plateau de Kerguelen et en amont dans le Bassin d'Enderby. Ce schéma est re-donné sur la figure 3.9. Il a notamment pu être démontré qu'un courant intense traverse le Fawn Trough, et que les masses d'eau formant ce courant proviennent de deux branches, l'une passant au sud du Conrad Rise, et l'autre au nord. Plus près du Fawn Trough, il a pu être montré que la majorité des masses d'eau du courant

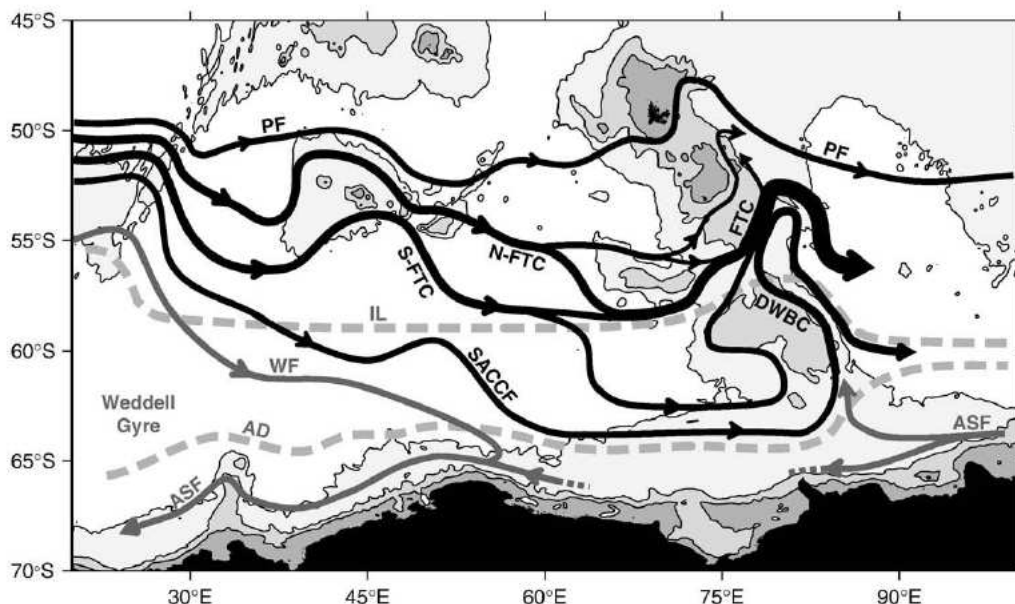


FIGURE 3.9: Schéma de la circulation océanique proposé par Roquet et al. [2009], à partir de l'analyse de données d'éléphants de mer combinées avec des données historiques et satellitales.

de Fawn passent au sud d'Elan Bank. Les masses d'eau longeant le nord d'Elan Bank passent plutôt sur une partie moins profonde du plateau (~1000 m), juste au sud des îles Heard. Cette branche secondaire est associée à l'isotherme 1 °C dans la couche du minimum de température de subsurface.

En synthétisant les études précédentes [Park et al., 1993, McCartney and Donohue, 2007, Park et al., 2008c, Roquet et al., 2009], Park et al. [2009] ont pu proposer un schéma des principales branches du CCA et du gyre Australo-Antarctique près du plateau de Kerguelen (Fig. 3.10). Mais la principale nouveauté est d'avoir pu quantifier pour la première fois le transport des différentes branches traversant le plateau de Kerguelen, à partir des mesures directes effectuées pendant la campagne TRACK. Dans ce nouveau schéma, le courant du Fawn Trough, qu'ils associent au Front Sud du CCA, transporte 43 Sv, formant ainsi la seconde branche du CCA après la branche passant au nord du plateau de Kerguelen (89-94 Sv). Trois autres branches mineures sont identifiées : la première au sud par le passage Princess Elizabeth Trough (7 Sv), la seconde longeant le flanc sud des îles Heard (6 Sv), et la troisième longeant le flanc sud des îles Kerguelen (2 Sv). Cette dernière branche, associée au Front Polaire, est extrêmement faible à cause de la faible profondeur où elle passe (500 m). Par ailleurs, le transport du gyre Australo-Antarctique est estimé à 36 Sv le long du flanc est du plateau de Kerguelen. La limite entre la branche sud du CCA et le gyre Australo-Antarctique est définie par un critère hydrologique proposé par McCartney and Donohue [2007], basé sur la température au fond. Selon ce critère, les profils dont la température au fond est  $<0.1$  °C sont dans la zone du gyre Australo-Antarctique, tandis que les autres appartiennent à le CCA. Au final, Park et al. [2009]

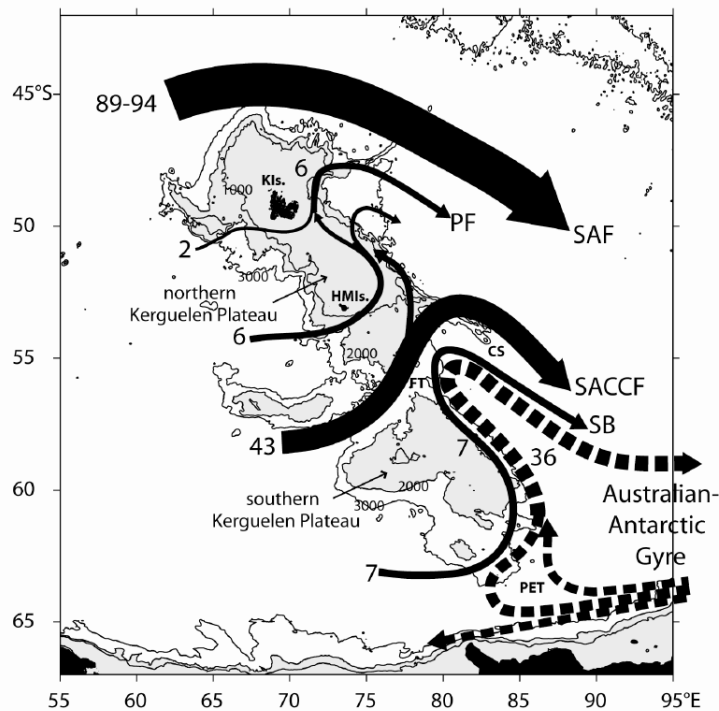


FIGURE 3.10: Schéma des principaux passages du CCA (lignes continues) et du courant de bord ouest profond du gyre Australo-Antarctique (lignes discontinues), avec leur transport associé (en Sv) obtenus à partir de mesures directes de courant pendant la campagne TRACK. Abréviations : SAF Front SubAntarctique, PF Front Polaire, SACCF Front Sud du CCA, SB Limite Sud du CCA, KI Iles Kerguelen, HMI Iles Heard, FT Fawn Trough, CS Chun Spur et PET Princess Elizabeth Trough. Tiré de Park et al. [2009].

estiment que 58 Sv traversent le plateau de Kerguelen au sud des îles Kerguelen, soit  $\sim 40\%$  du transport total du CCA dans cette région ( $\sim 150$  Sv), dont  $\sim 30\%$  directement associé au courant du Fawn Trough.

Plusieurs problématiques restent encore à traiter dans la région :

- Quelle est la variabilité du transport du courant du Fawn Trough ? Quelles sont les causes de cette variabilité ? L'analyse du jeu complet de TRACK, et en particulier des données courantométriques des lignes de mouillage devrait nous en apprendre beaucoup sur cette question.
- Quelle est la variabilité du transport du courant de bord ouest profond ? Un important déploiement de mouillages courantométriques sur le flanc est du plateau a été réalisé récemment dans un projet commun au Japon et l'Australie. Ces données devraient apporter d'importantes informations au sujet de la variabilité du transport du gyre Australo-Antarctique.
- Quelle est la structure à fine-échelle de la circulation en aval du Fawn Trough, notamment près du Chun Spur ? L'analyse détaillée des différentes radiales de TRACK est

programmée pour l'année à venir.

- Quel est le transport associé à la branche du talus antarctique qui part vers l'ouest le long du talus antarctique? Cette question reste un des principaux points d'interrogation concernant la circulation générale dans la région. Heywood et al. [1999] ont mesuré un transport de 45 Sv traversant le passage Princess Elizabeth Trough vers l'ouest, mais il n'est pas exclu qu'une partie substantielle de ce transport puisse retourner dans le gyre Australo-Antarctique après une brève excursion à l'ouest du Passage Princess Elizabeth. De plus, cette estimation de 45 Sv doit être considérée avec prudence, car elle a été obtenue par recalage des profils de vitesse géostrophique par des mesures de courant de surface, et non pas sur des mesures directes de courant comme dans Park et al. [2009] par exemple.

Afin de traiter ces problématiques, une stratégie alternative à l'observation est l'utilisation de modèles numériques de l'océan. Bien que les modèles ne puissent en aucun cas remplacer les observations, ils peuvent fournir des informations très précieuses sur la circulation océanique, sa variabilité et sa dynamique sous-jacente. Dans le chapitre suivant, nous allons essayer de mieux comprendre ce qui contrôle la circulation observée autour du plateau de Kerguelen, en analysant des sorties de modèles généraux de circulation océanique.





# Chapitre 4

## Analyse de la circulation océanique simulée par un modèle numérique réaliste

### 4.1 Introduction

Dans la seconde partie, plusieurs jeux de données d'observation ont été analysés autour du plateau de Kerguelen. Ces analyses ont fourni de nombreux indices sur la position et les caractéristiques des fronts et masses d'eau au passage du plateau de Kerguelen, permettant de proposer un nouveau schéma de circulation régional. Dans cette partie, nous nous concentrerons sur l'étude d'un modèle de circulation générale océanique (OGCM : Ocean General Circulation Model) dans la région de l'Océan Indien Sud.

La modélisation numérique a révolutionné notre compréhension de l'océan en nous offrant un moyen d'étudier de manière intime la circulation océanique et sa variabilité par une intégration directe des équations physiques de l'océan, lorsque les campagnes d'observation *in situ* restent très chères et isolées, et que les satellites ne voient que la surface de l'océan. Pour autant, les sorties de modèle ne sauraient se substituer aux observations, car elles sont entachées d'erreurs et de dérives dues aux nombreuses hypothèses et simplifications concernant :

- la discrétisation horizontale et verticale
- la paramétrisation des processus sous-maille
- les grandes incertitudes sur les forçages externes (interactions air-mer et glace-mer)
- et dans une moindre mesure, les équations primitives elles-même (approximation hydrostatique, Boussinesq...)

En fait, la modélisation est un outil puissant lorsqu'elle est utilisée comme complément de l'observation. Ainsi, la modélisation peut être utilisée comme interpolateur spatio-temporel des observations disponibles par des méthodes d'assimilation. Elle est aussi utilisée comme extrapoleur des observations pour faire de la prévision à court-terme, voire pour construire des projections climatiques [IPCC, 2007]. D'autre part, les techniques de modélisation s'avèrent

être essentielles pour analyser les processus dynamiques de l’océan, car elles permettent de tester numériquement des hypothèses qui ne pourraient le plus souvent pas être testées dans l’océan réel.

Ici, nous présentons un travail de modélisation qui se concentrent sur l’étude de la circulation océanique autour du plateau de Kerguelen. Plus spécifiquement, la zone d’étude correspond à l’Océan Indien Sud, comprenant le domaine délimité par le parallèle  $30^{\circ}S$  au Nord et le continent Antarctique ( $\sim 70^{\circ}S$ ) au Sud, et par les méridiens  $20^{\circ}E$  et  $120^{\circ}E$  choisis pour intersecter l’Afrique et l’Australie respectivement. Cette région est presque intégralement océanique, et représente un tiers du périmètre de l’Océan Austral. Dans cette étude, nous serons particulièrement intéressés par la composante moyenne de la circulation, afin de caractériser la consistance du modèle avec les observations et de mieux comprendre les causes dynamiques contrôlant la position et l’intensité des différentes branches du CCA. En particulier, le rôle essentiel de la bathymétrie comme contrainte de la circulation des masses d’eau sera mis en évidence tout au long de cette étude.

Tout d’abord, nous présenterons une simulation globale inter-annuelle<sup>1</sup> à résolution intermédiaire (*eddy-permitting*), que nous comparerons à un certain nombre d’observations afin de discuter le réalisme de la circulation simulée par le modèle (Chapitre 4.2). La seconde partie décrira la mise en place d’une configuration régionale de l’Océan Indien Sud qui sera utilisée pour tester deux hypothèses concernant les causes des principaux biais de la simulation globale en effectuant des tests de sensibilité, et ainsi d’obtenir une simulation de référence plus proche des observations (Chapitre 4.3). Cette nouvelle simulation de référence sera analysée plus en détail dans le chapitre 5 par un diagnostic de conservation de la vorticité intégrée de la surface au fond. Nous verrons que cette analyse permet d’obtenir des informations originales sur la dynamique du CCA, par ailleurs difficile à mettre en évidence et à interpréter en utilisant les observations seules.

---

1. Ici, « inter-annuelle » signifie que le forçage atmosphérique reproduit la variabilité inter-annuelle, par opposition à un forçage climatologique.

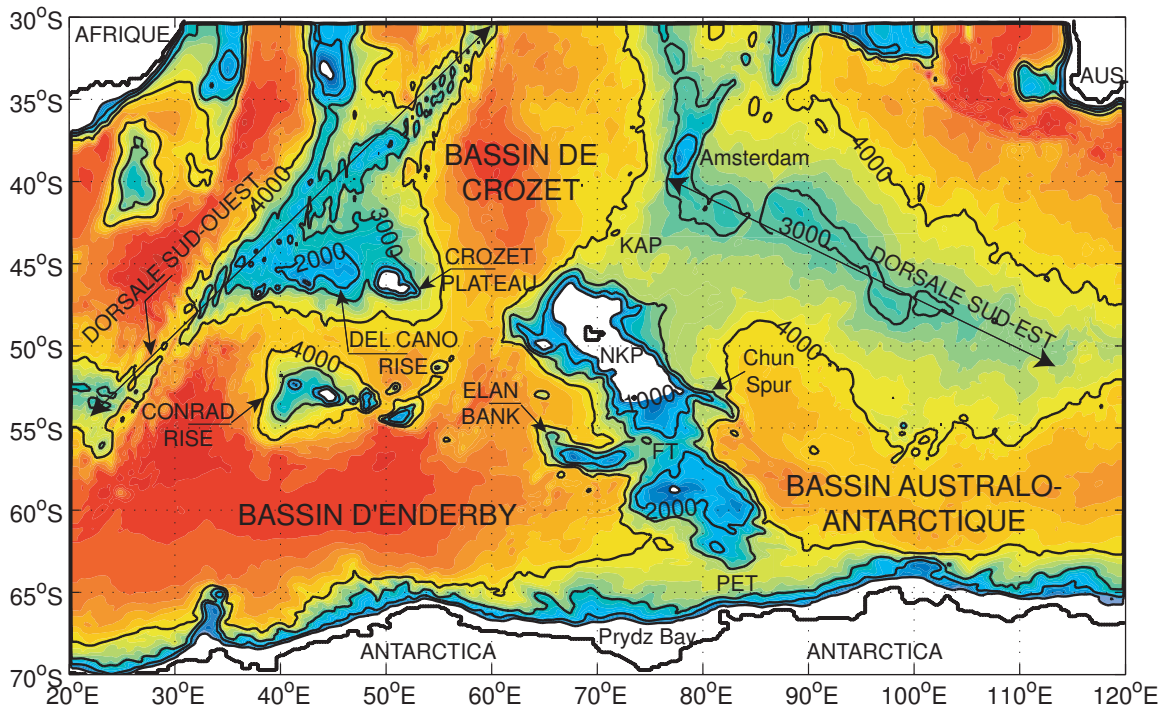


FIGURE 4.1: Bathymétrie utilisée dans la configuration ORCA025, utilisant une grille de résolution  $(1/4^\circ \text{ longitude} \times \cos(1/4^\circ) \text{ latitude})$ . Les profondeurs  $< 1000 \text{ m}$  sont affichées en blanc. Dans toutes les cartes de propriétés qui suivront dans ce chapitre, les isobathes (1000, 2000, 3000 et 4000 m) montrées ici seront superposées en fond afin d'aider à positionner les principaux éléments topographiques de la région.

## 4.2 Analyse d'une simulation globale inter-annuelle

Dans ce chapitre, nous présenterons la simulation de référence ORCA025-G70 (aussi appelée G70), basée sur la configuration ORCA025 à  $1/4^\circ$  (*eddy-permitting*), ce qui correspond à une résolution de 10 à 15 km aux latitudes de l'Océan Austral. La configuration ORCA025 possède 46 niveaux verticaux, avec une épaisseur des niveaux variant entre 6 m à la surface et 250 m à 6000 m de fond. Cette échelle de résolution présente l'avantage de résoudre au moins partiellement la variabilité méso-échelle, tout en restant « maniable » en terme de temps de calcul et de taille des fichiers de sorties. De plus, cette résolution constitue l'avenir à court terme pour les simulations climatiques longues. A ce titre, il est donc essentiel de bien comprendre et d'améliorer autant que possible les attributs de la circulation simulée à cette résolution.

La configuration ORCA025 et la simulation G70 ont été mises en place dans le cadre du projet européen DRAKKAR<sup>2</sup> [Barnier et al., 2006]. Le projet DRAKKAR a été conçu pour structurer un important effort de modélisation commun à plusieurs équipes de recherches afin de produire et analyser un ensemble consistant de simulations à différentes résolutions et à

2. <http://www.ifremer.fr/lpo/drakkar>

développer les outils numériques associés. Ce projet s'appuie sur le système NEMO<sup>3</sup> [Madec, 2008] qui inclue le code océanique OPA9 couplé au modèle de glace de mer LIM2 [Fichefet and Maqueda, 1997, Timmermann et al., 2005]. Plusieurs configurations ont été mises en place à différentes résolutions, de l'échelle régionale à l'échelle globale. Ces configurations sont bien sûr emboîtées afin de faciliter leurs inter-comparaisons. Des tests de sensibilité requérant d'importantes ressources informatiques ont ainsi pu être mis en oeuvre afin de tester l'influence de divers paramètres sur la base de ces configurations de référence, tels que les forçages ou les schémas numériques.

La simulation G70 est une expérience inter-annuelle globale d'une durée de 47 ans, allant de 1958 et 2004 [Molines et al., 2006]. La bathymétrie utilisée dans la simulation G70 (Fig. 4.1) est un produit légèrement lissé dérivé du fichier bathymétrique à 2' de résolution *etopo2*.

Le jeu de données de forçage Drakkar Forcing Set 3 (DFS3, Brodeau et al., 2006) contient plusieurs variables provenant de différents jeux de données :

- vents à 10 m : réanalyse ECMWF-ERA40
- température de l'air et humidité spécifique : réanalyse ECMWF-ERA40
- flux radiatifs (visible et IR) : produit CORE [Large and Yeager, 2004]
- précipitations (solides et liquides) : version modifiée de CORE (précipitations réduites dans l'hémisphère nord).

La formulation bulk CORE est utilisée pour obtenir les flux turbulents (flux de chaleur, d'eau douce et de quantité de mouvement), et au final fournir à l'océan les flux dont il a besoin. Afin de limiter les dérives de la salinité de surface dûes principalement aux incertitudes importantes sur le bilan d'évaporation moins précipitation (E-P), un rappel sur la salinité de surface est appliqué. Ce rappel est prescrit sous forme d'une correction du flux E-P, équivalent à un temps caractéristique de 300 jours pour une couche de mélange de 50 m d'épaisseur. Ce rappel est renforcé d'un facteur 4 sous la glace. Le jeu de données ERA40 s'arrête en 2001. Les données de forçage utilisées entre 2002 et 2004 provenant d'un autre jeu de données, nous n'utiliserons pas cette période de la simulation.

Le modèle NEMO est utilisé en mode *coordonnées z* utilisant les *partial step* (niveau vertical de fond d'épaisseur variable pour mieux représenter la bathymétrie), avec une *surface libre*, le schéma d'advection *EEN* (energy enstrophy conserving) et le mode *free-slip* (glissement libre le long des frontières latérales). Dans cette configuration, le modèle NEMO est considéré comme un des plus performants au monde, notamment à la résolution *eddy-permitting* que nous utilisons dans cette étude [Barnier et al., 2006, Penduff et al., 2007, Le Sommer et al., 2009].

Dans la suite, nous allons présenter la circulation simulée par G70 dans l'Océan Indien Sud. La période considérée court de 1992 à 2001, soit les années 35 à 44 de la simulation. Ces 10 années ont été choisies pour plusieurs raisons. D'une part, ce sont les plus récentes, et on

---

3. Nucleus for European Models of the Ocean; <http://www.lodyc.jussieu.fr/NEMO>.

peut donc espérer que les champs de forçage atmosphérique sont les plus réalistes. De plus, les données altimétriques TOPEX/Poseidon sont disponible pendant ces années, mis à part 1992. Enfin, on est suffisamment loin de la période initiale de spin-up du modèle pour que les dérives du modèle soient réduites et donc qu'un état moyen puisse être défini de manière consistante sur l'ensemble de la période.

### 4.2.1 Validation de la circulation en surface

#### Hauteur de la mer

Afin de valider la circulation du modèle, nous comparons la topographie de la surface de la mer (SSH) du modèle avec la climatologie CMDT [Rio and Hernandez, 2004] (Fig. 4.2). Nous rappelons que la climatologie CMDT est une solution optimale obtenue en combinant des données altimétriques, hydrologiques et de dérive de bouées, ce qui permet d'avoir une estimation assez fidèle de la SSH moyenne (voir chapitre 3.2). Afin de faciliter la comparaison entre la climatologie CMDT et la solution G70, nous avons interpolé la climatologie sur la grille ORCA025, puis nous avons effectué une régression linéaire de ses valeurs par rapport à celles de G70. Finalement, nous avons utilisé les coefficients de la régression linéaire pour normaliser la climatologie sur les valeurs de G70. La régression montre que la pente méridienne climatologique est 10 % plus élevée que la pente du modèle, indiquant que le CCA est trop faible dans le modèle. La climatologie normalisée est montrée sur la figure 4.2b, tandis que sa différence avec la SSH de G70 (Fig. 4.2a) est présentée sur la figure 4.2c.

La première impression que l'on obtient en comparant le modèle à la climatologie est très positive. En particulier, on observe une bonne représentation du CCA dans le modèle. Les fronts forcés par la topographie sont bien placés, notamment autour du Plateau de Crozet et du Conrad Rise, dans le Bassin d'Enderby et autour du plateau de Kerguelen. Le courant des aiguilles et son courant de retour sont eux-aussi bien représentés près de la point sud de l'Afrique. Le courant du Fawn Trough apparaît clairement comme une forte et soudaine concentration de lignes de courant entre les pointes ouest du plateau sud de Kerguelen et sud-est du plateau nord de Kerguelen.

On peut toutefois observer certaines différences notables, concentrées principalement dans les zones suivantes :

- **Dorsale Sud-Ouest Indienne** : Au nord du plateau de Crozet (vers 50°E, 42°S), la zone de confluence du courant de retour des aiguilles et de la branche nord du CCA est trop étroite dans le modèle (2° de latitude dans le modèle contre 5° dans les observations), créant une anomalie positive de la SSH du modèle par rapport à la climatologie CMDT dans la partie nord de cette confluence.
- **Dorsale Sud-Est Indienne** : Ce biais du modèle est le plus fort en magnitude de notre

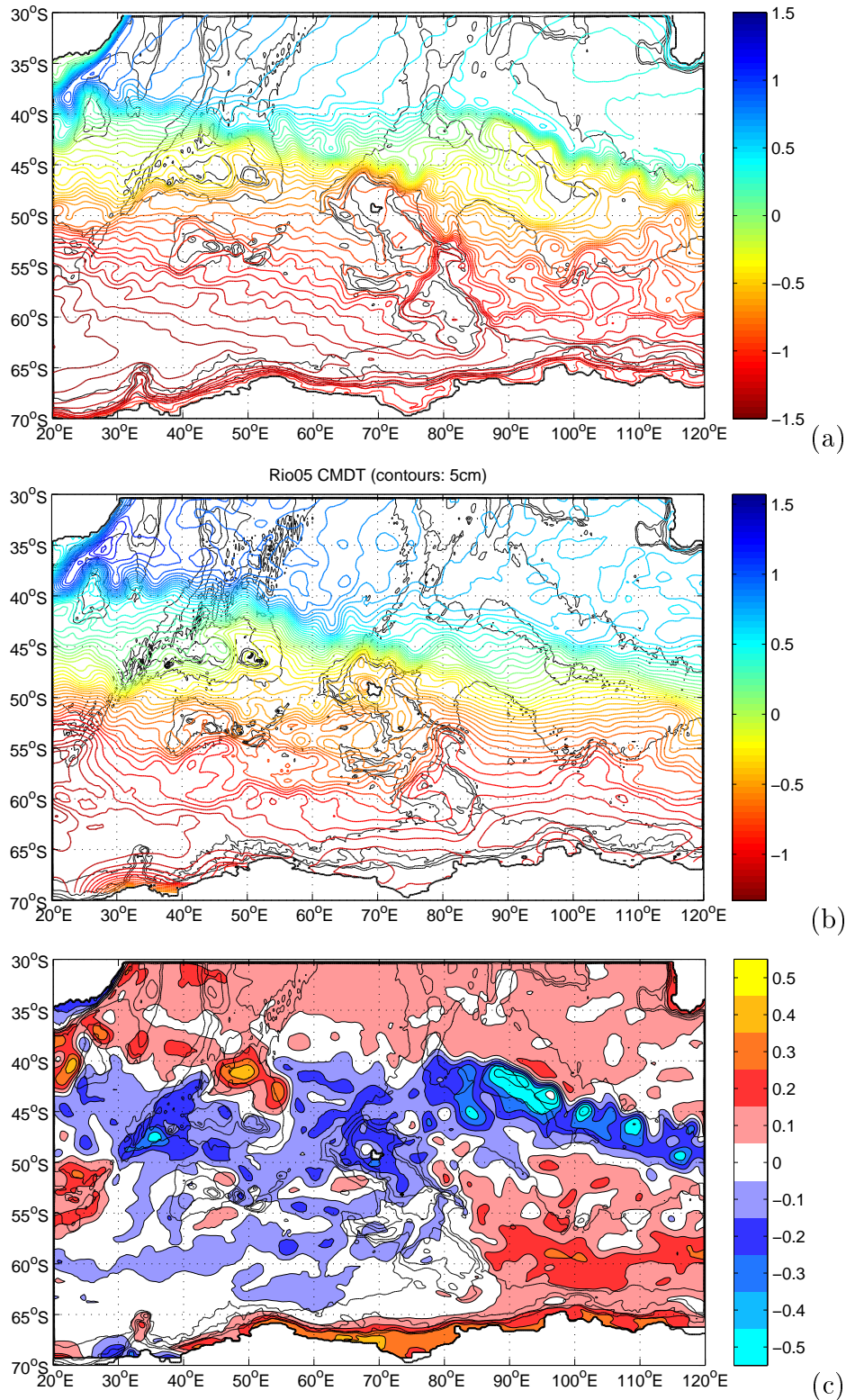


FIGURE 4.2: (a) Topographie moyenne de la surface dans ORCA025-G70 [m]. Ecart entre les isolignes : 5 cm. (b) Climatologie CMTD de hauteur de la mer normalisée sur G70. (c) Différence entre la topographie moyenne de la surface dans ORCA025-G70 et la climatologie CMTD normalisée. Unité : m.

région. Les lignes de courant passent trop au Nord au niveau de l'île Amsterdam, formant un front intense le long du flanc Nord de la dorsale Sud-Est Indienne, au niveau de l'isobathe 3500 m. Barnier et al. [2006] ont discuté la présence de ce biais, indiquant son lien possible avec la représentation de la topographie au niveau du passage Kerguelen-Amsterdam.

- **Plateau Nord de Kerguelen** : Le modèle a tendance à exagérer l'effet bloquant du plateau nord de Kerguelen. Ainsi, dans la climatologie, plusieurs lignes de courant traversent le plateau nord de Kerguelen entre les îles Kerguelen et Heard pour former le Front Polaire [Roquet et al., 2009, Park et al., 2008c]. Mais dans le modèle, quasiment aucun courant venant de l'ouest ne traverse le plateau nord, préférant le contourner par le nord. L'effet topographique semble aussi exagéré à l'est du plateau nord. En effet, le modèle simule une langue d'eau très étroite partant du Chun Spur et suivant de près le flanc est du plateau nord. Sur la climatologie, les masses d'eau de surface trouvées à l'est du plateau proviennent majoritairement de la zone peu profonde du plateau et non du Fawn Trough.
- **Courant de talus Antarctique** : Dans le modèle, un courant de surface longe la côte Antarctique d'est en ouest. Bien que ce courant ne soit pas bien représenté sur la climatologie CMDT, il a été détecté à de nombreuses reprises soit directement lors de campagnes en mer [Heywood et al., 1999, McCartney and Donohue, 2007], soit indirectement en observant la dérive des glaces [Heil and Allison, 1999, Tchernia and Jeannin, 1983]. La très fine échelle latitudinale de ce courant de talus ajoutée à la difficulté à récolter des données si près de l'Antarctique explique probablement sa mauvaise représentation dans la climatologie.
- **Circulation sub-polaires** : Les observations indiquent la présence de deux gyres sub-polaires, l'un dans le Bassin de Weddell-Enderby, à l'ouest de 53°E [Park et al., 2001], l'autre dans le Bassin Australo-Antarctique [McCartney and Donohue, 2007]. Dans le modèle, on observe des lignes de courant provenant du Bassin de Weddell-Enderby qui traversent le Princess Elizabeth Trough avant de repartir à l'ouest. En d'autres termes, le gyre de Weddell du modèle s'étend jusqu'à 90°E, en contradiction avec les observations qui placent la limite Est de ce gyre autour de 53°E. Par contre, aucune évidence d'un gyre Australo-Antarctique n'est détectée dans le modèle. La climatologie CMDT ne représente pas bien les gyres sub-polaires non plus. On observe toutefois une anomalie positive autour de 60°S dans le Bassin Australo-Antarctique, semblant indiquer que le CCA est décalé au sud dans le modèle.

### Variabilité de la hauteur de la mer

La figure 4.3 permet de comparer la variabilité RMS de la SSH du modèle à celle obtenue grâce aux données altimétriques AVISO. Sans surprise, le modèle accuse un déficit de variabilité



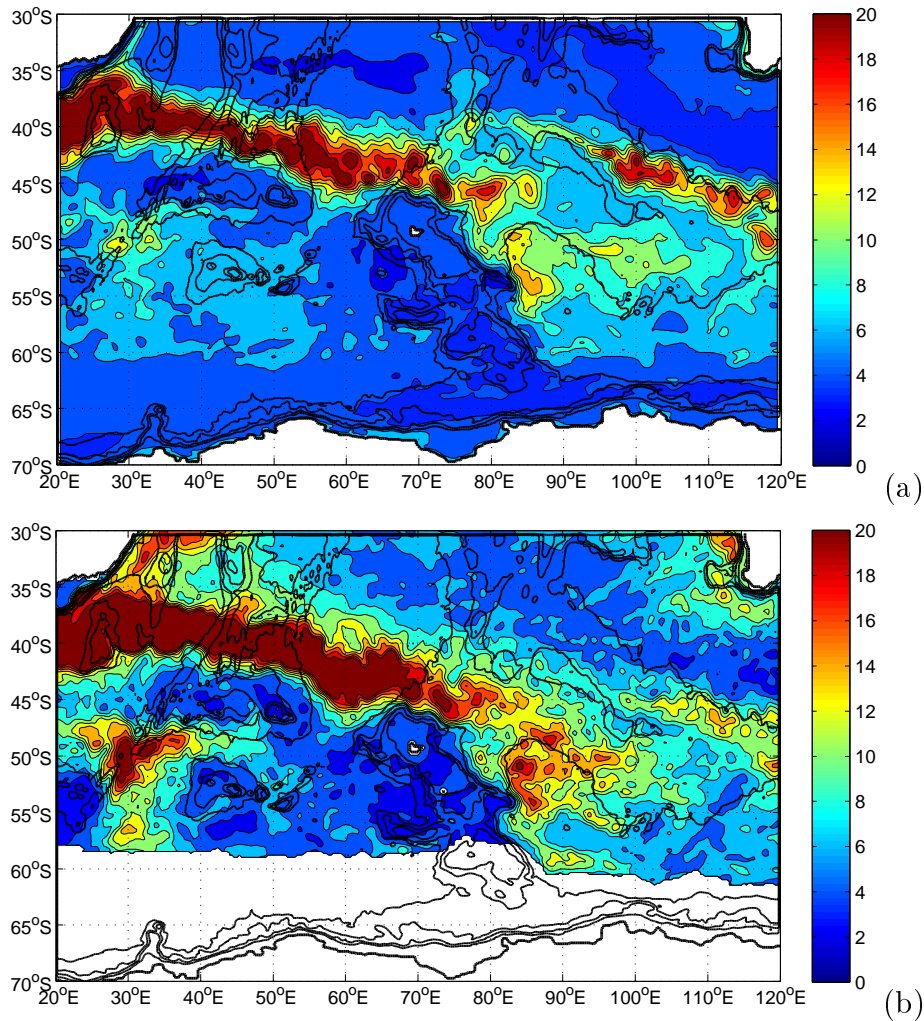


FIGURE 4.3: Ecart-type de la hauteur de la mer (a) du modèle et (b) de l'altimétrie [cm].

par rapport aux observations lié à la résolution *eddy-permitting* plutôt qu'*eddy-resolving*. Les régions de forte variabilité sont généralement bien placées, avec en particulier, le courant de retour des aiguilles, le CCA dans le Bassin de Crozet, la région en aval de la Dorsale Sud-Ouest Indienne et la région en aval du Fawn Trough dans le Bassin Australo-Antarctique. Le déficit de variabilité s'exprime d'une part par le fait que la variabilité est généralement trop faible dans ces régions de fortes variabilité, mais aussi parce que ces régions ont des extensions géographiques trop faibles, comme c'est le cas pour le courant de retour des aiguilles qui est deux fois plus étroit dans le modèle que dans les observations.

Une exception notable concerne le flanc Nord de la dorsale Sud-Est Indienne qui montre une trop forte variabilité dans le modèle, en contradiction avec la faible variabilité dans les observations. Ce problème est lié l'existence du front passant au nord de la dorsale dans le modèle discuté lors de la validation de la SSH.

## Température de surface

La température moyenne de surface pour les mois d'hiver (août/septembre/octobre) du modèle est comparée aux observations obtenues par satellite sur la figure 4.4. Nous utilisons le radiomètre AMSR-E installé sur le satellite Aqua, qui fournit des données de résolution  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  toutes les 12h, et qui est capable d'observer la température quelle que soit la couverture nuageuse, ce qui est plus qu'utile en hiver dans l'Océan Austral. Le champs de température de référence est calculé en effectuant une moyenne des données hivernales obtenues sur la période 2002-2006 (5 ans). La carte des anomalies de température de G70 par rapport au satellite est montrée sur la figure 4.4c. Etant donné le gradient positif de température vers le nord, il faut comprendre une anomalie positive comme signifiant que les isothermes du modèle sont trop décalées au sud.

Le modèle ne présente pas de biais moyen sur l'ensemble de la région, ce qui est logique puisque à grande échelle, la température de surface est contrôlée par la température atmosphérique imposée par les forçages. Deux anomalies majeures sont observées. A plus fine échelle, c'est plutôt l'advection qui contrôle la température de surface, d'où un étroit lien entre les anomalies de circulation de surface et les anomalies de température de surface à fine échelle. Ainsi, la forte anomalie négative observée au niveau de la Dorsale Sud-Est Indienne est liée à l'anomalie de circulation décrite pour la SSH, où les masses sont advectées trop au nord en passant sur le flanc nord de la dorsale trop tôt dans le modèle. Au nord des plateaux Del Caño et Crozet, une forte anomalie positive montre que le front intense est trop pincé le long du flanc nord de ces deux plateaux. Dans le Bassin de Crozet, on observe une anomalie négative, parce le front ne décrit pas l'ondulation vers le sud visible dans les observations.

De manière générale, on observe partout une bonne corrélation entre les anomalies observées lors de la validation de la SSH (fig. 4.2, section 4.2.1) et celle observées ici sur la température de surface. Ces deux comparaisons indépendantes confirment ainsi que les biais décrits dans la section 4.2.1 sont principalement liés à des défauts du modèle et non aux possibles erreurs et inexactitudes de l'un ou l'autre de ces deux jeux d'observation.

### 4.2.2 Description de la circulation simulée

#### Circulation barotrope

En excellente approximation, le transport intégré sur la verticale (transport barotrope)  $(U, V) = (\int_z u dz, \int_z v dz)$  est non-divergent, en raison de la continuité du flux de volume. En fait, la partie divergente du transport barotrope est exactement nulle pour une circulation stationnaire ( $\partial\eta/\partial t = 0$ ) et des flux d'eau douce à la surface nuls (précipitations, évaporation et runoffs), mais ces termes restent négligeables par rapport aux composantes horizontales du transport. On peut alors définir une fonction de transport barotrope  $\psi$  satisfaisant les relations

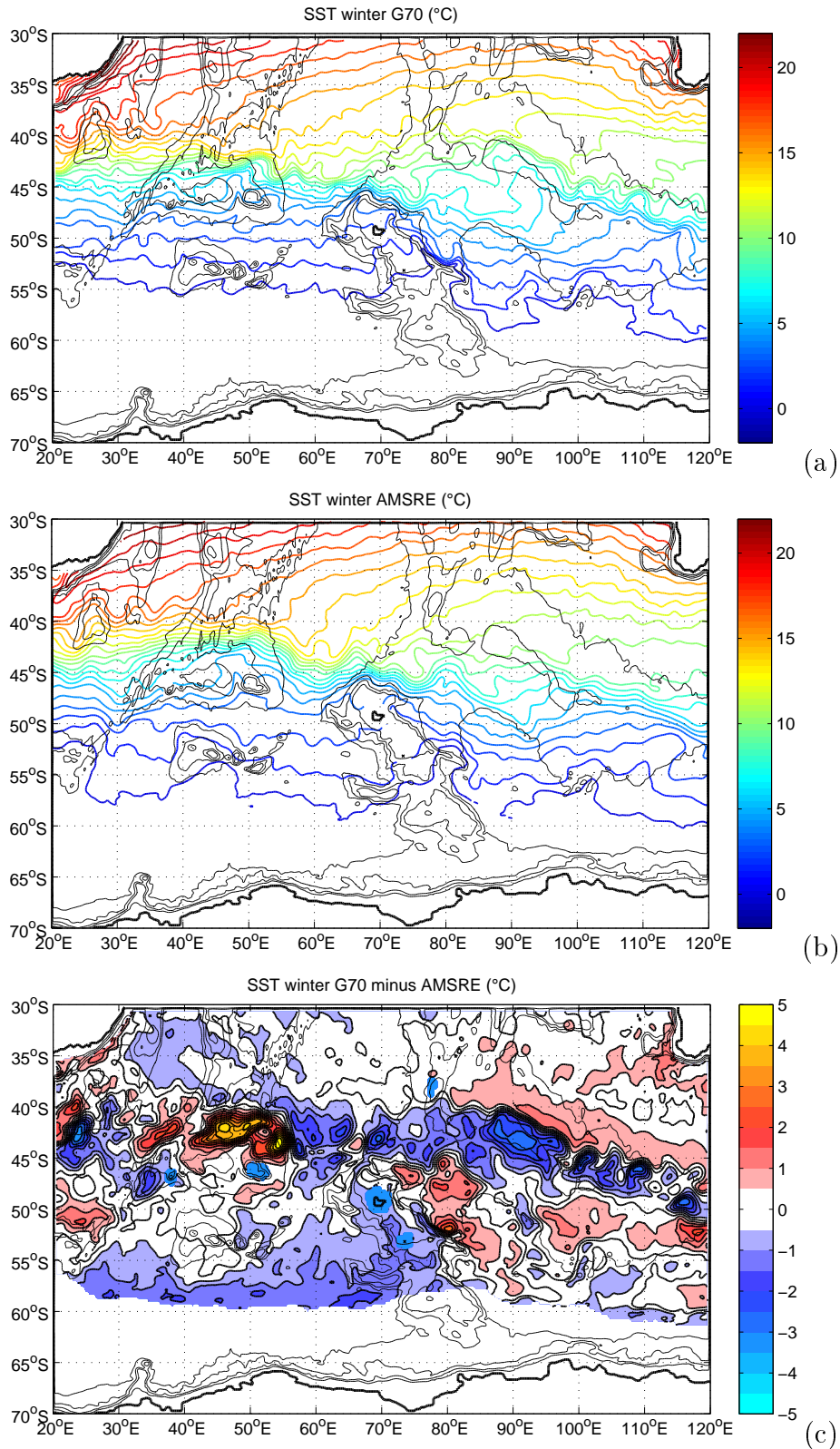


FIGURE 4.4: Comparaison de la température de surface en hiver (moyenne Août-Septembre-Octobre). (a) ORCA025-G70 sur la période 1992-2001. (b) Observations satellites AMSR-E. (c) Différence entre ORCA025-G70 et AMSR-E. A cause de la couverture de glace, il n'y a pas très peu de données disponibles au sud de 60°S.

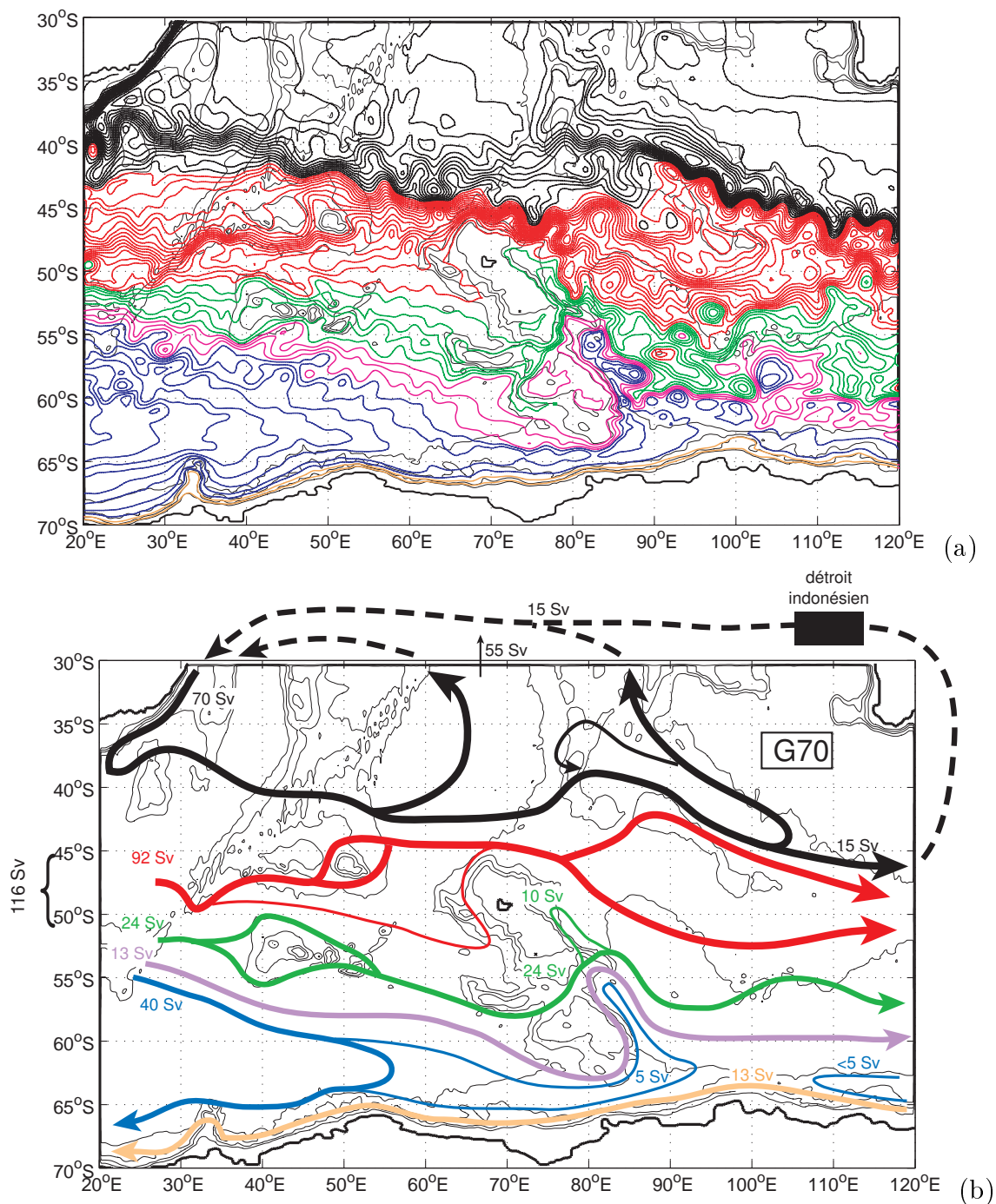


FIGURE 4.5: (a) Fonction de transport barotrope ORCA025-G70 moyennée sur la période 1992-2001. Ecart entre les isolignes : 5 Sv. (b) Schéma reprenant les principales branches de la fonction de transport barotrope avec leurs transports associés. Légende des couleurs : (noir) circulation sub-tropicale, (rouge) route nord du CCA, (vert) route centrale, (violet) route sud, (bleu) gyres sub-polaires, (orange) courant du talus antarctique.

$U = -\partial_y \psi$  et  $V = \partial_x \psi$  en bonne approximation. En pratique, on pose  $\psi = 0$  sur le continent antarctique, et  $\psi$  est calculée comme :  $\psi = \int_{72^\circ S}^y U \cdot dy$ . Un calcul exact de  $\psi$  serait possible, sans faire l'approximation de la partie divergente nulle, mais il requiert l'inversion d'une matrice, processus coûteux, et fournit des résultats très proches de la méthode approximative retenue.

La fonction de transport barotrope est généralement très utile, car elle fournit une description synthétique de la circulation océanique. C'est d'autant plus vrai dans l'Océan Austral que la stratification est faible, induisant une structure quasi-barotrope de l'écoulement (bonne corrélation entre la direction des courants de surface et profonds). Pour rappel, le transport total passant au travers d'une section peut être facilement obtenu comme la différence de  $\psi$  entre les deux extrémités de la section. Plus les isolignes de  $\psi$  sont resserrées, plus le courant est intense. Ainsi, les zones de forte concentration de lignes de courant correspondent aux fronts océaniques.

En négligeant les faibles échanges entre l'Océan Arctique et l'Océan Pacifique au travers du détroit de Béring ( 1 Sv), ainsi que les redistributions de masse dues aux flux d'eau douce de surface (<1 Sv), le transport net entre l'Antarctique et l'Afrique doit évaluer le transport net au travers du passage de Drake, soit  $134 \pm 15-27$  Sv [Cunningham et al., 2003, Whitworth, 1983]. Il semble que le modèle sous-estime le transport du CCA, avec une valeur moyenne sur notre période d'étude de seulement 116 Sv. Nous verrons comment cette sous-estimation est liée à la dérive des propriétés profondes autour de l'Antarctique dans la partie 4.2.3.

Le seul passage de masses d'eau au nord de l'Océan Indien se fait par le détroit indonésien. Le transport net à 30°S doit donc être égal au transport net au travers du détroit indonésien. Dans le modèle, 15 Sv traverse la frontière à 30°S vers le sud. Des mesures directes de courant dans les trois principaux passages (Lombok, Ombai, et Timor) entre janvier 2003 et décembre 2006 indiquent un transport moyen de 15 Sv [Sprintall et al., 2009]. Le modèle est donc en excellent accord avec les observations pour ce qui est du flux net à 30°S. Le transport net entre l'Australie et l'Antarctique se déduit facilement comme la somme des transports au sud de l'Afrique et au travers du détroit indonésien.

Sur la figure 4.5a, la fonction de transport barotrope  $\psi_{G70}$  de G70 moyennée sur la période 1992-2001 est présentée. Afin d'en faciliter leur interprétation, les isolignes de  $\psi_{G70}$  (figure 4.5) ont été distinguées à l'aide de différentes couleurs. De plus, un schéma reprenant les trajectoires et transports des principales branches est proposé pour plus de clarté. Nous allons maintenant expliciter ces différentes branches :

**La circulation sub-tropicale** est délimitée par l'isoligne 116 Sv, qui correspond au transport net entre l'Antarctique et l'Afrique du Sud, et donc entre l'Antarctique et le passage de Drake. En d'autres termes, il s'agit des lignes de courant non-circumpolaires qui circulent seulement dans l'Océan Indien et l'Océan Pacifique. Le transport maximum dans le courant de bord ouest du gyre sub-tropical (courant des aiguilles) vaut environ 70 Sv, dont

15 Sv qui passent par l'Océan Pacifique et le détroit indonésien, et les 55 Sv restants qui circulent dans l'Océan Indien.

**La branche nord du CCA** ici définie comme la portion de transport au sud du gyre subtropical qui passe au nord du plateau de Kerguelen, transporte 92 Sv. Cette branche se concentre après avoir traversé la région du plateau de Crozet et converge avec des lignes de courant sub-tropicale pour former le front le plus intense de la région au coeur du passage Kerguelen-Amsterdam. Ce front, parfois désigné comme le Front de Crozet, est en fait un des plus intenses au monde. Park et al. [1993] ont estimé le transport barocline (relatif au fond) dans le passage Kerguelen-Amsterdam à environ 95 Sv à partir des données de la campagne SUZIL effectuées en 1991.

**La branche centrale du CCA** passant par le Fawn Trough transporte 24 Sv. Entrant à l'ouest à 52°S, cette branche bifurque au passage du Conrad Rise avant de reconverger à l'approche du plateau de Kerguelen, avec une majorité du transport passant au sud d'Elan Bank avant de former le courant du Fawn Trough, en accord qualitatif avec le schéma de circulation proposé par Roquet et al. [2009] (Chapitre 3.2). Le transport associé au courant du Fawn Trough semble trop faible dans le modèle, puisque les mesures directes effectuées pendant la campagne TRACK indiquent un transport de 43 Sv concentrés au coeur du col profond [Park et al., 2009].

**La branche sud du CCA** passant au sud du plateau de Kerguelen est définie comme l'ensemble des lignes de transport ininterrompues entre l'ouest et l'est traversant le Princess Elizabeth Trough. Cette branche transporte 13 Sv. La seule estimation directe du transport au travers de ce passage fournie par Heywood et al. [1999] est de 11 Sv. Plus récemment, [Park et al., 2009] l'ont estimé à 7 Sv à partir des mesures directs effectuées pendant la campagne TRACK. Cette branche longe le flanc est du plateau de Kerguelen, remontant 10° de latitude pour converger avec la branche centrale près du seuil du Fawn Trough. Elle redescend ensuite jusqu'à 60°S où elle retrouve une direction d'écoulement zonale.

**Les gyres sub-polaires** correspondent au transport entrant puis ressortant par la même frontière latérale. Par conséquent, le transport net des gyres sub-polaires aux frontières est nulle. A l'ouest, on trouve le gyre de Weddell-Enderby avec un transport de 40 Sv, dont 5 Sv environ qui traverse le Princess Elizabeth Trough avant d'infléchir leur trajectoire pour revenir à l'ouest. Cette incursion de masses d'eau du gyre de Wedell-Enderby dans le Bassin Australo-Antarctique est en désaccord avec les observations, qui placent sa limite est vers 58°E [Park et al., 2001]. A l'est, ce qui devrait être le gyre Australo-Antarctique ne représente dans le modèle qu'un transport très mineur (<5 Sv) qui n'atteint pas la longitude du plateau de Kerguelen.

**Le courant du talus antarctique** correspond aux lignes de transport traversant le domaine d'ouest en est le long du talus Antarctique, représentant 13 Sv. Ce courant reste à ce jour un des moins bien connus de l'océan mondial et ce pour deux principales raisons. Tout d'abord, sa situation géographique le rend difficile d'accès, d'autant plus que la glace de mer le recouvre la majeure partie de l'année. D'autre part, la structure de ce courant est très barotrope, avec des valeurs de vitesse au fond de l'ordre de  $10 \text{ cm s}^{-1}$  [Heywood et al., 1999, McCartney and Donohue, 2007], ce qui signifie que seules des mesures directes de courant peuvent permettre d'obtenir une estimation du transport total. Cette structure barotrope est liée à la très faible stratification des masses d'eau dans ces régions propice à la convection profonde. Heywood et al. [1999] estime le transport de ce courant à 45 Sv au niveau du Princess Elizabeth Trough, soit une valeur beaucoup plus élevée que celle trouvée dans le modèle. Il est notable que le transport net au travers du Princess Elizabeth Trough est nul, d'où le fait que le courant du talus antarctique et la branche sud du CCA ont exactement le même transport, s'écoulant en sens opposé.

### Bilan de volume aux frontières

Avant d'en arriver aux résultats concernant le bilan de volume et l'estimation des taux de transformation des masses d'eau, nous voudrions fournir un petit rappel théorique sur les notions de masse d'eau et de densité neutre qui sont au coeur du diagnostic qui sera ensuite présenté. Une masse d'eau peut être caractérisée par ses propriétés hydrologiques - température potentielle  $\theta$  et salinité  $S$  -. Ces propriétés sont liées à l'historique de la masse d'eau, incluant sa formation près de la surface, sa subduction et son advection en profondeur. Dans l'océan, les masses d'eau s'écoulent préférentiellement le long des surfaces neutres, telles qu'une particule d'eau ne subira aucun travail des forces de pression tant qu'elle reste sur la même surface neutre [McDougall, 1987a]. En d'autres termes, une surface neutre est partout localement tangente à l'isopycne potentielle référencée à la profondeur locale. La différence entre les surface de densité neutre et les surfaces de densité potentielle vient de la variation du rapport entre le coefficient d'expansion thermique  $\alpha$  et le coefficient de contraction halin  $\beta$  dû à des effets de compressibilité. Cela apparaît clairement dans la relation fondamentale définissant les surfaces neutres :

$$\alpha \nabla_n \theta = \beta \nabla_n S \quad (4.1)$$

où  $\nabla_n$  représente le gradient le long des surfaces neutres.

La variable de densité neutre peut alors être définie comme la densité *in situ* qu'aurait une parcelle d'eau ramenée à la surface le long d'une surface neutre. En fait, cette définition n'est pas vraiment rigoureuse à cause de la nature hélicoïdale des surfaces neutres [McDougall and Jackett, 1988], qui veut qu'une parcelle d'eau qui effectuerait une boucle sur une même surface neutre ne se retrouverait généralement pas à la même profondeur en revenant à son point

de départ. Ainsi, une parcelle ayant fait le tour d'un gyre en satisfaisant à chaque instant la relation 4.1 se retrouvera généralement à une profondeur différente de quelques mètres. Malgré cette difficulté, il est possible de construire une variable densité neutre  $\gamma_n$  qui vérifie partout la relation locale 4.1 en bonne approximation. Une telle variable  $\gamma_n$  a été proposée par Jackett and McDougall [1997], en intégrant la relation 4.1 sur la climatologie de Levitus [1982]. Cette variable est à ce jour la plus largement utilisée par les océanographes pour référencer les masses d'eau.

Iudicone et al. [2008a] ont montré comment les variations de densité neutre peuvent être directement liées à l'action de différents processus : en surface, les flux de chaleur et d'eau douce, et en profondeur, la diffusion, le cabbeling et la thermobaricité. Ces deux derniers processus, liés aux non-linéarités de l'équation d'état [McDougall, 1987b], peuvent être très actifs dans l'Océan Austral, où les fronts sont intenses et profonds. Il est alors possible d'estimer l'intensité de transformation des masses d'eau due à ces processus dianeutraux comme un flux de volume au travers des surfaces neutres (flux dianeutral). Cette estimation est pourtant difficile par une méthode directe, nécessitant de calculer des champs de densité neutre (coûteux numériquement), de déterminer la position des surfaces neutres et d'estimer les vitesses normales à ces surfaces (approximations liées aux interpolations). Un moyen plus efficace d'estimer ces flux dianeutraux se fait au travers d'un diagnostic de conservation du volume des masses d'eau.

Le diagnostic de conservation du volume des masses d'eau s'appuie sur l'équation de continuité exprimant la non-divergence locale du volume comme balance entre les flux nets à travers une frontière fermée  $\Sigma$  et la dérivée temporelle du volume  $V$  délimité par  $\Sigma$  :  $dV/dt + \iint_{\Sigma} \vec{u} \cdot \vec{ds} = 0$  ( $\vec{u}$  étant le vecteur vitesse 3D). La frontière  $\Sigma$  peut être séparée en quatre sous-ensembles de frontières :  $\Sigma_{ouest}$ ,  $\Sigma_{nord}$  et  $\Sigma_{est}$  pour les frontières latérales (la frontière sud est fermée dans notre cas) et  $\Sigma_{dia}$  pour les frontières verticales délimitées par des diapycnes neutres, ou par le fond ou la surface de l'océan. Les diapycnes neutres utilisées comme frontières verticales reprennent les définitions des classes de masses d'eau proposées par Iudicone et al. [2008a] (Table 4.1). La définition des masses d'eau à l'aide de seuils en densité neutre est très pratique, puisqu'elle permet de traiter ensemble les transformations près de la surface et à l'intérieur de l'océan. Toutefois, il faut bien garder en tête que la distinction normalement faite entre les masses d'eau profonde et les masses d'eau de surface n'a plus lieu ici, ce qui signifie par exemple que l'Eau Antarctique de Surface présente au sud du Front Polaire sera classée ici comme Eau Intermédiaire IW.

Les flux à travers les surfaces neutres (flux diapycnaux) sont par définition engendrés par des processus diapycnaux. Un flux diapycnal positif correspond donc à une destruction net de la masse d'eau considérée, car nous prenons comme convention des flux sont positifs lorsqu'ils sont sortants. Comme les autres termes de l'équation peuvent être calculés directement, la transformation net des masses d'eau peut être déduite de ce diagnostic :



Masse d'eau	Abbréviation	$\gamma_n [kg.m^{-3}]$
Thermocline Water	TW	<26.0
Mode Water	MW	26.0-27.2
Intermediate Water	IW	27.2-27.8
Upper Circumpolar Deep Water	UCDW	27.8-28.0
Lower Circumpolar Deep Water	LCDW	28.0-28.2
Antarctic Bottom Water	AABW	>28.2

TABLE 4.1: Définition des masses d'eau utilisée dans cette étude

	$\Delta V/\Delta t$	W	E	N	Dia
TW	-0.1	6.1	1.0	-13.5	6.5
MW	-0.8	-12.6	25.4	1.5	-13.5
IW	0.4	-50.6	49.7	-4.2	4.6
UCDW	1.4	-27.2	21.2	0.3	4.2
LCDW	5.5	-29.0	29.9	-1.3	-5.1
AABW	-6.7	-2.3	3.9	1.7	3.3
Total	-0.2	-115.5	131.1	-15.4	0

TABLE 4.2: Bilan de conservation de volume par classes de densité sur la période 1992-2001. Les flux sont positifs lorsqu'ils sont dirigés vers l'extérieur du domaine. Ils sont exprimés en Sv.

$$\overline{\iint_{\Sigma_{dia}} \vec{u} \cdot d\vec{s}} = - \left( \frac{\Delta V}{\Delta t} + \overline{\iint_{\Sigma_{ouest}} \vec{u} \cdot d\vec{s}} + \overline{\iint_{\Sigma_{nord}} \vec{u} \cdot d\vec{s}} + \overline{\iint_{\Sigma_{est}} \vec{u} \cdot d\vec{s}} \right) \quad (4.2)$$

avec  $\bar{x}$  la moyenne temporelle de  $x$  sur la période considérée de durée  $\Delta t$ . Les différents termes de l'équation 4.2 sont calculés sur une période de 10 ans (1992 à 2001), période suffisamment longue pour obtenir des tendances représentatives du modèle. La variation du volume est obtenue en faisant la différence entre les volumes de la masse d'eau considérée entre janvier 1992 et décembre 2001 ( $\Delta V/\Delta t$ ), tandis que les flux moyens (W, E et N) sont alors obtenus en faisant la moyenne des flux instantanés disponibles tous les 5 jours. L'équation 4.2 peut alors s'écrire comme :  $Dia = -(\Delta V/\Delta t + W + E + N)$ , où Dia correspond au flux diapycnal net.

Les différents termes de l'équation 4.2 sont présentés pour chaque masse d'eau dans la Table 4.2. Si le modèle était parfaitement à l'équilibre, le terme de variation du volume  $\Delta V/\Delta t$  devrait être zéro. Le bilan montre en fait d'importantes dérives qui concernent principalement les couches profondes, avec en particulier une perte importante d'AABW (6.7 Sv) au profit de la LCDW. Loin de la surface, la balance se fait entre la diffusion verticale et l'advection des masses d'eau au travers des isopycnes. A l'intérieur du domaine, on observe bien une destruction continue des AABW de 3.3 Sv au profit des LCDW, qui est causé par la diffusion verticale qui réchauffe les couches profondes. Si l'océan était équilibré, il faudrait donc un upwelling au travers de l'isopycne 28.2 à l'intérieur du domaine, et donc une source d'eau dense. En fait, le modèle est incapable de simuler la plongée non-hydrostatique des eaux denses le long du talus

Antarctique, seul processus capable de renouveler le stock d'AABW. A partir d'un diagnostic de modèle inverse à boîte, Sloyan and Rintoul [2001] estime à 50 Sv le flux dianeutral d'UCDW vers la LCDW et l'AABW, dont 25 Sv pour le secteur Indien. Ces valeurs sont probablement surestimées, mais elles donnent une bonne idée de l'ordre de grandeur du taux de formation de l'AABW. Il semble d'autre part que le modèle ait des difficultés à représenter correctement la transformation des masses d'eau profonde dans l'Océan Indien, limitant ainsi l'export d'eau dense vers cet océan (G. Madec, pers. comm.).

On observe la formation de 13.5 Sv de MW. La MW provient d'une part de 6.5 Sv de TW par refroidissement des eaux sub-tropicales de surface et d'autre part de 4.6 Sv d'IW et 2.4 Sv d'UCDW par entraînement à la base de la couche de mélange. Cette importante production nette de MW montre que le secteur Indien de l'océan austral est une véritable usine de MW. A l'échelle de l'océan austral, la production de MW dans l'océan indien sud est compensée par une destruction dans les autres bassins [Rintoul et al., 2001, Sloyan and Rintoul, 2001]. Cette spécificité du secteur indien est liée à la position exceptionnellement nord qu'y atteint le CCA.

### 4.2.3 Mauvaise simulation de la circulation de fond

#### Dérive des caractéristiques des masses d'eau de fond

A partir du diagnostic de volume, nous avons détecté la présence d'une dérive importante des masses d'eau profonde, avec une perte de 6.7 Sv d'AABW (table 4.2) correspondant à un affaissement moyen de la surface neutre  $28.2 \text{ kg.m}^{-3}$  de 100 m en 10 ans. Afin de mieux caractériser cette dérive, nous présentons sur la figure 4.6 une comparaison entre les champs de température au fond de la fin de la simulation G70 (2001) et de la climatologie WGHC [Gouretski and Jancke, 1998].

La différence entre la température de fond du modèle et de la climatologie met en évidence un biais majeur dans le Bassin Australo-Antarctique, avec un écart dépassant souvent  $0.5^\circ\text{C}$  (figure 4.6). On y observe ainsi l'absence d'AABW aux températures inférieures à  $0^\circ\text{C}$  dans le modèle, alors que ces eaux froides tapissent normalement la totalité du fond du bassin. Un biais chaud apparaît aussi dans le Bassin de Weddell-Enderby, quoique de moindre intensité ( $\sim 0.2^\circ\text{C}$ ). Dans les autres bassins profonds (Crozet, Perth) situés plus au Nord, il n'y a pas de biais significatif des propriétés de fond. Le biais chaud du Bassin Australo-Antarctique résulte d'une dérive régulière des propriétés hydrologiques (figure 4.7), de l'ordre de  $0.1^\circ\text{C}/\text{decade}$ , soit  $-0.015 \text{ kg.m}^{-3}/\text{decade}$ . Cette dérive s'explique par l'absence d'une source d'eau de fond froide qui équilibrerait la pénétration de la chaleur au fond par diffusion.

Le fait que le biais soit maximum dans le Bassin Australo-Antarctique montre que les sources d'AABW y sont particulièrement mal représentées dans le modèle. La majorité des AABW proviennent d'eaux denses formés sur le plateau continental Antarctique qui plongent le long

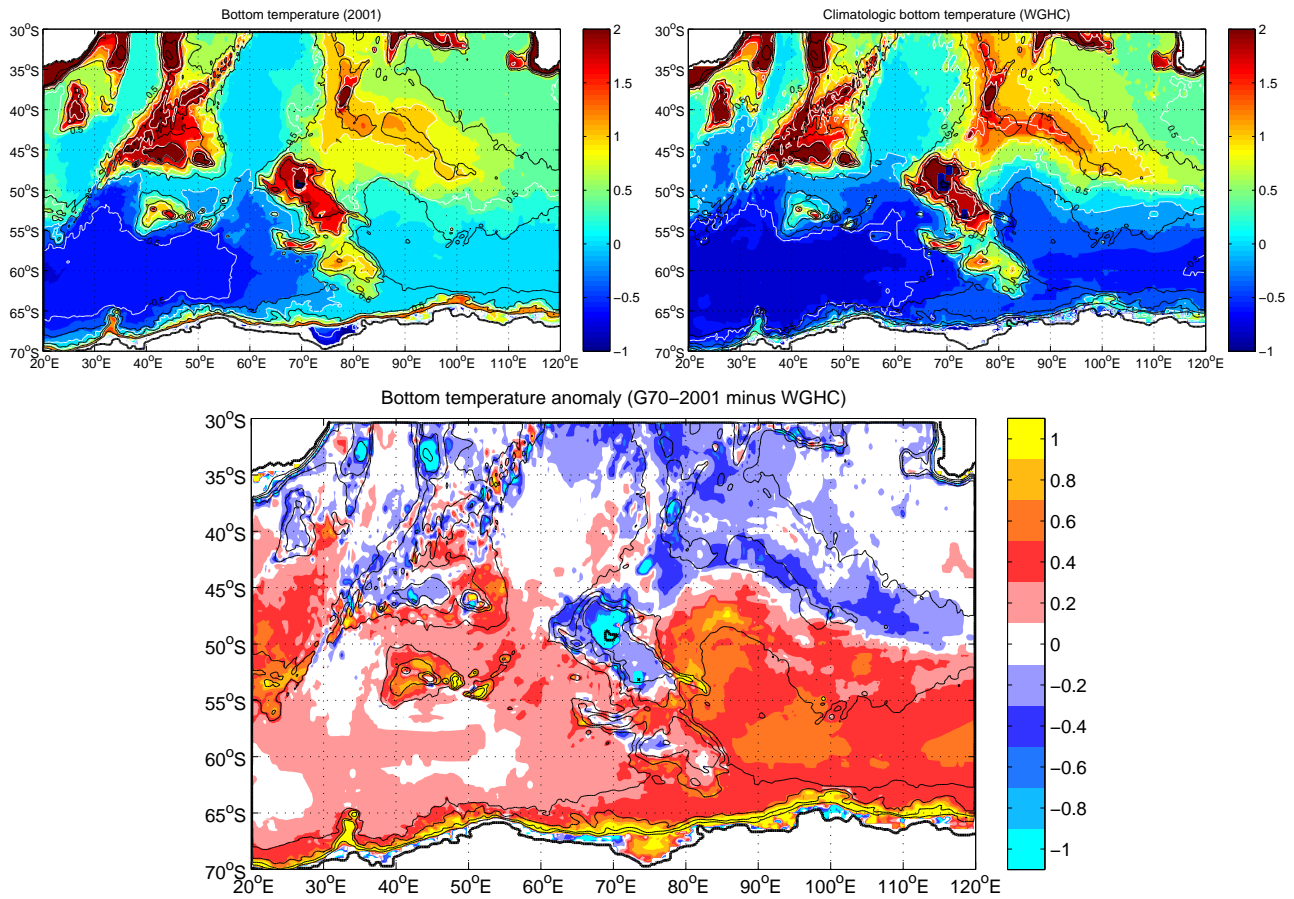


FIGURE 4.6: Comparaison des températures au fond entre (en haut à gauche) la simulation G70 et (en haut à droite) la climatologie WGHC. Le différence entre G70 et WGHC est d'autre part présenté sur la figure du bas. La température au fond de la simulation G70 est une moyenne sur la période 1992-2001, soit après  $\sim 40$  ans de dérive du modèle.

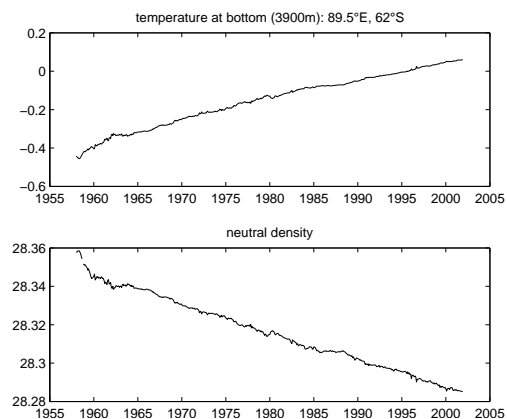


FIGURE 4.7: Dérive des propriétés hydrologiques de fond au sud du Bassin Australo-Antarctique

du talus antarctique [Whitworth et al., 1998]. Trois sites majeurs de production d'AABW ont été identifiés. 60 % des AABW sont formées en mer de Weddell [Orsi et al., 2002], tandis que le reste est principalement formé en mer de Ross et au large de la Terre Adélie [Rintoul, 1998, Orsi et al., 2002]. En supposant que la principale source d'AABW du Bassin Australo-Antarctique se trouve en Terre Adélie, le fait que la dérive des températures de fond soit maximal dans ce bassin indique que la plongée de l'AABW en Terre Adélie est particulièrement mal simulée.

La plongée des eaux profondes le long du talus Antarctique est rendue difficile dans les modèles de circulation générale parce qu'elle ne peut se faire qu'à deux conditions :

- Afin de plonger, des eaux très denses doivent se former sur le plateau continentale, ce qui nécessite une bonne représentation des vents côtiers antarctiques (vents catabatiques), des processus de formation de la glace de mer (génération des polynies) et de transport de la glace de mer et des icebergs [Mathiot, 2009].
- Ensuite, ces eaux denses s'écoulent le long du talus en plumes benthiques très énergétiques progressivement modifiées par l'entraînement des LCDW au-dessus [Gordon et al., 2004]. Ces processus fine-échelle et hautement non-hydrostatiques ne peuvent pas être directement représentés dans un modèle de circulation générale et la paramétrisation de ces processus de plongée reste très insatisfaisante pour l'instant, en particulier dans les modèles à coordonnées  $z$ . Il semble d'autre part que la marée puisse aussi jouer un rôle important pour favoriser la formation de ces plumes.

La figure 4.8 montre la structure verticale des masses d'eaux à la frontière est du domaine ( $120^\circ\text{E}$ ). C'est par cette frontière que les eaux de fonds formées en mer de Ross et en Terre Adélie entrent normalement. La climatologie WGHC [Gouretski and Jancke, 1998] fait apparaître très clairement la présence d'une poche d'eau très froide ( $<0^\circ\text{C}$ ) de 1000 m d'épaisseur en moyenne, plaquée contre le talus antarctique et s'étendant sur l'ensemble du Bassin Australo-Antarctique. Cette poche à une salinité légèrement  $<34.7$  et une densité neutre  $>28.3 \text{ kg m}^{-3}$ . En comparaison, on ne trouve quasiment pas de masse d'eau de densité neutre  $>28.3 \text{ kg m}^{-3}$  dans G70. Un courant profond est normalement associé à la présence de ces eaux denses le long du talus antarctique. Ce courant bifurque au sud du plateau de Kerguelen, avec une partie qui remonte le long du flanc est du plateau de Kerguelen pour former le courant de bord ouest d'un gyre cyclonique profond (voir chapitre 3.3.1). Ce courant profond peut atteindre des vitesses importantes ( $> 10 \text{ cm s}^{-1}$ ), formant un maillon essentiel de la circulation et la ventilation de l'AABW dans l'océan mondial. Son absence dans G70 implique ainsi que la boucle profonde de la circulation méridienne de l'Océan Austral est probablement assez peu réaliste dans le modèle

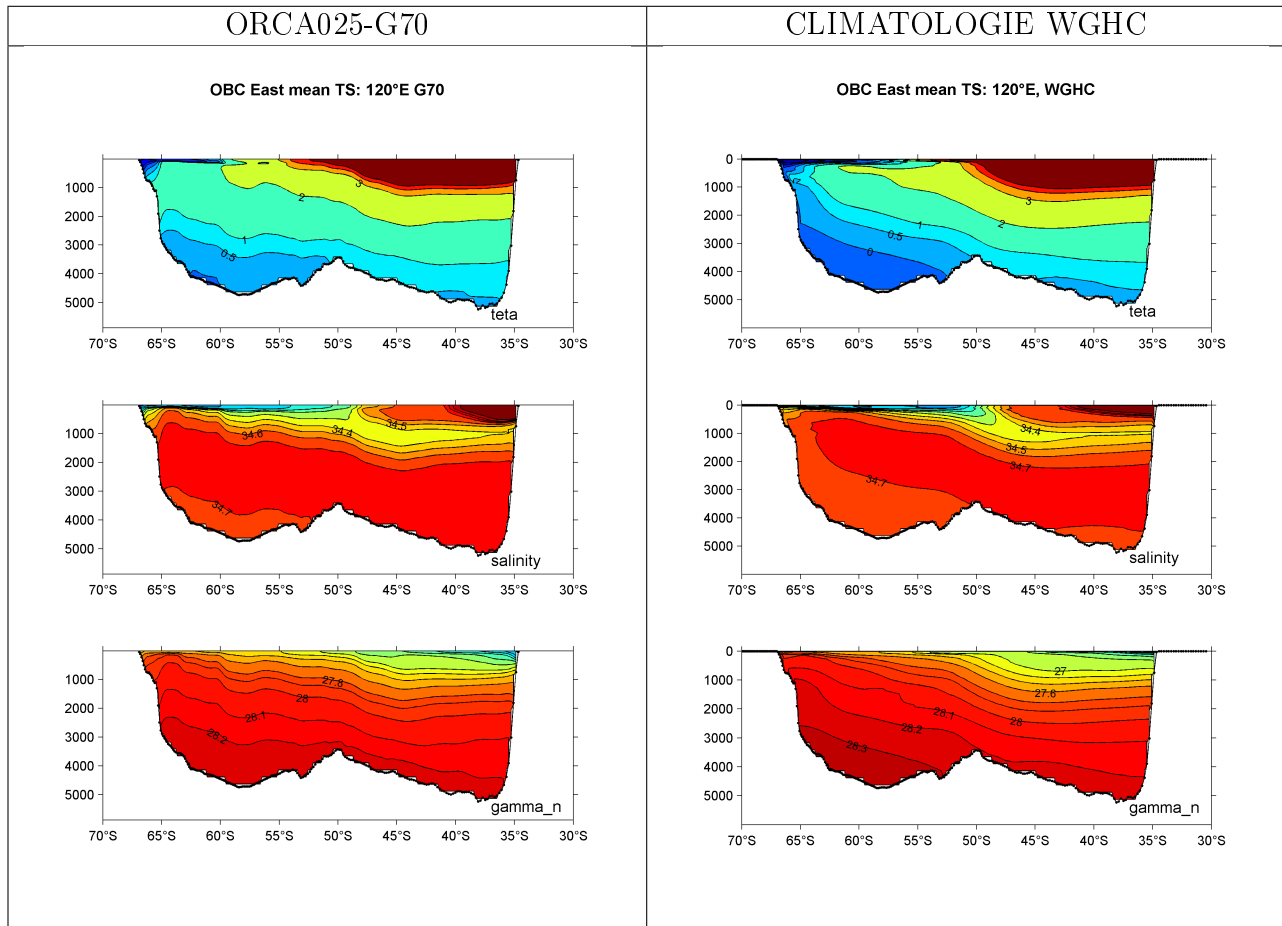


FIGURE 4.8: Comparaison entre G70 et la climatologie WGHC à 120°E, le long de la frontière est du domaine.

### Impact de la dérive profonde sur la circulation du CCA

Nous allons maintenant voir que la mauvaise représentation de l'AABW dans le modèle a aussi des implications fortes sur la circulation horizontale. En 2006, plusieurs simulations inter-annuelles au  $1/4^\circ$  ont été menées simultanément afin de comparer différents jeux de forçage ainsi que différents scénarios de rappel T/S. L'objectif principal était l'étude de leur impact sur l'intensité de la cellule méridienne Atlantique et sur les dérives T/S [Barnier et al., 2007]. La première simulation, menée au LEGI a déjà été présentée en longueur, puisqu'il s'agit de G70.

Ici, nous nous intéresserons particulièrement à la simulation KAB001 menée à l'IFM-GEOMAR, Kiel, qui se différencie de G70 par :

- l'utilisation du jeu de forçage CORE au lieu du jeu DFS3.
- la prescription d'un rappel 3D en T/S dans les régions polaires, et notamment au sud de  $50^\circ\text{S}$  (temps de rappel : 180 jours). La climatologie utilisée pour le rappel est WOA98 [Levitus et al., 1998].

Cette expérience s'avère très instructive pour nous, s'apparentant à un « robust diag », puis-

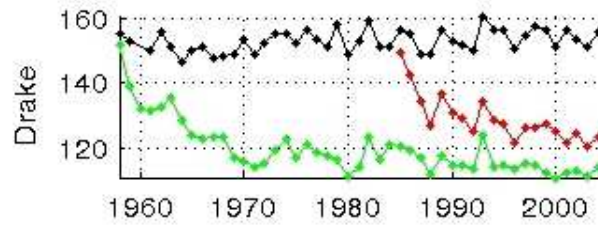


FIGURE 4.9: Transport [Sv] au Passage de Drake dans les simulations G70, KAB001 et KAB002. Extrait de Barnier et al. [2007].

qu'elle permet d'obtenir une sortie de modèle dont les champs T/S restent proches de la climatologie imposée en rappel. En particulier, ce rappel empêche la dérive des propriétés des masses d'eau profondes autour de l'Antarctique. Notons que cette simulation a été utilisée par Durgadoo et al. [2008] afin de décrire la structure du courant autour de Conrad Rise. La circulation qu'ils décrivent est en excellent accord avec celle proposée par Roquet et al. [2009].

L'évolution du transport du CCA modélisé est montrée sur la figure 4.9. Au début de la simulation, on observe une diminution rapide du transport dans G70 tandis que dans KAB001, le transport reste stable autour de sa valeur initiale de 155 Sv. Après la phase de diminution rapide au cours des 10-15 premières années de simulation, le transport dans G70 se stabilise aux alentours de 115 Sv. En fait, une simulation plus longue a montré que le transport dans G70 ne se stabilise pas vraiment, mais que la diminution devient assez lente passée la période initiale de spin-up. Afin de vérifier que la stabilisation du transport dans KAB001 est bien due au rappel T/S, une simulation supplémentaire KAB002 a été effectuée, consistant à arrêter le rappel T/S à partir de l'année 1985 de KAB001. L'évolution du transport de KAB002 est aussi montrée sur la figure 4.9, avec une courbe très comparable à la période de spin-up de G70, ce qui confirme bien le lien entre la présence d'eaux denses le long du talus antarctique et le transport du CCA. Ce lien n'est d'ailleurs pas étonnant, puisque des eaux denses le long du talus permettent d'intensifier le gradient méridien de densité au travers de l'Océan Austral. Et par géostrophie, ce gradient méridien contrôle l'intensité du CCA.

## 4.3 Tests de sensibilité sur une configuration régionale de l’Océan Indien Sud

Nous allons maintenant présenter la mise en place d’une configuration régionale de l’Océan Indien Sud. Un des objectifs principaux de ce travail sera de construire une simulation plus proche des observations, notamment en terme de réalisme de la circulation moyenne. Le travail sur une configuration régionale présente plusieurs avantages décisifs sur une configuration globale :

- Du point de vue numérique, une configuration régionale aux dimensions géographiques réduites est évidemment plus légère par rapport à une configuration globale, facilitant la conception et l’exécution d’expériences numériques.
- Bien que globalement contraignante, la présence de frontières ouvertes peut être avantageusement utilisée. En effet, les conditions imposées aux frontières sont librement choisies par l’utilisateur. Nous verrons ainsi comment il est possible de combiner les avantages respectifs des simulations G70 et KAB001 (voir chapitre 4.2.3) grâce à la présence des frontières ouvertes.
- En configuration régionale, il est possible d’effectuer des tests de sensibilité à moindre coût numérique, en modifiant les paramètres uns à uns. Les paramètres qui donnent les meilleurs résultats ont vocation à être généralisés à la configuration globale. Ici, nous modifierons la bathymétrie, qui est certainement le paramètre local le plus contraignant d’un modèle océanique, et nous montrerons comment la circulation peut être améliorée substantiellement dans notre région en utilisant une bathymétrie moins lissée.

Le chapitre sera divisé en trois parties. Tout d’abord, nous présenterons brièvement les techniques numériques utilisées pour gérer la présence de frontières ouvertes (chapitre 4.3.1). Ensuite, nous présenterons deux tests de sensibilité, le premier consistant à injecter KAB001 aux frontières au lieu de G70, et le deuxième à modifier la bathymétrie du modèle. Finalement, les circulations engendrées lors de ces deux tests de sensibilité seront présentées ensemble avec la référence G70, en mettant l’accent sur les améliorations de la circulation observés lors de ces tests.

### 4.3.1 Mise en place de la configuration régionale KER

Nous allons maintenant détailler point par point les différentes actions qui ont été nécessaires afin de mettre en place la configuration régionale KER, basée sur la grille ORCA025 et présentant trois frontières ouvertes à 20°E, 120°E et 30°S.

**Conditions aux frontières ouvertes :** Notre domaine d’étude possède trois frontières ouvertes, pour lesquelles il faut prescrire à chaque instant des conditions de température,

salinité et vitesse. L'algorithme utilisé, dit algorithme de radiation/relaxation [Treguier et al., 2001, Marchesiello et al., 2001], a été conçu pour permettre aux ondes rayonnants vers l'extérieur de sortir, tout en gardant sa capacité à rappeler constamment les propriétés aux frontières vers des conditions prescrites. Cette souplesse est obtenue en calculant une vitesse de phase des perturbations aux frontières, puis en appliquant un temps de rappel faible (150 jours) si la vitesse est sortante, et un temps de rappel fort (1 jour) dans le cas contraire. Afin de calculer les vitesses de phase aux frontières dans les meilleures conditions, la bathymétrie a été aplatie sur la frange des 3 points de grille au bord du domaine. Le lecteur intéressé pourra trouver plus de détails sur cet algorithme et sa mise en oeuvre dans NEMO dans Madec [2008]. Si les champs prescrits aux frontières peuvent en théorie être quelconques, ils doivent en fait satisfaire au moins approximativement à plusieurs conditions de consistance pour éviter un comportement aberrant du modèle aux frontières :

- condition hydrostatique : la densité *in situ* doit être croissante avec la profondeur pour obtenir une colonne d'eau stable.
- condition géostrophique : au premier ordre, le gradient vertical de vitesse est lié au gradient horizontal de densité par la relation géostrophique.
- condition volumique : le flux net volumique entrant dans le domaine par les frontières latérales et par la surface de l'océan doit être proche de zéro à chaque instant (de l'ordre du Sverdrup).

Les champs prescrits proviennent de sorties de modèles globaux, ce qui permet d'assurer que toutes les conditions de consistance sont bien remplies, et d'autre part que ces champs sont consistents avec les forçages atmosphériques et la dynamique du modèle. Dans le run de contrôle, nous avons prescrits les champs interannuels extraits de G70 aux frontières. La bonne similitude entre G70 et le run de contrôle sur le domaine nous ont donné confiance sur le bon comportement du modèle aux frontières ouvertes.

**Contrôle du volume :** Afin d'éviter toute dérive de la hauteur de la mer moyenne dans le domaine pendant la simulation, une constante est ajoutée uniformément aux vitesses le long des frontières ouvertes. Cette constante est calculée de sorte à balancer la divergence des flux de volume aux frontières latérales et en surface. Afin que cette correction ne perturbe pas trop la circulation dans le domaine, il est primordiale que la condition volumique soit approchée, i.e. que le flux net imposé aux frontières s'approche le plus possible de zéro.

**Banquise :** Afin de gérer la glace de mer aux frontières, une zone tampon de 10° de longitude a été mise en place à l'ouest et à l'est. Dans cette zone tampon, la concentration et l'épaisseur de glace sont rappelées aux valeurs de la simulation G70. Le coefficient de rappel a été fixé au pas de temps élémentaire du modèle de glace, soit 2 heures. Cette



technique permet d'injecter et/ou de détruire la glace aux frontières, glace qui est par la suite advectée à l'intérieur du domaine par l'action conjuguée du courant et des vents.

**Forçages :** Le jeu de forçage atmosphérique DFS3, utilisé dans la simulation G70, a été extrait dans notre région d'étude, puis utilisé pour forcer les différentes simulations.

**Startup :** La simulation démarre en 1980. Les conditions initiales de température et salinité sont dérivées de la climatologie WOA98 [Levitus et al., 1998].

**Performances :** Les calculs ont été menés sur la machine vectorielle BRODIE au centre de calcul de l'IDRIS<sup>4</sup>. La configuration contient 401x277x46 points de grille (environ 5% du domaine ORCA025 global). Le pas de temps élémentaire du modèle vaut 1440 s (60 pas de temps par jour). Le modèle de glace est appelé tous les 5 pas de temps. Grâce aux dimensions relativement limitées du domaine étudié, il a été possible d'effectuer tous les calculs en mode mono-processeur, ce qui a grandement facilité la mise en place de la configuration. Pour ces calculs, le processeur nécessitait 4 Go de mémoire vive, mettant 8h pour effectuer un an de simulation, plus 3-6h passé en file d'attente, soit environ 2 ans simulés par jour.

### 4.3.2 Description des tests de sensibilité

Dans cette partie, deux tests de sensibilité seront présentés. Le but recherché est d'améliorer la circulation océanique simulée dans le domaine, et ainsi de déterminer de manière plus précise les sources des principaux biais du modèle.

Avant de présenter ces tests, nous voudrions ouvrir une parenthèse au sujet des frontières ouvertes. Il faut en effet bien garder en tête que la présence de frontières ouvertes très étendues géographiquement et traversées par d'importants transports représente une difficulté majeure. L'algorithme de radiation/relaxation utilisé pour gérer les conditions aux frontières possède une certaine souplesse pour laisser sortir de petites perturbations aux frontières. Mais cet algorithme reste en fait très directif, imposant fortement les conditions fournies par l'utilisateur aux frontières. Lorsque l'on fait des tests de sensibilité, on modifie en général la circulation à l'intérieur du domaine, ce qui peut affaiblir la consistance des conditions aux frontières (par exemple en déplaçant la position d'un front dans le modèle) et donc introduire des perturbations indésirables dans la solution. Dans les cas qui vont maintenant être présentés, la zone perturbée par ces inconsistences reste généralement limitée à quelques dizaines de points de grille près des frontières.

Au cours de cette thèse, des tests de sensibilité consistant à appliquer des jeux de conditions aux frontières aussi proches des observations que possible ont été tentés. Il est rapidement apparu qu'il serait très difficile de générer un champs de vitesses à imposer aux frontières

---

4. Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique, Orsay, France.

satisfaisant les différents critères de consistance. Finalement, nous avons considéré que ces tests n'étaient pas concluants et nous avons donc décidé de ne pas les présenter ici.

### **Modification des conditions aux frontières ouvertes : simulation KAB-std**

Les deux principaux biais associés à G70 aux frontières de notre domaine sont relatifs au trop faible transport du CCA, et à la mauvaise représentation des caractéristiques des eaux de fond. Nous avons vu que la simulation KAB001, grâce à un rappel 3D en T/S au sud de 50°S, possédait quant à elle les bonnes eaux de fond, et un transport du CCA plus réaliste. Mais ce rappel 3D introduit en même temps un terme non physique dans les équations de conservation de la chaleur et du sel. La circulation ainsi obtenue est alors plus proche des observations pour de mauvaises raisons. D'où l'idée d'utiliser les sorties de modèle KAB001 comme conditions aux frontières ouvertes. Nous appellerons la simulation correspondante KAB-std.

Ce test de sensibilité permet alors de générer une circulation plus compatible avec les champs T/S observés aux frontières, notamment au niveau des propriétés et volumes de l'AABW et la LCDW. De plus, le transport du CCA est ainsi réhaussé à un niveau plus proche des observations (156 Sv contre 116 Sv pour G70), quoique peut-être un peu trop élevé. Un autre avantage de la simulation KAB001 pour l'étude de la circulation moyenne est que les flux entrants et sortants sont plus constants, comme le rappel à 180 jours a éliminé la plus grosse partie de la variabilité inter-annuelle. Parallèlement, la dynamique exprimée à l'intérieur du domaine de la configuration KER est bien à 100 % la dynamique du modèle seul.

Les propriétés des masses d'eau de fond telles que la température de fond (Fig. 4.10) dans la simulation KAB-std sont ainsi plus proches de la climatologie que dans la simulation G70, en particulier dans les Bassins d'Enderby-Weddell et Australo-Antarctique (comparer avec la figure 4.6 page 114). Mais, malgré le rappel utilisé dans KAB001, la circulation des masses d'eau de fond et profondes n'est pas beaucoup plus réaliste dans cette simulation. En effet, pour obtenir un courant le long du talus antarctique, il faudrait une structure très particulière des masses d'eau qui n'est que très approximativement représentée dans la climatologie. La climatologie est un produit lissé dont la précision dépend fortement de la disponibilité d'observations, tandis que la région où s'écoule ce courant profond est très localisée géographiquement (le talus fait parfois moins de 20 km de largeur) et se trouve dans une région particulièrement déficitaire en observations.

### **Sensibilité à la bathymétrie : simulation KAB-bathymedian**

La bathymétrie de la configuration de référence ORCA025, utilisée dans G70 et KAB001, a été obtenue à partir de la bathymétrie à haute résolution *etopo2* (Fig. 4.1, voir aussi Molines et al., 2006). Une profondeur est calculée à chaque point de grille du modèle comme la médiane des profondeurs *etopo2* comprises dans la cellule associée. La topographie ainsi obtenue est

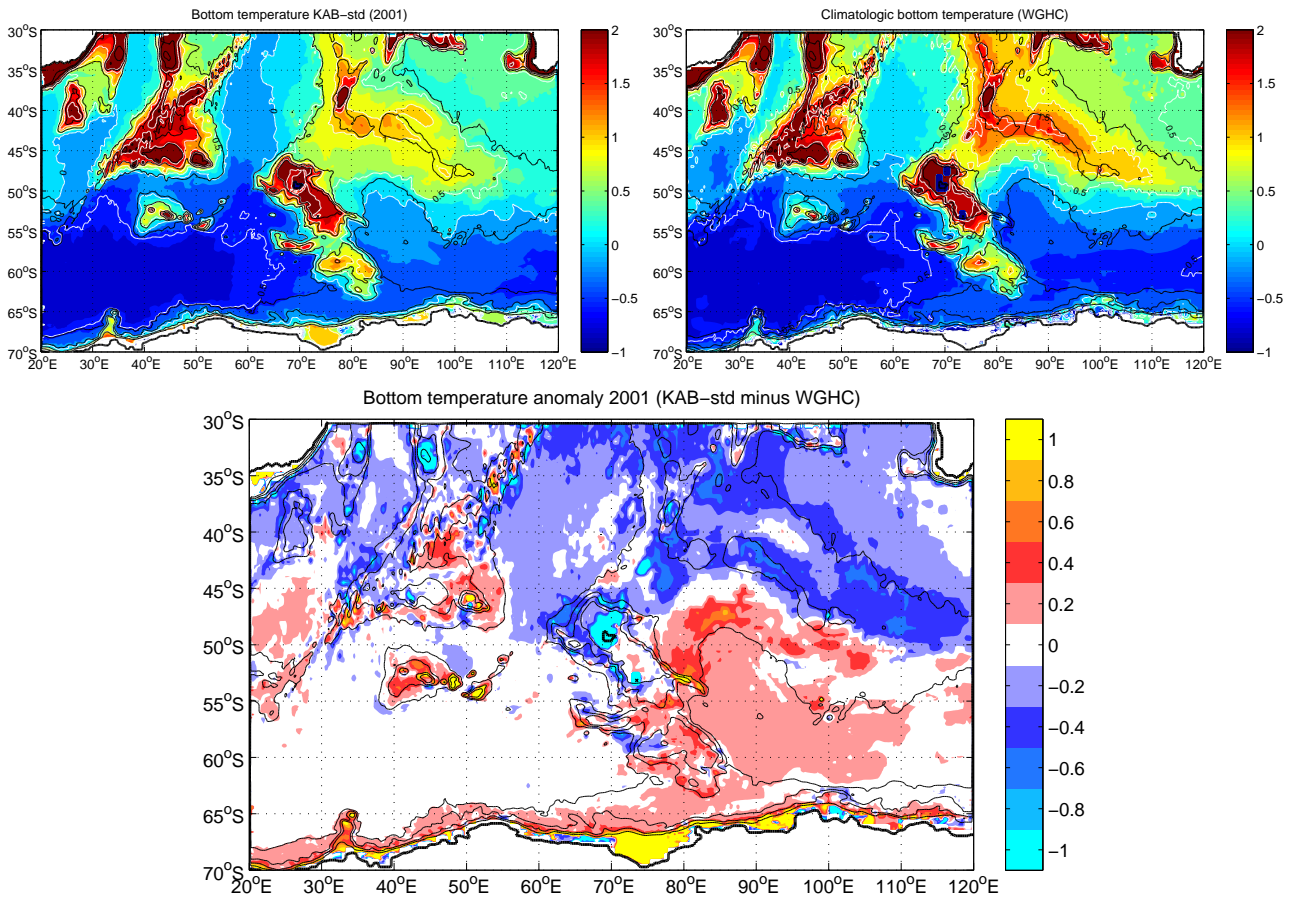


FIGURE 4.10: Comparaison des températures potentielles au fond entre (en haut à gauche) la simulation KAB-std et (en haut à droite) la climatologie WGHC. Le différence entre KAB-std et WGHC est d'autre part présenté sur la figure du bas. La température du modèle correspond à la 21<sup>ème</sup> année de simulation.

ensuite lissée à l'aide d'un filtre de shapiro uniforme appliqué deux fois. Ce lissage a été appliqué afin de supprimer l'essentiel des structures topographiques à l'échelle de la grille. En effet, ces petites structures sont susceptibles de générer des circulations à l'échelle de la maille qui doivent ensuite être éliminées par les opérateurs de diffusion pour des raisons de stabilité numérique. Ainsi, lisser la bathymétrie évite un surcroît de diffusion.

Pourtant, lisser la bathymétrie peut aussi avoir des effets pervers, ayant tendance à combler les cols et à éroder les pics. L'exemple le plus frappant dans notre domaine concerne l'île d'Amsterdam (40°S, 79°E) qui, à cause du lissage, est représentée par un plateau sous-marin à plus de 1000 m de profondeur. Or la première fonction de la bathymétrie dans l'océan, la plus fondamentale, est de bloquer ou non le passage des masses d'eau. Ainsi, une mauvaise représentation de la bathymétrie peut avoir des conséquences désastreuses sur la circulation simulée.

Afin de tester la sensibilité de la simulation au lissage, nous avons utilisé une topographie non

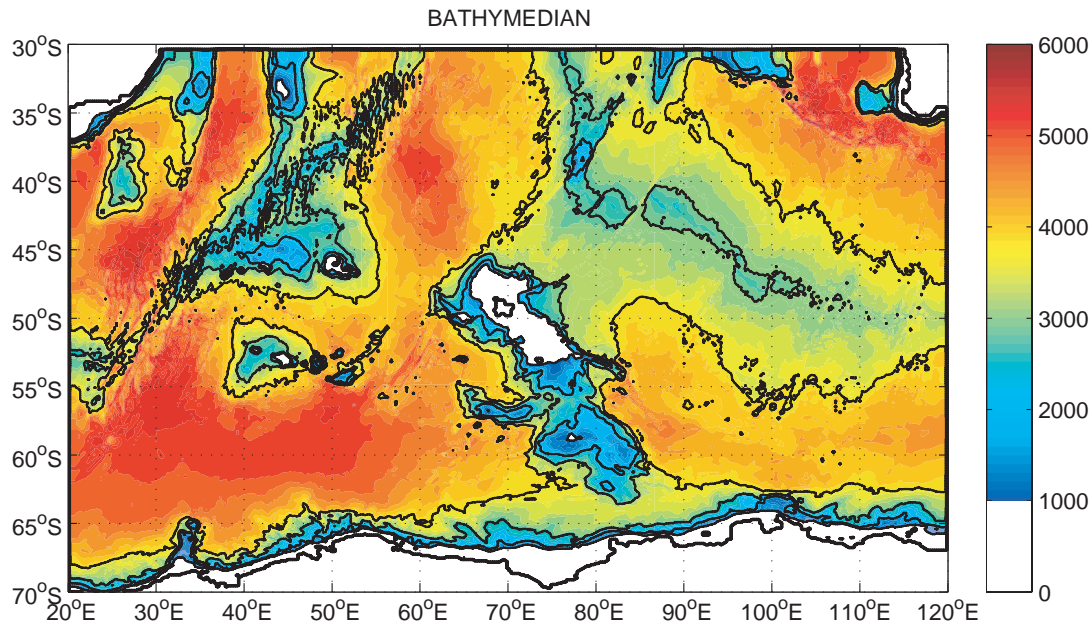


FIGURE 4.11: Nouvelle bathymétrie utilisé dans la simulation KAB-bathymedian. Cette bathymétrie n’a pas été lissée contrairement à la bathymétrie de référence (comparer avec Fig. 4.1).

lissée dans la simulation KAB-bathymedian (Fig. 4.11). Comme pour la bathymétrie ORCA025, cette topographie a été obtenue en prenant la médiane des points *etopo2* de la cellule T, mais sans appliquer de lissage. Cette nouvelle bathymétrie est plus chahutée que celle utilisée dans G70 et KAB-std (Fig. 4.1), avec en particulier la présence de nombreuses structures à l’échelle de la maille le long des dorsales. En outre, le Chun Spur, cette crête très longiligne partant du plateau nord de Kerguelen vers le Bassin Australo-Antarctique, a été retravaillée à la main pour être ramenée à 1000 m de profondeur, d’après les résultats d’une recherche bathymétrique menée pendant la campagne TRACK.

### 4.3.3 Résultats des tests de sensibilité

Afin de comparer les différentes simulations, nous présentons la fonction de transport barotrope  $\psi$  des deux simulations (Figs. 4.12). Celles-ci peuvent être comparée à la solution de référence G70 (Fig. 4.5). Nous présentons aussi la SSH pour les deux simulations (Fig. 4.14).

#### Comparaison entre G70 et KAB-std

La différence majeure entre G70 et KAB-std est relative au transport total du CCA, passant de 115 Sv à 155 Sv. Cette augmentation de transport est répartie entre la branche nord du CCA (+20 Sv), la branche sud (+7 Sv) et la disparition totale du courant de talus (-13 Sv). Par contre, le transport de la branche centrale n’est pas modifié. La position des fronts est très

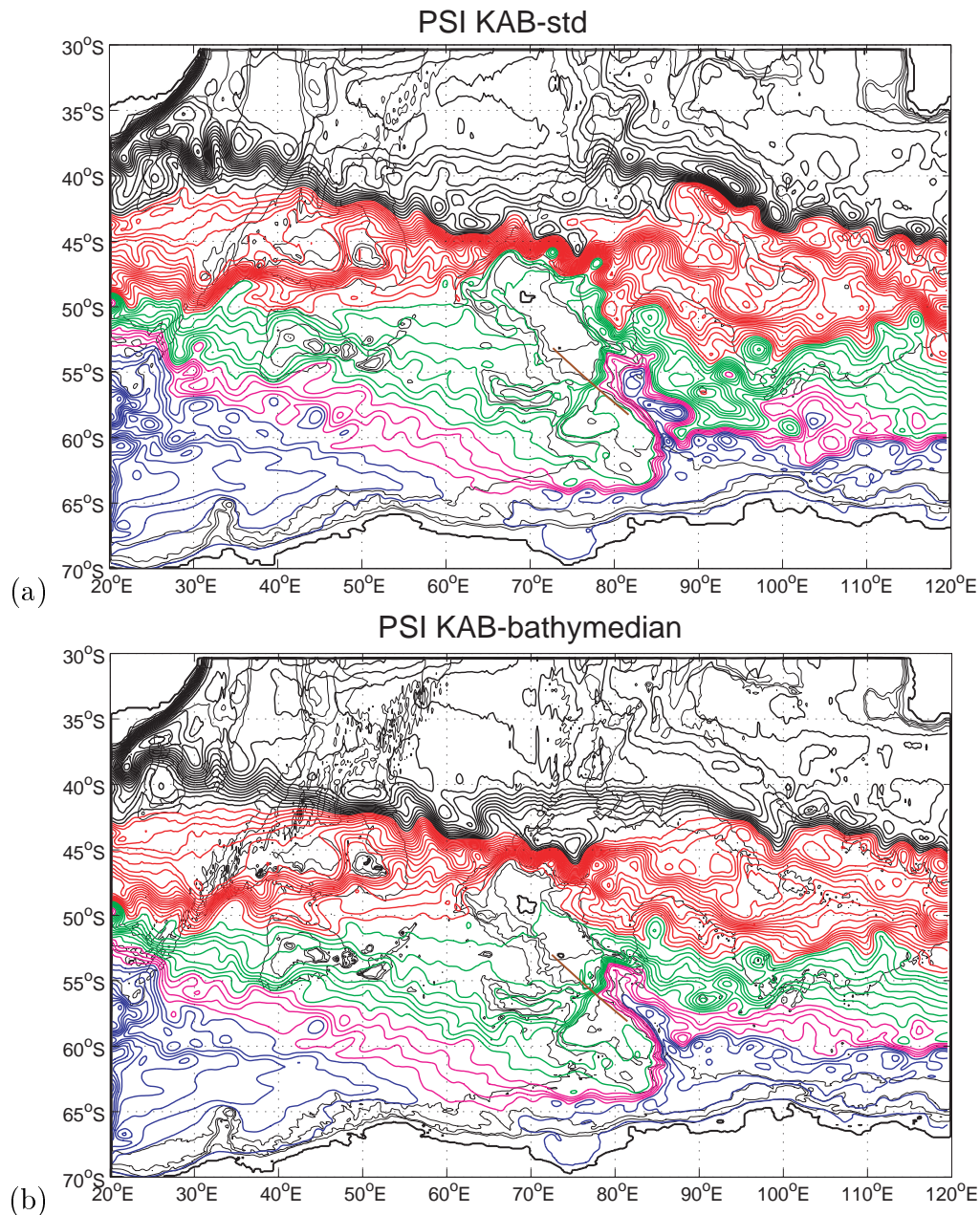


FIGURE 4.12: Fonctions de transport barotrope des deux tests de sensibilité : (a) KAB-std et (b) KAB-bathymedian. Contours : 5 Sv. Le code des couleurs est identique entre les deux figures et a été déterminé selon la simulation KAB-bathymedian : (noir) circulation sub-tropicale, (rouge) route nord du CCA, (vert) route centrale, (violet) route sud, (bleu) circulation sub-polaire, (orange) courant du talus antarctique. La position de la section coupant le courant du Fawn Trough présentée dans le chapitre 4.3.3 est indiquée en marron sur les deux figures.

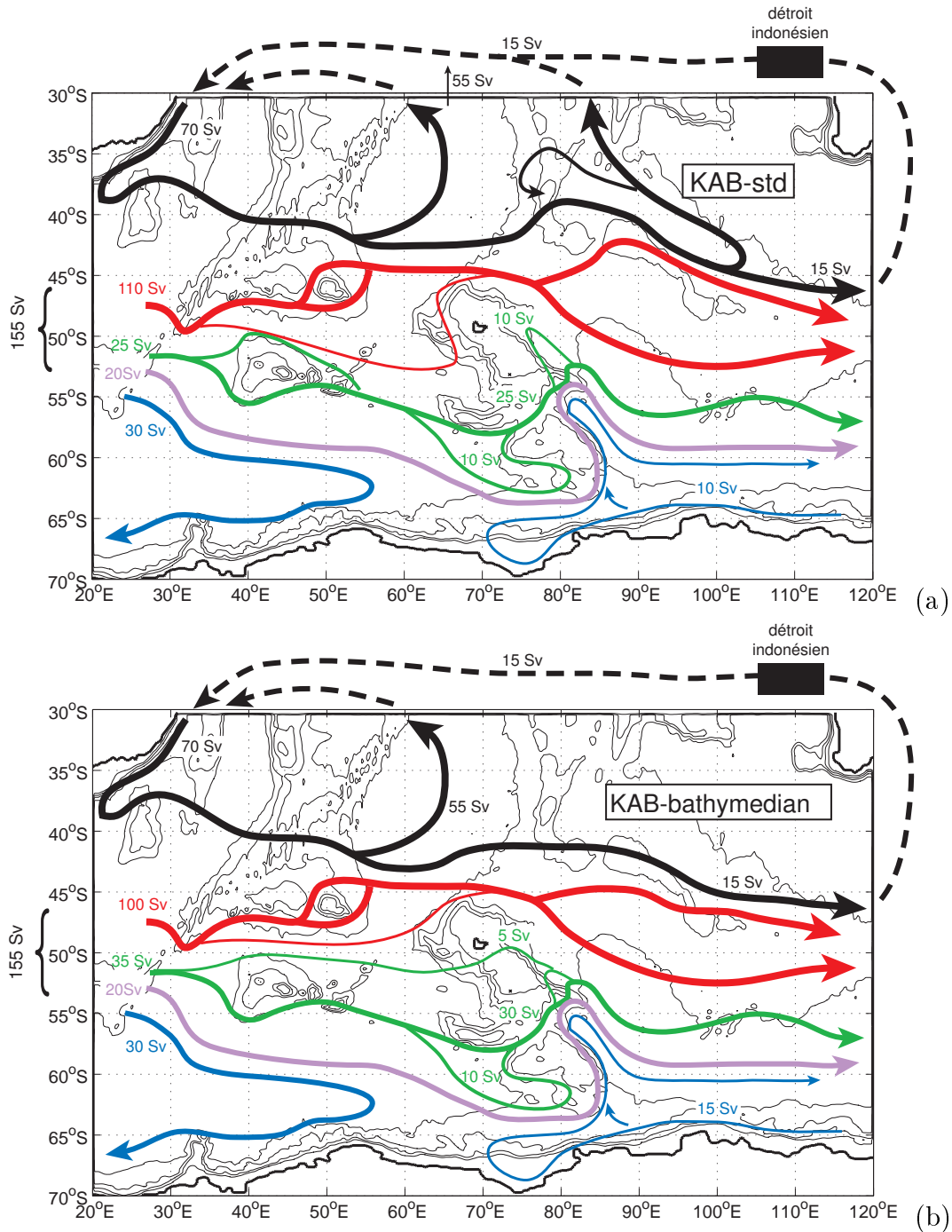


FIGURE 4.13: Schéma des principales branches dans les simulations (a) KAB-std et (b) KAB-bathymedian avec leurs transports associés. La légende des couleur reprend celle des figures 4.5 et 4.12.

semblable entre les deux simulations. En particulier, le biais de circulation le long de la Dorsale Sud-Est Indienne reste identique.

L'autre différence importante entre les deux simulations concerne la circulation sub-polaire. En effet, dans KAB-std, on observe correctement la présence des deux gyres sub-polaires. Le gyre de Weddell-Enderby n'atteint plus le passage Princess Elizabeth Trough, s'arrêtant maintenant à 60°E, ce qui est beaucoup plus en accord avec les observations. On remarque d'ailleurs un coude beaucoup plus marqué du gyre au passage de la Dorsale Sud-Ouest Indienne (25°E), indiquant une augmentation du contrôle topographique dans KAB-std pour cette région. Le gyre Australo-Antarctique, bien qu'assez faible en amplitude (10-15 Sv) est maintenant bien positionné, entrant le long du talus antarctique à l'est, puis s'en décollant pour remonter vers le nord le long du flanc est du plateau sud de Kerguelen, et ressortant du domaine à 60°S. De manière notable, une partie de son transport atteint la région de Prydz Bay (plateau continental antarctique vers 75°E) avant de rejoindre le courant de bord ouest. Le courant de talus antarctique observé dans G70, correspondant à 13 Sv traversant le domaine d'est en ouest, n'est plus observé dans KAB-std. Deux raisons expliquent cette disparition :

- la simulation KAB001, de laquelle nous avons tiré les conditions aux frontières ouvertes, est forcée par les vents CORE, connus pour être beaucoup trop faible le long de la côte Antarctique. Le courant côtier n'a donc pas été correctement forcé par le vent.
- le rappel 3D en T/S a probablement perturbé continuellement tout écoulement le long du talus, à cause de la mauvaise représentation des propriétés T/S le long de la côte dans la climatologie utilisée.

Finalement, on peut observer que le courant du Fawn Trough provient en plus grande partie de la branche passant au sud du Conrad Rise dans KAB-std que dans G70. Cette différence est probablement liée à l'augmentation du transport traversant de la Dorsale Sud-Ouest Indienne. En effet, on note une plus forte déviation des masses d'eau vers le sud au passage de la Dorsale Sud-Ouest Indienne, certainement liée à un plus fort contrôle topographique.

### **Comparaison entre KAB-std et KAB-bathymedian**

Nous allons maintenant comparer la simulation KAB-bathymedian avec KAB-std. Nous rappelons que ces deux simulations ne diffèrent que par la bathymétrie, moins lisse dans KAB-bathymedian. Une observation rapide montre que les différences entre les deux simulations peuvent être localement importantes.

Une première différence de taille concerne la Dorsale Sud-Est Indienne. La modification de la bathymétrie a en effet modifier en profondeur la circulation dans cette région, puisque les lignes de courant traversent maintenant la partie nord de la dorsale de manière quasiment zonale entre 65°E et 90°E, ce qui est beaucoup plus conforme aux observations. Dans cette région, la modification de la bathymétrie s'est traduite par le relèvement du plateau autour

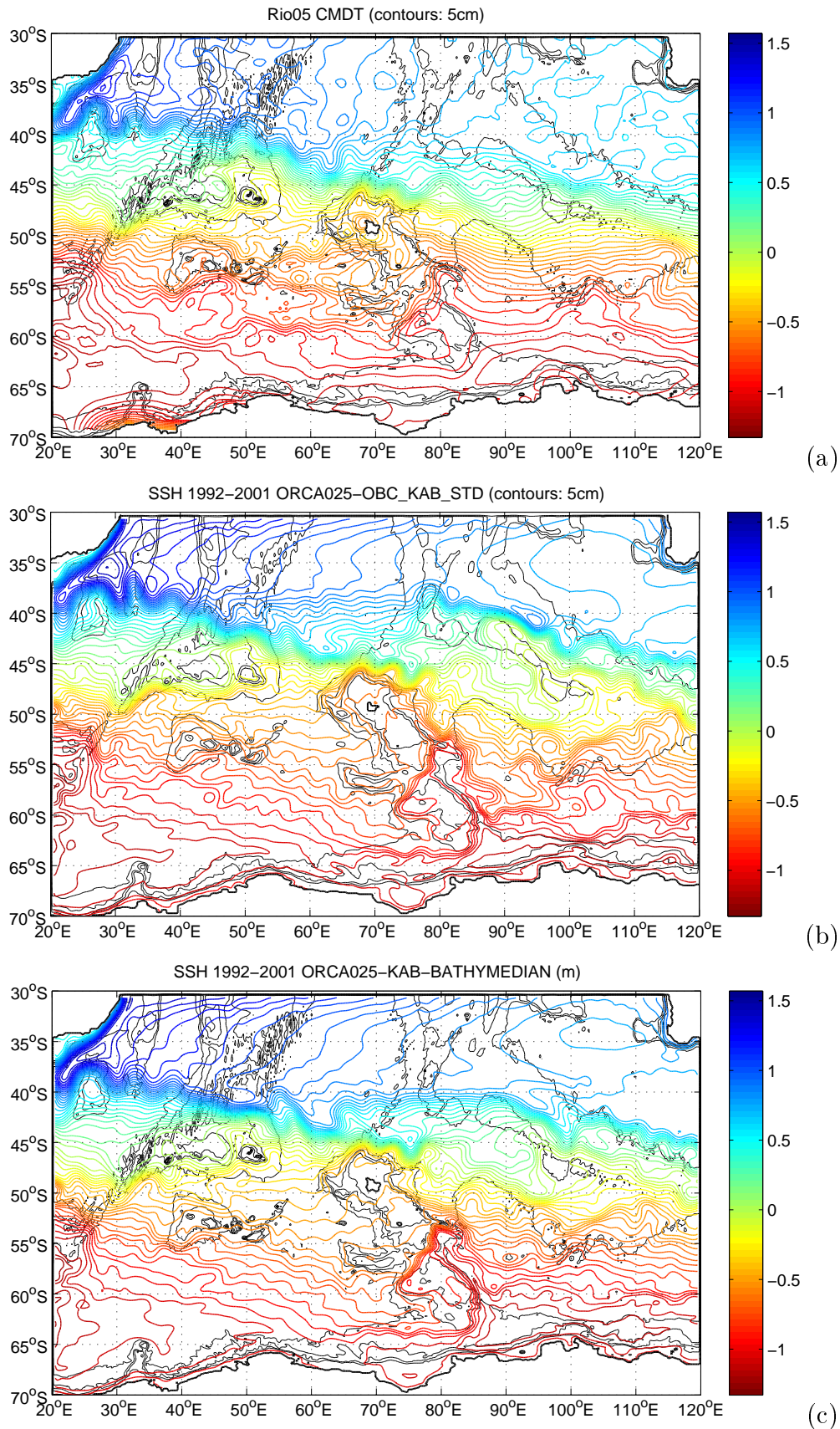


FIGURE 4.14: Comparaisons de topographies moyennes de la surface données par (a) la climatologie CMDT, (b) la simulation KAB-std et (c) KAB-bathymedian. Contours : 5 cm.



de l'île Amsterdam ainsi que de la crête de la Dorsale Sud-Est Indienne. Cela a empêché la formation d'une circulation passant au dessus du plateau entourant l'île Amsterdam, et par conséquent la formation d'un front longeant le flanc nord de la dorsale entre 80°E et 95°E. Les recirculations que l'on pouvait observer au nord et au sud de ce front ont aussi été supprimées. La comparaison avec la climatologie de SSH CMDT (Fig. 4.14a) montre que cette nouvelle circulation zonale est plus conforme avec les observations. Toutefois, il semble qu'elle soit encore trop intense, étant donné le grand nombre de ligne de transport et de SSH la constituant. Il est possible que les conditions aux frontières ouvertes le long des frontières nord et est soient responsables de cet intensité anormale en forçant les masses d'eau à sortir aux mauvais endroits (trop à l'est), et en les bloquant donc trop longtemps près de la dorsale. Seule une simulation globale avec bathymétrie non lissée permettra de voir si la modification de la bathymétrie peut expliquer entièrement le biais de la Dorsale Sud-Est Indienne tel qu'observé dans G70. Cette simulation devrait être produite prochainement au LEGI (comm. pers. : G. Madec).

Une seconde différence de taille est observée au niveau du Fawn Trough et entre les îles Kerguelen et les îles Heard. En effet, une partie du transport ( $\sim 10$  Sv) passant au nord du plateau de Kerguelen dans les deux simulations avec bathymétrie lissée (G70 et KAB-std) passe maintenant par le Fawn Trough et au-dessus du plateau peu profond entre les îles Kerguelen et Heard. La partie passant au-dessus du plateau nord de Kerguelen suit approximativement la trace du Front Polaire observé (Fig. 3.9). Les raisons de cette différence ne sont pas très claires, tant la bathymétrie est complexe et chahutée dans cette région. Toutefois, grâce à cette modification, le transport dans le Fawn Trough au sud des îles Heard passe de 25 Sv à 35 Sv, se rapprochant notablement de la valeur mesurée pendant la campagne TRACK (49 Sv).

Une troisième grande différence observée se situe au niveau du Bassin Australo-Antarctique. En effet, plusieurs tourbillons permanents visibles dans la fonction de courant barotrope de G70 et KAB-std sont affaiblies voire disparaissent dans KAB-bathymedian, résultant en une circulation beaucoup plus zonale dans le bassin. Encore une fois, il est difficile de déterminer les raisons de ces différences. Il est possible que le lissage ait tendance à « grossir » certaines montagnes sous-marines par lissage, exagérant certaines circulation locales. La structure spatiale du gyre Australo-Antarctique s'en trouve considérablement simplifiée, notamment au niveau du courant de bord ouest profond beaucoup de structure plus régulière, et de la limite nord du gyre beaucoup plus zonale. Cette régularité permet d'ailleurs d'augmenter le transport du gyre d'environ 5 Sv par rapport à KAB-std, en laissant plus d'espace pour l'écoulement du gyre vers la longitude 100°E. Ce transport reste malgré tout trop faible par rapport aux observations (entre 30 et 70 Sv selon les auteurs).

Finalement, on remarque que la circulation en aval du Chun Spur, dans la partie nord du Bassin Australo-Antarctique a été modifiée. La circulation est maintenant très fortement contrainte à contourner le Chun Spur. Le fort courant de bord ouest remontant jusqu'à 50°S qui

était observé à l’est du plateau nord de Kerguelen dans G70 et KAB-std a presque disparu, pour laisser la place à des masses d’eau provenant principalement du passage Kerguelen-Amsterdam, et s’écoulant vers le sud. Il est possible que cela explique aussi en partie pourquoi le transport au-dessus du plateau nord de Kerguelen a augmenté dans KAB-bathymedian. En tout cas, la nouvelle circulation dans cette région n’est pas très satisfaisante non plus. Nous émettons l’hypothèse qu’il manque dans toutes les simulations un courant de bord ouest profond plus intense et qui suivrait approximativement l’isobathe 3500 m au nord du Bassin Australo-Antarctique après avoir contourné le Chun Spur. Les fortes anomalies de température de fond (Figs. 4.6 et 4.10) observées dans cette région sont compatibles avec cette hypothèse.

### Comparaisons au niveau du Fawn Trough

La section de la campagne TRACK au travers du Fawn Trough est très bien adaptée pour servir de section de référence pour valider le modèle. En effet, elle est positionnée dans une région de passage obligatoire d’une large proportion des masses d’eau du CCA. Park et al. [2009] estiment qu’environ 40 % du transport total du CCA ( $\sim 150$  Sv) passe au sud des îles Kerguelen, principalement par le Fawn Trough (43 Sv,  $\sim 30$  %). De plus, le fort contrôle topographique imposé au courant limite fortement la variabilité méso-échelle dans cette région, ce qui facilite une comparaison directe entre les observations et le modèle le long de cette section.

Les sections du Fawn Trough ont été extraites dans les trois simulations G70, KAB-std et KAB-bathymedian en utilisant les profils les plus proches de la section TRACK présentés dans le chapitre 3.3.3 (Fig. 3.8 page 91). Pour chaque simulation, nous avons tracé le transport cumulé, les champs de vitesses perpendiculaires à la section, de température potentielle, de salinité et de densité neutrale (Fig. 4.15). Comme déjà indiqué auparavant, le transport du courant du Fawn Trough est quasiment identique dans les simulations G70 et KAB-std (24 et 23 Sv respectivement), bien que le transport total du CCA soit plus important dans KAB-std (passant de 115 à 155 Sv). Le champ de vitesse est aussi très similaire. On observe toutefois des différences notables dans la distribution des propriétés hydrologiques.

- Tout d’abord dans la couche du maximum de température entre 200 et 1500 m est plus chaude dans KAB-std (la couche  $>1.8^\circ\text{C}$  est plus étendue au nord du courant du Fawn Trough, et on aperçoit l’isotherme  $2^\circ\text{C}$  à la limite nord de la section), même si elle est encore trop froide par rapport à la section TRACK ( $>2.2^\circ\text{C}$  au nord du courant de Fawn,  $\sim 1.8^\circ\text{C}$  au sud).
- D’autre part, au fond le long du flanc sud du Fawn Trough, on observe des températures plus froides et une salinité plus faible dans KAB-std que dans G70, passant de  $0.8^\circ\text{C}$  à  $0.6^\circ\text{C}$  en température et de 34.73 à 34.71 en salinité. Comme pour le maximum de température, ces différences constituent des améliorations, mais la section TRACK montre des températures bien plus froides au fond et une salinité bien plus faible ( $0.25^\circ\text{C}$ , 34.68).

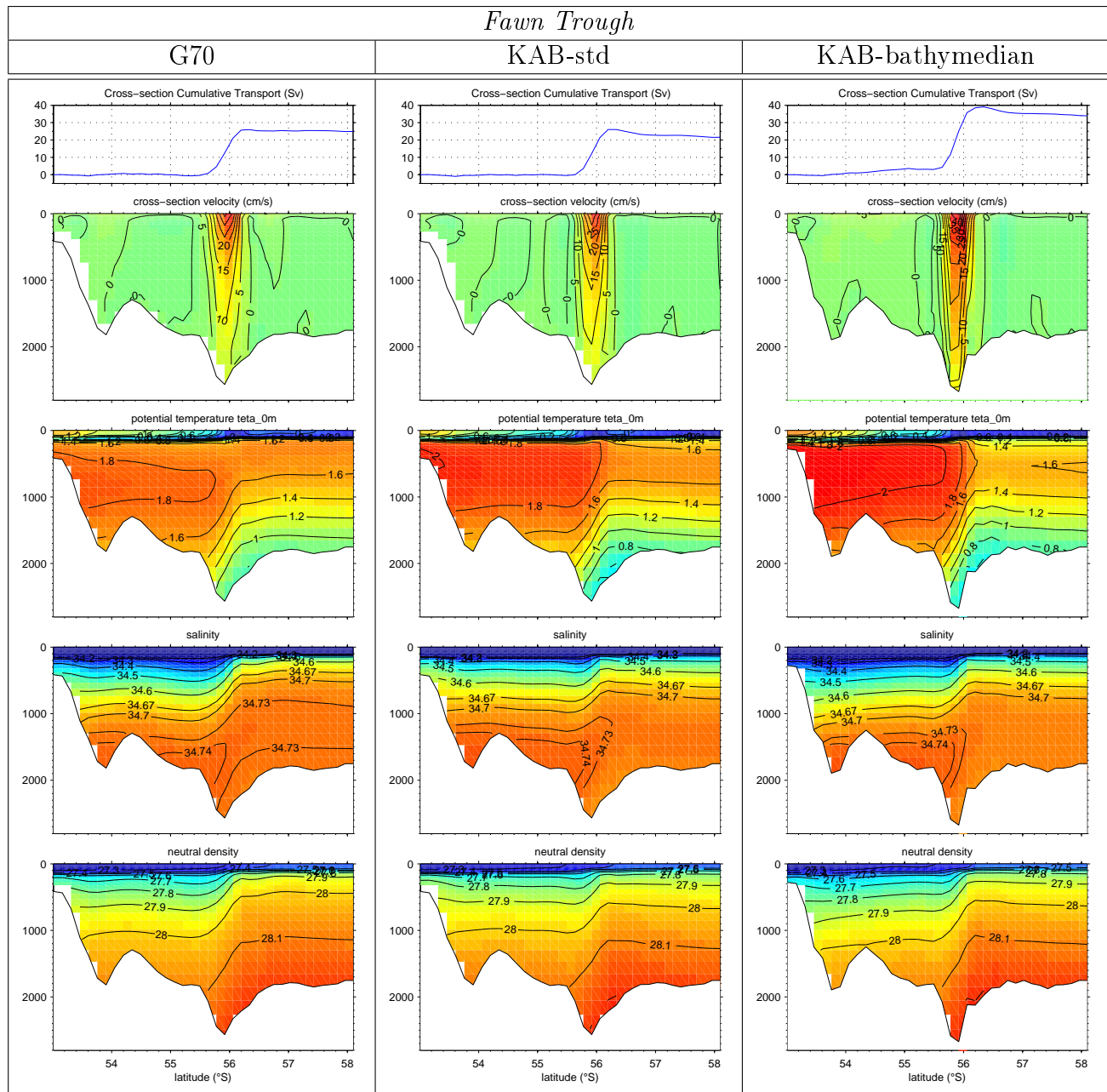


FIGURE 4.15: Comparaison des différentes simulations le long de la section *Fawn Trough* effectuée pendant la campagne TRACK (Fig. 3.8 page 91).

La comparaison entre KAB-bathymedian et les deux autres simulations révèle plus de différences. C'est tout de suite visible au niveau du transport de la section, qui s'élève à 35 Sv, soit 11-12 Sv de plus que dans G70 et KAB-std. Cette différence est forcément liée à la modification de la bathymétrie, qui est d'ailleurs visible sur la section (col plus étroit et plus profond). En regardant plus en détail, on peut constater que 4 Sv traverse le Fawn Trough entre 54°S et 55°S, tandis que la circulation était complètement bloquée dans les autres simulations. Ce faible courant ressemble à une ébauche de la branche de courant longeant la côte sud des îles Heard/McDonald dans les observations (Fig. 3.10 page 94). Le courant du Fawn Trough est plus concentré dans KAB-bathymedian, probablement en raison de la bathymétrie. En surface, des vitesses allant jusqu'à 45 cm s<sup>-1</sup> sont observées, contre 35 cm s<sup>-1</sup> dans les deux autres simulations. De même, au fond, le courant est deux fois plus rapide, avec une vitesse de 10 cm s<sup>-1</sup>. Toutefois, ces vitesses sont encore insuffisantes, puisque des vitesses de 70 et 15 cm s<sup>-1</sup> ont été respectivement observées en surface et au fond pendant la campagne TRACK.

Les propriétés hydrologiques dans KAB-bathymedian sont assez similaires à celle de la simulation KAB-std. La principale différence est observée au niveau du maximum de température, qui est plus chaud au nord du courant (2 °C) et plus froid au sud (1.6 °C). Par rapport aux observations, le maximum de température est environ trop froid de 0.2 °C sur l'ensemble de la section. Cela pourrait être dû soit à une trop forte diffusion (verticale et/ou horizontale) érodant trop fortement le maximum de température, soit à une mauvaise représentation de la circulation à plus grande échelle, qui advecterait les mauvaises masses d'eau dans le passage. S'il est à ce stade impossible de trancher, nous penchons plutôt pour la première hypothèse, puisque la circulation dans KAB-bathymedian semble assez conforme à la circulation déduite des observations.

## 4.4 Synthèse des résultats

La simulation globale ORCA025-G70 a été présentée dans la région de l'Océan Indien Sud. Au travers de comparaisons avec plusieurs jeux de données issus des observations, nous avons pu obtenir une bonne idée du réalisme de cette simulation. Nous avons vu que les principales branches du CCA sont bien représentées, même si le transport associé à ces différentes branches est généralement trop faible. En particulier, le transport dans le Fawn Trough est presque 2 fois trop faible dans le modèle.

La circulation peut toutefois différer notablement des observations dans certaines régions. En particulier, un biais majeur est détecté autour de la Dorsale Sud-Est Indienne, où le courant passe au travers du plateau d'Amsterdam, formant ensuite un front intense et irréaliste le long du flanc nord de la dorsale. Tandis que la circulation du CCA modélisé est réaliste, la circulation sub-polaire l'est moins. Le gyre de Weddell-Enderby s'étend trop loin vers l'est,

passant au travers du passage Princess Elizabeth Trough, alors que ce qui pourrait tenir lieu de gyre Australo-Antarctique dans le modèle est très faible ( $<5$  Sv) et n'atteint pas le flanc est du plateau de Kerguelen.

Le transport du CCA est 15 à 20% trop faible dans le modèle. Nous avons pu relier cette insuffisance du transport à la mauvaise représentation de la circulation de fond dans le modèle. En effet, un diagnostic de conservation du volume des masses d'eau a montré une perte progressive de l'AABW, qui se réchauffe progressivement pour se transformer en LCDW. Il est probable que ce réchauffement des eaux de fond soit lié à la mauvaise représentation des processus de formation de l'AABW sur le talus antarctique et plus particulièrement en Terre Adélie. La destruction de l'AABW entraîne mécaniquement un affaiblissement du gradient méridien de densité dans l'Océan Austral, et donc du transport total du CCA. Elle est certainement aussi en cause dans la mauvaise représentation des deux gyres sub-polaires du domaine.

Nous avons ensuite présenté une configuration régionale de l'Océan Indien Sud que nous avons mis en place afin d'effectuer des tests de sensibilité. Deux tests de sensibilité sont présentés :

- Le premier test a consisté à utiliser la simulation globale KAB001 [Barnier et al., 2007] avec rappel T/S au sud de 50°S comme conditions aux frontières (simulation KAB-std). La comparaison de cette simulation avec G70 montre une structure spatiale du CCA très similaire, bien que le transport de KAB-std soit supérieure de 35% environ. La différence majeure est observée au niveau des gyres sub-polaires qui sont beaucoup mieux représentés dans la nouvelle simulation. Ainsi, le gyre de Weddell-Enderby a son extension est maximal aux alentours de 55°E, tandis que le gyre Australo-Antarctique s'appuie contre le flanc est du plateau sud de Kerguelen pour y former un courant de bord ouest profond. Toutefois, le transport du gyre Australo-Antarctique semble trop faible (10 Sv au lieu de 30-70 Sv).
- Dans le second test, on garde KAB001 comme conditions aux frontières, et on remplace la bathymétrie standard de ORCA025 par une bathymétrie non lissée (simulation KAB-bathymedian). Cette modification modifie nettement la circulation dans certaines régions. Cette simulation indique bien que la cause principale du biais de la Dorsale Sud-Est Indienne doit être recherchée dans la représentation de la bathymétrie près de l'île Amsterdam. Le transport du courant du Fawn Trough est nettement augmenté, passant de 25 à 35 Sv. Les propriétés hydrologiques au coeur du Fawn Trough sont aussi plus proches des observations. Enfin, la forme du gyre Australo-Antarctique est plus régulière et son transport est augmenté par rapport à KAB-std rien que du fait de la bathymétrie (passant de 10 à 15 Sv).

Ces résultats démontrent que, à grande échelle, la principale source de biais du modèle est liée

à la dérive des propriétés des masses d'eau profonde et de fond qui affaiblit le transport du CCA. Cette dérive des caractéristiques de masses d'eau profonde est liée à la difficulté, voire l'impossibilité, du modèle à renouveler le stock d'Eau de Fond Antarctique, car la plongée non hydrostatique des masses d'eau dense formées sur le plateau continental antarctique est très mal représentée dans le modèle, et que de plus, la formation de ces masses d'eau dense sur le plateau n'est pas non plus très bien représentée [Mathiot, 2009].

A plus fine échelle, la source de biais principale s'avère être la représentation de la bathymétrie. Ainsi, en utilisant une bathymétrie moins lissée, on obtient une circulation globalement plus proche des observations. Pour avoir une bathymétrie encore plus réaliste, la seule solution serait d'augmenter la résolution.

L'augmentation de la résolution devrait aussi permettre d'améliorer la représentation de la variabilité méso-échelle, qui reste trop faible dans les simulations au  $1/4^\circ$  de résolution. La circulation dans certaines régions pourrait ainsi être sensiblement améliorée par augmentation de l'activité méso-échelle, notamment au niveau du courant de retour des aiguilles et de sa confluence avec le CCA dans le bassin de Crozet, de la région turbulente entre la Dorsale Sud-Ouest Indienne et le Conrad Rise, de l'entrée du Bassin Australo-Antarctique ou encore du courant de Leeuwin (à l'ouest de l'Australie).



## Chapitre 5

# Etude de la dynamique du CCA autour du plateau de Kerguelen

Dans le chapitre précédent, nous avons construit une simulation plus proche des observations que la simulation globale G70, la simulation KAB-bathymedian. Cette simulation a été obtenue à partir d'une configuration régionale mise en place sur l'Océan Indien Sud. Des tests de sensibilité ont alors été menés relatifs aux conditions aux frontières et à la bathymétrie. La simulation KAB-bathymedian présente l'avantage d'avoir un transport total du CCA du bon ordre de grandeur, des branches du CCA généralement mieux représentée, notamment au niveau de la Dorsale Sud-Est Indienne et du Fawn Trough, ainsi qu'une circulation des gyres sub-polaires plus réaliste.

S'il apparaît très clairement que la topographie joue un rôle essentiel dans la balance dynamique associée à la circulation des différentes branches du CCA, il reste à mieux caractériser comment et où la contrainte topographique se manifeste. Pour tenter de répondre à cette question, l'investigation de sorties de modèles numériques s'avère être particulièrement bien adaptée. La philosophie de ce type d'étude repose sur le fait que le modèle intègre explicitement les équations de la dynamique. Si la circulation simulée est comparable à la circulation observée, on peut alors en déduire que la dynamique exprimée dans le modèle se rapproche de la dynamique océanique réelle.

Dans ce chapitre, nous nous attacherons à décrire l'évolution de la vorticité durant l'écoulement d'ouest en est des masses d'eau. Plus précisément, c'est la vorticité intégrée de la surface au fond (vorticité barotrope) qui sera diagnostiquée, ce qui permettra d'explicitier la balance dynamique dominante, dite balance de Sverdrup topographique. Quelques éléments théoriques seront alors présentés pour mieux comprendre le lien entre la vorticité barotrope et la stratification. Nous montrerons ainsi pourquoi les eaux denses passent plus au sud que les eaux de surface pour contourner les obstacles topographiques peu profonds (comme le plateau nord de Kerguelen).



## 5.1 Dynamique de la circulation barotrope

### 5.1.1 L'équation de conservation de la vorticité barotrope

La vorticité barotrope se définit comme l'intégrale de la surface au fond de la vorticité relative  $Q = \int_z \nabla \times \mathbf{u} = \nabla \times \mathbf{U}$  (avec  $\mathbf{u}$  la vitesse horizontale). L'équation de conservation de la vorticité barotrope s'obtient alors en intégrant l'équation de conservation de quantité de mouvement sur la verticale, puis en prenant son rotationnel. Dans cette étude, la balance moyenne est étudiée. La moyenne du terme de variation temporelle est négligeable et ne sera donc pas considéré. Finalement, nous obtenons l'équation suivante :

$$\rho_0 \beta V = \nabla p_b \times \nabla h + \mathbf{k} \cdot \nabla \times \tau_w + \mathbf{k} \cdot \nabla \times A + \mathbf{k} \cdot \nabla \times D + \mathbf{k} \cdot \nabla \times F \quad (5.1)$$

où  $\beta = df/dy$  représente la variation du paramètre de Coriolis avec la latitude,  $V$  le transport de volume méridien intégré sur la verticale,  $p_b$  la pression au fond,  $h$  la profondeur de l'océan,  $\tau_w$  la tension de vent en surface, et  $A$ ,  $D$  et  $F$  sont les résultantes des termes d'advection non-linéaires (ADV), de diffusion (DIFF) et de friction (FRIC) respectivement. Dans cette équation, on voit que les flux méridiens représentés par le terme BETA ( $\rho_0 \beta V$ ) résultent de la combinaison de plusieurs termes d'origines dynamiques distincts. Le terme  $\nabla p_b \times \nabla h$ , dit Bottom Pressure Torque en anglais (BPT), représente le couple exercé par la circulation de fond sur la terre solide. Ce terme est essentiel dans notre analyse car il correspond à l'interaction topographique sur la circulation. Le terme  $\mathbf{k} \cdot \nabla \times \tau_w$  (WIND) représente l'apport de vorticité lié au rotationnel du vent en surface. De manière condensée, l'équation 5.1 s'écrit : BETA=BPT+WIND+ADV+DIFF+FRIC.

La formulation de la *balance de Sverdrup*, indiquant une égalité entre les termes BETA et WIND lorsque l'on peut négliger la friction et les interactions topographiques, représente une des avancées les plus marquantes de l'histoire de l'océanographie, permettant d'expliquer comment le vent met en mouvement l'océan à l'intérieur des gyres. Stommel [1948] proposa la première théorie expliquant la formation de courants intensifiés à l'ouest des bassins fermés. Si l'on prend le cas d'un gyre sub-tropical dans l'hémisphère nord par exemple, le vent injecte de la vorticité négative sur l'ensemble du bassin, ce qui induit un transport des masses d'eau vers le sud. Le transport net à une latitude donnée devant être nul, il faut un mécanisme capable de compenser ce transport vers le sud. Dans la solution de Stommel [1948], la concentration du transport le long du bord ouest devient suffisante pour que le terme de viscosité devienne majoritaire, permettant aux masses d'eau de regagner de la vorticité et faisant ainsi remonter les masses d'eau vers le nord en un courant intense et fortement attaché à la côte.

Les résultats plus récents ont montré que la friction joue en fait un rôle mineur dans la formation des courants de bord ouest tels que le Gulf Stream, au profit du terme d'interaction topographique BPT [Hughes and DeCuevas, 2001]. L'importance du terme BPT a longtemps

été sous-estimée au profit des termes de friction (latérale et de fond) notamment parce que les premiers modèles océaniques considérés étaient à fond plat, pour lesquels  $BPT=0$  par construction. Mais dans la réalité, les talus continentaux sont inclinés, permettant l'existence du terme topographique BPT. Une nouvelle balance apparaît alors entre les termes BETA, WIND et BPT qui généralise la balance de Sverdrup. C'est la *balance de Sverdrup topographique*, pour laquelle les contours  $f/h$  remplacent les parallèles ( $f=\text{const}$ ) comme caractéristiques [Hughes and DeCuevas, 2001, Jackson et al., 2006]. En l'absence de vent, de friction, et de non-linéarités, les lignes de courant barotrope suivent exactement les contours  $f/h$ , et les termes BETA et BPT se compensent exactement.

Wells and DeCuevas [1995] ont diagnostiqué l'importance relative des différents termes de l'équation 5.1 dans le modèle Fine Resolution Antarctic Model (FRAM) afin de déterminer les mécanismes principaux d'injection et de dissipation de la vorticité barotrope dans le CCA. Leur analyse montre que la vorticité injectée dans l'océan austral par l'action du vent en surface est dissipée principalement dans la terre solide via le terme BPT. Hughes and DeCuevas [2001] ont plus récemment généralisé ce résultat à l'océan mondial en diagnostiquant les termes de l'équation 5.1 dans le modèle OCCAM au  $1/4^\circ$ . Ils ont ainsi montré que sur n'importe quelle bande zonale de largeur suffisante pour lisser les effets non linéaires (typiquement  $3^\circ$  de latitude), le rotationnel du vent WIND est balancé par le terme BPT au fond. Des simulations à partir d'un modèle isopycnal simplifié sont présentées par Jackson et al. [2006], illustrant la balance dynamique dans des configurations topographiques réalistes (gyre et canal zonal).

Loin des variations de la topographie, le CCA s'écoule majoritairement dans une zone où le rotationnel du vent est négatif. Il est donc poussé vers le sud, soumis à la balance de Sverdrup traditionnelle (BETA compensant WIND). Cette dérive vers le sud ne peut bien sûr pas se prolonger indéfiniment. Il faut trouver un apport net de vorticité positive, soit par l'interaction avec la topographie au travers du BPT, soit par friction. En fait, on constate que la friction reste un terme négligeable partout dans l'océan austral (et plus généralement dans l'océan mondial) [Hughes and DeCuevas, 2001], et c'est donc bien l'interaction avec la topographie qui ramène les veines de courant vers le nord, sous la forme de courants de bord ouest. Dans ce cas, les termes BPT et BETA deviennent dominants, ce qui signifie que l'on suit de près les contours  $f/h$  [Jackson et al., 2006]. Dans le cas du CCA, la remontée vers le nord a lieu majoritairement dans le passage de Drake, la mer de Scotia et le Bassin Argentin [Wells and DeCuevas, 1995]. Schématiquement, le CCA remonte fortement vers le nord en entrant dans le secteur Atlantique par le passage de Drake. Puis il circule de manière quasi-zonale jusqu'à la latitude du plateau de Kerguelen, dans un secteur marqué par un faible rotationnel du vent. Ensuite, il commence à redescendre vers le sud dans les secteurs est-Indien et Pacifique, jusqu'à revenir à la longitude du passage de Drake où il recommence un tour.

Ce schéma simplifié de la circulation du CCA ne doit pas faire oublier les nombreuses

interactions avec les différents accidents topographiques que rencontrent les masses d'eau le long de leur trajet, ainsi que l'existence de différentes branches de courant qui auront des bilans de vorticité barotrope contrastés selon leur latitude et selon les obstacles qu'elles rencontreront. Pour être vraiment comprise, la circulation du CCA doit être étudiée en détail dans chaque secteur de l'océan austral, et c'est ce que nous nous proposons de faire pour le secteur indien de l'océan austral.

### 5.1.2 Termes de tendance de la vorticité barotrope dans le modèle

Le plateau de Kerguelen est un obstacle majeur à l'écoulement du CCA. Pourtant, Wells and DeCuevas [1995] notent que sa contribution nette au bilan de BPT reste minoritaire. Pour comprendre le détail de la balance de vorticité barotrope lors de la traversée du plateau de Kerguelen, nous allons maintenant analyser les différents termes de l'équation 5.1 dans la simulation KAB-bathymedian. L'intérêt de cette analyse par rapport aux résultats présentés par Wells and DeCuevas [1995] tient au fait que nous utilisons ici un modèle à plus haute résolution avec des schémas numériques plus récents. De plus, ce modèle représente beaucoup plus finement la bathymétrie, l'interaction topographie-courant, et l'activité méso-échelle [Le Sommer et al., 2009, Penduff et al., 2007]. Cette étude régionale permettra donc d'obtenir des informations plus détaillées sur la balance en question.

Pour cette analyse, nous avons explicitement calculé les termes de l'équation 5.1 *on-line* pendant la simulation KAB-bathymedian, en prenant le rotationnel des différents termes de l'équation de quantité de mouvement puis en sommant sur la verticale. Ces termes sont récupérés sous forme de moyennes à 5 jours. Le code qui a permis d'obtenir ces termes est basé sur le travail de Brunier and Treguier [2004], qui ont écrit une procédure pour extraire les termes de l'équation de vorticité moyennée sur la verticale pendant l'exécution de la simulation. Les figures 5.1 et 5.2 présente les cartes des principaux termes de l'équation 5.1. Ces cartes ont été obtenues en prenant la moyenne des termes sur les 10 dernières années de la simulation KAB-bathymedian (période 1992-2001). De plus, afin de gommer le caractère très bruit  de certains de ces termes et donc d'en faciliter leur visualisation, les valeurs affichées sont des moyennes sur des carrés de 5x5 points de grille.

Localement les trois termes dominants sont le terme BETA lié aux mouvements méridiens des masses d'eau, qui est compensé localement par la somme des termes BPT lié à l'interaction courant-topographie et ADV lié aux processus d'advection de vorticité. Le terme ADV peut être vu comme un terme d'inertie de l'écoulement dans le sens où il lisse les trajectoires des lignes de courant, supprimant du terme BETA une bonne partie des petites structures observées dans le terme BPT (Fig. 5.1). Les zones où l'on trouve de fortes valeurs pour ces trois termes correspondent aux zones où le courant est le plus concentré, le long du courant des aiguilles et du courant de retour, dans le Bassin de Crozet, au nord du plateau de Kerguelen, au sud-est

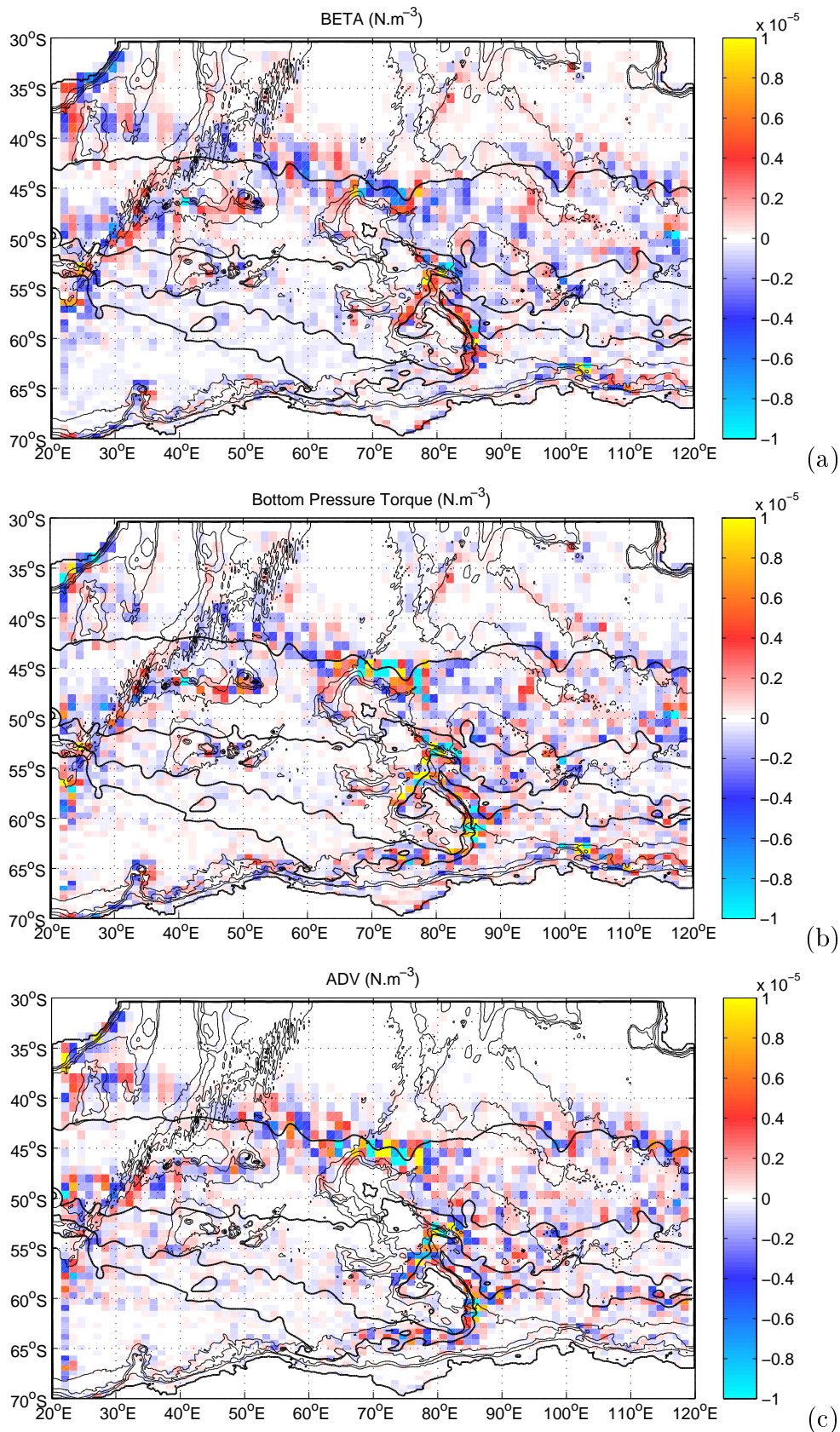


FIGURE 5.1: Balance de vorticité barotrope : termes localement dominants. (a) BETA, (b) BPT et (c) ADV. Des contours de la BSF moyenne sont superposées (traits noirs épais), marquant les limites entre les trois routes du CCA utilisées dans le diagnostic de la section 5.1.3. Unité :  $\text{N.m}^{-3}$

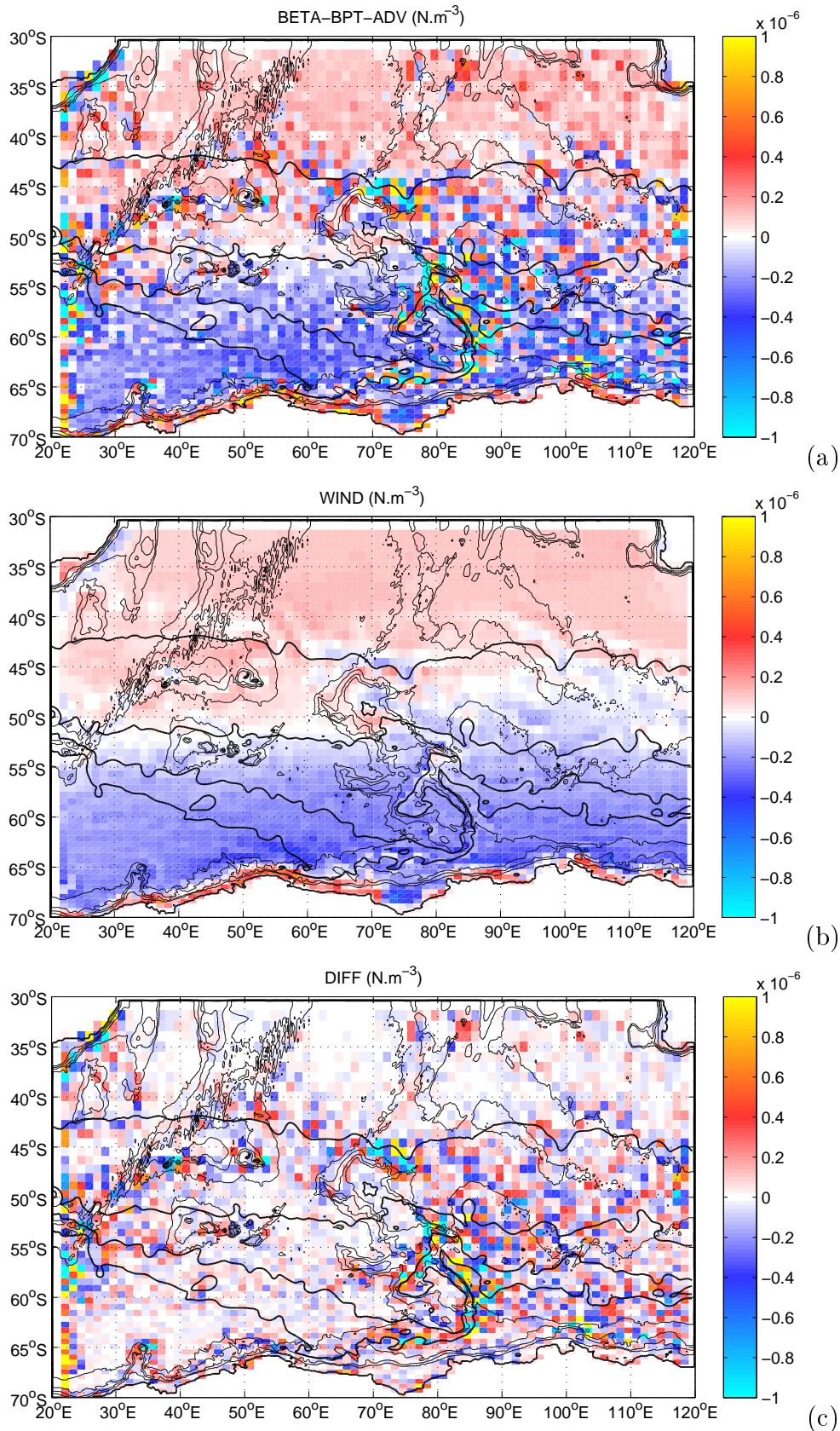


FIGURE 5.2: Balance de vorticité barotrope : résidus et autres termes. (a) résidu BETA - BPT - ADV, (b) WIND et (c) DIFF. Par rapport à la figure 5.1, les contours de la BSF sont identiques. Par contre, nous attirons l'attention sur la différence d'échelle des couleurs, d'un ordre de grandeur inférieure. Unité :  $N.m^{-3}$

de la Dorsale Sud-Ouest Indienne, au sud des plateaux Del Caño/Crozet, au coeur du Fawn Trough, le long du courant de bord ouest et enfin de manière plus dispersée dans le Bassin Australo-Antarctique.

Le résidu BETA-BPT-ADV est un terme d'un à deux ordre de magnitude inférieur à chacun des trois termes le constituant (BETA, BPT et ADV) dans les régions de forte interaction topographique. Il vaut approximativement la somme WIND+DIFF, comme le terme FRIC est partout négligeable (Fig. 5.2). Le terme WIND exhibe une structure zonale, s'annulant à deux latitudes, autour de 50°S près du Front Polaire d'une part, et au dessus du talus antarctique à  $\sim 1^\circ$  de latitude au nord de la côte antarctique. Au nord de 50°S, le terme WIND est faiblement positif, poussant les masses d'eau vers le nord. Plus au sud, le rotationnel du vent devient négatif. Enfin, la transition entre les régions de rotationnel négatif et positif se fait brusquement près du talus antarctique, avec des maxima locaux positifs et négatifs très rapprochés de part et d'autre de la ligne de rotationnel nul. Cette variation brusque du rotationnel est liée à la présence des vents catabatiques dirigés vers l'ouest le long de la côte antarctique. Dans la réalité, la variation du rotationnel est probablement plus rapide encore, puisque les vents catabatiques sont sous estimés dans le jeu de forçage appliqué (DFS3) [Mathiot, 2009]. Finalement, on note la présence d'inhomogénéités spatiales du terme WIND dans les zones de fort courant. En fait, la tension du vent à la surface n'est pas directement forcée, mais calculée à partir du vent atmosphérique à 10 m auquel on retranche la vitesse du courant de surface du modèle. C'est pourquoi le modèle fournit un feedback sur la tension du vent. On remarque en particulier que le zéro du rotationnel du vent est centré autour de 50°S à l'ouest du plateau où la circulation est ralentie, tandis qu'on le retrouve vers 45°S à l'est du plateau du fait du CCA.

Le terme DIFF, de même ordre de grandeur que WIND, est assez bruyé et de moyenne quasiment nulle. L'amplitude de ce terme permet de se faire une idée des régions où le mélange est le plus actif. Le Bassin Australo-Antractique apparaît clairement comme la région associée au plus fort mélange, ce qui semble logique puisque c'est une région de collision de masses d'eau et d'importante activité méso-échelle. En particulier, les trois entrées de masses d'eau dans le Bassin Australo-Antarctique (passage Kerguelen-Amsterdam, Fawn Trough et flanc est du plateau sud de Kerguelen) concentrent les plus forte valeurs du temre DIFF, révélant des zones de fort mélange.

### 5.1.3 Description régionale de la balance de vorticité barotrope

Pour mieux saisir quelles sont les contributions majeures à la dynamique du CCA parmi les termes de l'équation 5.1, nous présentons maintenant un budget cumulatif des termes intégrés sur la surface d'écoulement du CCA. La table 5.1 montre que le terme BETA résulte pour 2/3 du terme WIND et pour 1/3 du terme BPT dans le domaine. Les termes ADV et DIFF s'annulent entre eux. Sur la figure 5.3a, l'accumulation de chacun des termes le long des longitudes est

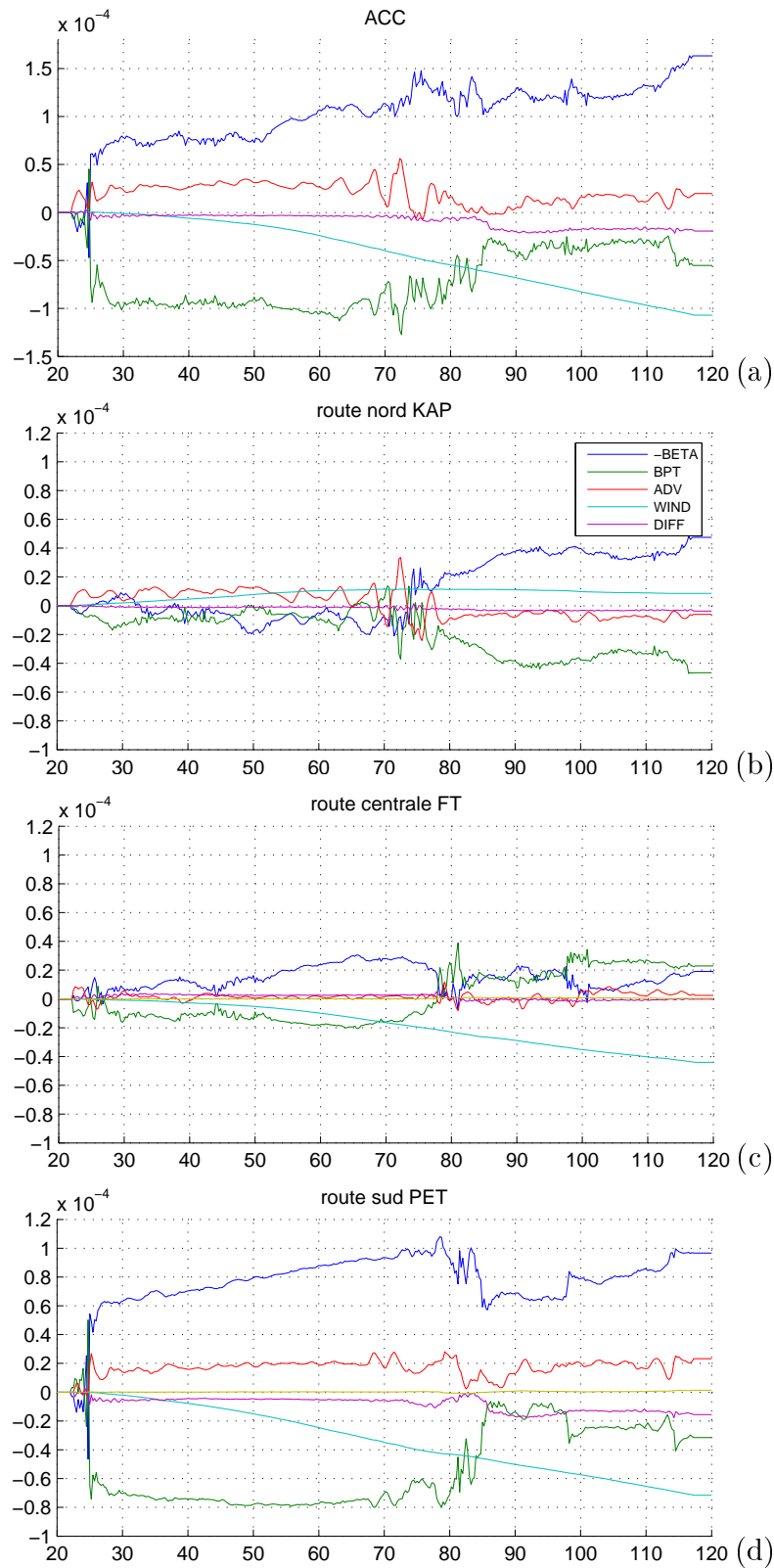


FIGURE 5.3: Accumulation longitudinale des différents termes de l'équation de conservation de la vorticité barotrope pour (a) le CCA entier, puis pour les routes (b) nord, (c) centrale, et (d) sud séparément : -BETA (bleu), BPT (vert), ADV (rouge), WIND (cyan) et DIFF (magenta) de somme nulle. Voir les figures 5.1 et 5.2 pour les limites géographiques des 3 routes. Unité :  $N.m^{-1}$ .

	CCA	Nord	Centre	Sud
BETA	-1.63	-0.47	-0.19	-0.97
WIND	-1.07	0.09	-0.44	-0.72
BPT	-0.55	-0.47	0.23	-0.32
ADV	0.20	-0.06	0.03	0.23
DIFF	-0.19	-0.04	0	-0.16

TABLE 5.1: Budget des différents termes de l'équation 5.1 pour le CCA, puis pour chaque route séparément. Unité :  $10^{-4} N m^{-1}$ .

présentée. Au passage de la Dorsale Sud-Ouest Indienne à 25°E, les termes BETA et BPT varient rapidement, indiquant un déplacement global du CCA vers le sud induit par une interaction topographique. Quoique secondaire, le terme ADV présente une contribution non-négligeable qui atténue l'effet topographique BPT. Le terme WIND est négatif sur le domaine, augmentant en valeur absolue assez régulièrement. Ainsi, bien que ce terme présente une contribution faible localement, il devient majoritaire dans la balance de vorticité barotrope à l'échelle de l'Océan Indien Sud, poussant le CCA progressivement vers le sud. Lors de la traversée du plateau de Kerguelen, d'importantes perturbations sont observées sur les termes BPT et ADV. Pourtant la variation nette du terme BETA engendrée par ces deux termes reste faible en comparaison. Ainsi, l'effet net topographique du plateau de Kerguelen reste assez limité, ce qui peut sembler paradoxal étant donné la taille de l'obstacle.

Nous allons maintenant étudier l'évolution des termes cumulés en longitude séparément pour 3 routes du CCA : la route nord (100 Sv) passant par le passage Kerguelen-Amsterdam, la route centrale (35 Sv) passant par le Fawn Trough et la route sud (20 Sv) passant par le Princess Elizabeth Trough. Les limites entre les différentes routes correspondent à des isolignes de transport barotrope indiquées sur les figures 5.1 et 5.2. Les masses d'eau passant sur le plateau nord de Kerguelen ont été distribuées équitablement entre la route nord et la route centrale pour simplifier la description. La limite choisie suit de près le zéro du rotationnel de vent, que l'on peut associer au Front Polaire du modèle. Une comparaison rapide des trois diagrammes 5.3(b-d) montre des situations très contrastées.

- La route nord se trouve principalement au nord du maximum de vent, dans une région au rotationnel de vent faiblement positif (terme WIND de la Fig. 5.3b). Tous les termes restent petits jusqu'à l'entrée dans le Bassin Australo-Antarctique. A ce moment, une contribution importante du terme BPT, liée à l'approfondissement de la topographie après le seuil du passage Kerguelen-Amsterdam, ramène le coeur de la branche vers le sud.
- La route centrale présente comme pour la route nord de faibles variations des différents termes cumulés de l'équation 5.1. Sur l'ensemble du domaine, la principale contribution vient du terme WIND. Cette contribution est en partie compensée par le terme BPT qui



augmente au niveau du Fawn Trough, de sorte que le déplacement net de cette branche dans le domaine est finalement assez limité.

- Bien qu’en terme de transport ce soit la route la moins empruntée (seulement 15 % du transport du CCA), la route sud est certainement la plus importante en terme d’impact sur le bilan de vorticité barotrope. Comme elle se situe très au sud près de la divergence antarctique, elle est associée à une injection très forte de vorticité négative liée au vent (capte 67 % de la vorticité totale injectée dans le CCA par le terme WIND sur l’ensemble du domaine). De plus, elle concentre la majorité de la variation du terme BETA, négative à la traversée de la Dorsale Sud-Ouest Indienne, et positive en dépassant le Princess Elizabeth Trough et le courant de bord ouest profond. Finalement, 60 % de la variation totale du terme BETA se réalise le long de cette route, signifiant qu’une majorité du transport barotrope du CCA vers le sud concerne en fait uniquement la route sud. Ce transport vers le sud de la route sud va de pair avec un élargissement exceptionnel de l’extension méridienne du CCA au passage du plateau de Kerguelen.

## Rappel des principaux résultats

L’analyse de la conservation de la vorticité barotrope dans le domaine a permis d’établir plusieurs résultats importants :

- Nous avons pu confirmer que la balance principale de la circulation dans le domaine correspond à la balance de Sverdrup topographique. Cette balance relie les variations méridiennes des branches au contrôle topographique dans certaines régions où le courant intersecte la topographie, tandis que l’action du vent crée un transport méridien progressif et monotone, qui tend à augmenter l’extension méridienne du CCA. D’autres termes de l’équation barotrope peuvent être localement importants, comme le terme non-linéaire (ADV), mais leur contribution s’annule en général rapidement le long de l’écoulement ( chelle  $<5^\circ$  de longitude).
- L’effet net topographique du plateau de Kerguelen sur le bilan de vorticité barotrope du CCA est relativement faible. Bien qu’étant un obstacle de dimension considérable, le plateau est « facilement » travers  par les masses d’eau. La présence du Fawn Trough ouvre une route globalement zonale pour les masses d’eau dans une région de faible rotationnel du vent. Si ce passage était fermé, il est probable qu’un transport beaucoup plus important serait observé sur la route sud. Le principal effet direct du plateau sur la position méridienne du CCA est concentré sur la branche nord, à l’entrée du Bassin Australo-Antarctique, où l’approfondissement du bassin crée un transport vers le sud pour passer au sud de la Dorsale Sud-Est Indienne.
- Par contre, l’effet du plateau de Kerguelen sur la géométrie locale du CCA est majeur. Un élargissement méridien exceptionnel du plateau est observé, qui a pour conséquence

d'augmenter considérablement la surface d'action du vent sur le courant. En permettant à une partie du CCA de passer à une latitude aussi sud que  $65^{\circ}\text{S}$ , le plateau induit une absorption très élevée de vorticité liée au rotationnel du vent, qui en retour tend à accélérer fortement le CCA. En fait, l'analyse de FRAM présentée par Wells and DeCuevas [1995] désignait bien le plateau de Kerguelen comme une des deux zones où un maximum de vorticité négative est aborb  e par le CCA, l'autre zone étant le Bassin de Bellingshausen. Sans le plateau, les gyres sub-polaires ne formerait qu'un seul et même gyre, et le CCA ne pourrait traverser la zone du maximum de rotationnel négatif du vent. En ce sens, le plateau de Kerguelen agit comme un accélérateur du CCA. D'autre part, le vent injecte de la vorticité positive dans la partie nord du CCA à l'ouest du passage Kerguelen-Amsterdam. Ainsi, dans cette région, le vent tend à pousser les masses d'eau vers le nord où se trouve le gyre subtropical indien. Ce transport vers le nord est à relier avec l'injection de l'Eau Intem  diaire Antarctique sous la thermocline de l'Océan Indien, un processus clé de la circulation thermohaline globale. Cette géographie favorise ainsi le contact et donc le mélange des masses d'eau du CCA avec les masses d'eau sub-tropicales au nord, et sub-polaires au sud.

## 5.2 Importance de la stratification du CCA

Dans la partie précédente, nous avons étudié la balance dynamique du CCA au travers d'un diagnostic de conservation de la vorticité barotrope. Grâce à ce diagnostic, les zones où le courant interagit fortement avec la bathymétrie ont pu être mises en évidence. Il a aussi été montré comment le transport barotrope méridien était contrôlé par la balance de Sverdrup topographique faisant intervenir une combinaison des effets du vent et du contrôle bathymétrique.

Une question cruciale demeure, concernant le rôle joué par la stratification dans la circulation du CCA et la structure verticale de l'écoulement. A grande échelle, le CCA est en équilibre géostrophique, ce qui signifie que son intensité dépend directement de la différence de pression entre le sud et le nord du CCA. La composante barotrope du transport moyen, liée aux différences de pression de fond étant négligeable (cette composante agit par contre sur la variabilité du transport), c'  st la stratification qui contrôle le transport moyen du CCA. La stratification joue par ailleurs un autre rôle fondamental, isolant partiellement les masses d'eau profondes des masses d'eau de surface. Ce rôle d'écran est central dans la dynamique du CCA comme l'ont montré Olbers and Eden [2003] à l'aide de trois expériences numériques relativement simples. Dans la première expérience, l'océan austral est pris comme homogène et à fond plat. Dans ce cas, la circulation est quasiment zonale et un transport irréaliste de l'ordre de 700 Sv est observé. Dans la seconde expérience, une bathymétrie réaliste est utilisée mais l'océan est toujours homogène. Cette fois-ci, la circulation suit partout les contours  $f/h$  qui sont en grande partie

bloqués au niveau du passage de Drake. Le transport reste par conséquent très faible (35 Sv) et suit un trajet irréaliste. Finalement, la troisième expérience utilise à la fois une bathymétrie réaliste et une représentation de l'effet de la stratification. Dans ce cas seulement, on obtient une circulation réaliste, en terme de trajectoire des masses d'eau autant que de transport (130 Sv).

Les expériences de Olbers and Eden [2003] (voir aussi Olbers et al., 2004) montrent bien l'importance fondamentale de la stratification dans la dynamique du CCA. Pourtant, le diagnostic de la vortacité barotrope présenté précédemment ne fait aucune référence explicite à la stratification, puisque l'on considère seulement le transport total intégré de la surface au fond. On peut alors se demander où et comment l'effet de la stratification intervient dans la balance de Sverdrup topographique, notamment en terme de structure verticale de l'écoulement. Nous allons maintenant fournir quelques éléments théoriques pour expliciter la relation entre la circulation barotrope horizontale et la stratification.

### 5.2.1 Expression locale de la balance de Sverdrup topographique

Au premier ordre, l'équation de quantité de mouvement se ramène à une balance entre les forces de pression et les forces de Coriolis, l'équilibre géostrophique :

$$\rho_0 f \mathbf{k} \times \mathbf{u}_g = -\nabla p \quad (5.2)$$

En prenant le rotationnel de l'équation 5.2, et en utilisant la relation de continuité, on obtient une relation entre la dérivée verticale de la vitesse verticale géostrophique  $w_g$  (par convention, l'axe  $z$  est orienté vers le haut) et le vitesse méridienne  $v$  :

$$f \partial_z w_g = \beta v \quad (5.3)$$

Cette relation est en fait équivalente à la balance de Sverdrup topographique, comme nous allons le voir. En intégrant cette relation de la surface au fond, on obtient :

$$f(w_0 - w_b) = \beta V$$

où  $w_0$  et  $w_b$  représentent les vitesses géostrophiques en surface et au fond respectivement. Ces vitesses peuvent être directement liées aux termes de l'équation de vortacité barotrope (équation 5.1).

En effet, le BPT peut être relié au courant géostrophique au fond en utilisant la condition cinématique de fond  $w_b = -\mathbf{u}_b \cdot \nabla h$ . Finalement, en utilisant la relation géostrophique 5.2, on démontre la proportionnalité entre le BPT et la composante géostrophique de la vitesse verticale au fond :

$$w_b = -\frac{1}{\rho_0 f} \nabla p_b \times \nabla h = -\frac{BPT}{\rho_0 f}$$

De même, la vitesse verticale géostrophique en surface est proportionnelle au rotationnel du vent (pompage d'Ekman) :

$$w_0 = \frac{1}{\rho_0 f} \nabla \times \tau_w = \frac{WIND}{\rho_0 f}$$

Finalement, on retrouve bien :  $BETA=BPT+WIND$ , qui est la balance de Sverdrup topographique, à partir de la relation locale 5.3. Les mouvements méridiens résultent d'une compétition entre le pompage d'Ekman et le contrôle topographique sur la vitesse verticale. Même si ces deux effets s'expriment d'une manière analogue dans la relation 5.3, il faut noter une distinction fondamentale, puisque le rotationnel du vent est principalement déterminé par la circulation atmosphérique. Cela signifie qu'au premier ordre (en négligeant le feedback du courant de surface sur la tension du vent), ce terme est imposé à l'océan. C'est tout à fait différent dans le cas du terme topographique, qui dépend de la dynamique océanique elle-même, et plus précisément du courant de fond intersectant la bathymétrie. En clair, plus le courant au fond et la pente topographique sont intenses, plus la circulation a tendance à suivre les contours  $f/h$  ( $BETA=BPT$ ). Au contraire, si le courant au fond est négligeable ou que le fond est plat, la dynamique redevient contrôlée par une balance de Sverdrup classique ( $BETA=WIND$ ).

Dans le cas du CCA, le vent excite la colonne d'eau (surtout les 2000 premiers mètres de l'océan) en faisant remonter vers la surface les eaux denses au sud du Front Polaire. Le contrôle topographique va alors agir surtout dans les zones où le CCA intersecte un obstacle topographique. Dans ces zones, le CCA suit momentanément les contours  $f/h$ . On observe ainsi une alternance entre une balance de Sverdrup classique loin des obstacles topographiques, et une balance de Sverdrup topographique dans les régions où le CCA intersecte un obstacle topographique. C'est grâce à la stratification qui fait écran entre la circulation de surface et la circulation profonde que le CCA peut dévier sensiblement des contours  $f/h$  des bassins profonds.

C'est pourquoi le plateau de Kerguelen joue un grand rôle dans l'équilibre dynamique du CCA. Certes, son effet topographique net est relativement mineur, les déplacements méridiens en aval compensant en grande partie ceux induits en amont. Mais, en forçant la trajectoire du CCA dans la zone à très fort rotationnel négatif du vent au sud de 50°S, il contribue à remonter les isopycnes du sud du CCA vers le haut (par l'intermédiaire des vitesses verticales positives liées au pompage d'Ekman). De même, la zone de rotationnel positif du vent au nord de 50°S a tendance à enfoncer l'Eau de Surface Antarctique sous l'Eau de Surface Subtropicale, formant ainsi l'Eau Intermédiaire Antarctique au nord du Front Subantarctique. L'approfondissement des isopycnes de surface au nord et la remontée vers la surface des isopycnes profondes au sud génère ainsi le gradient méridien de densité du CCA. Ainsi, on retrouve bien le fait que

le plateau de Kerguelen accélère le CCA, car il augmente considérablement l'efficacité du vent dans le processus de génération du gradient méridien de pression.

### 5.2.2 Variation de direction des courants avec la profondeur

Dans le chapitre 3.2 (Roquet et al., 2009, Fig. 10), nous avons observé des différences de trajectoire entre les masses d'eau de surface et profondes. Ainsi, l'isotherme 0°C du minimum de température (proche de la surface) se superpose à l'isotherme 2°C du maximum de température ( $\sim 500$  m de profondeur) entre la Dorsale Sud-Ouest Indienne et le Conrad Rise, mais elle'en diverge ensuite pour se retrouver à la même position que l'isotherme 2.2°C du maximum de température à partir de la longitude d'Elan Bank.

Cette observation soulève alors deux questions :

- Est-ce que le modèle simule une telle tendance à diverger entre les couches de surface et les couches plus profondes ?
- Si oui, peut-on déterminer les mécanismes en jeu qui expliquent cette déviation ?

#### Estimation de la direction des courants géostrophiques dans le modèle

Nous allons maintenant calculer la direction des vitesses géostrophiques du modèle pour vérifier s'il existe un angle entre les courants de surface et les courants à 2000 m de profondeur. Pour cela, on cherche à déterminer une topographie  $\eta^z$  associée à la profondeur  $z$  qui soit liée à la pression selon la relation  $\nabla p^z = \rho_0 g \nabla \eta^z$ , afin de pouvoir exprimer la relation 5.2 en fonction du gradient de cette topographie  $\mathbf{u}_g = \frac{g}{f} \nabla \eta^z$  par analogie à la relation classique reliant la vitesse géostrophique de surface à la pente de la surface libre.

La relation hydrostatique permet de relier la pression à une profondeur  $z$  donnée au poids de la colonne située au-dessus :

$$p^z = \rho_0 g \eta + g \int_{z'=0}^z \rho dz'$$

où  $\eta$  correspond à la hauteur de la mer par rapport à une géopotentielle proche de la surface. On néglige ici les variations de la pression atmosphérique.

Une manipulation algébrique simple permet alors de déterminer une formulation pour la topographie  $\eta^z$  recherchée :

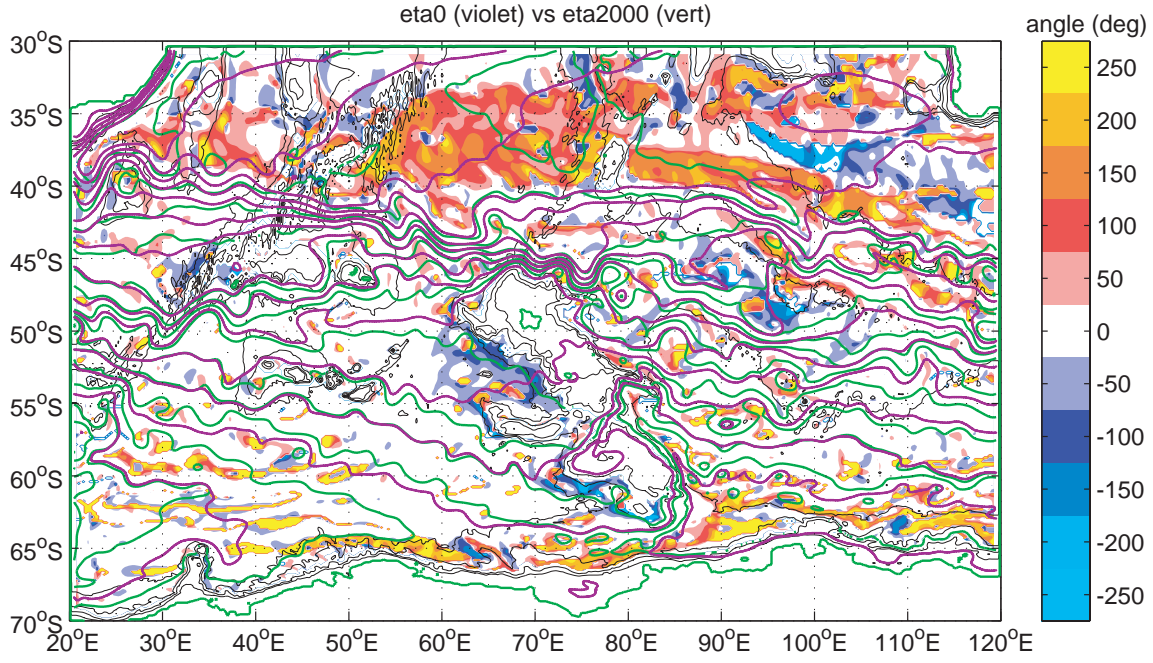


FIGURE 5.4: Lignes de courant de surface (violet) superposées à celles à 2000 m de profondeur (vert). La différence d'angle entre les vecteurs vitesse à 2000 et en surface ( $\theta_{2000} - \theta_0$ ) est montrée en couleurs. Les angles sont donnés en degré, dans le sens trogonométrique direct (sens inverse des aiguilles d'une montre).

$$\begin{aligned} \frac{\nabla p^z}{\rho_0 g} &= \frac{1}{\rho_0 g} \nabla \left( \rho_0 g \eta + g \int_{z'=0}^z (\rho - \rho_r(z')) dz' \right) \\ &= \nabla \left( \eta + \int_{z'=0}^z \frac{\rho - \rho_r(z')}{\rho_0} dz' \right) \end{aligned}$$

où  $\rho_r$  est un profil de densité de référence pris comme la moyenne spatiale des densités in situ à chaque niveau  $z$ . Finalement, la vitesse géostrophique est proportionnelle au gradient horizontal de la topographie :

$$\eta^z = \eta + \int_{z'=0}^z \frac{\rho - \rho_r(z')}{\rho_0} dz' \quad (5.4)$$

Sur la figure 5.4, nous superposons les lignes de courant à 0 m et 2000 m de profondeur, obtenues comme isolignes des topographies  $\eta^0$  et  $\eta^{2000}$  selon la formule 5.4. La tendance à la divergence observée en amont du plateau de Kerguelen est bien observée dans le modèle entre Conrad Rise et Elan Bank. Sur la même figure, nous avons indiqué en couleur la différence d'angle entre les vecteurs de courant à 2000 m et 0 m. Trois zones où la direction varie très fortement sont mises en évidence :

- une large bande zonale au nord du CCA, située dans la partie sud du gyre sub-tropical, avec des valeurs positives autour de  $100^\circ$ .
- de fine bandes négatives suivant les contours ouest des principaux obstacles topographiques (notamment les plateaux nord et sud de Kerguelen, et le plateau Del Caño), avec des valeurs de l'ordre de  $-50^\circ$  à  $-100^\circ$ .
- une bande positive à proximité du talus continental antarctique, avec des valeurs dépassant  $200^\circ$  localement.

Nous allons maintenant expliciter les raisons de ces déviations verticales, au travers de ce qu'il est commun d'appeler la spirale de Stommel.

### Dynamique de la spirale de Stommel

Afin d'avoir des trajectoires différentes selon les masses d'eau, il faut nécessairement que les vecteurs vitesse spiralent avec la profondeur. Une manipulation simple de la relation géostrophique 5.2 permet de déterminer la variation verticale de la direction du vecteur vitesse horizontale  $\mathbf{u}$ , comme présenté par Hughes and Killworth [1995]. En prenant la dérivée verticale de la relation 5.2, puis en utilisant la relation hydrostatique, on obtient :

$$\rho_0 f \mathbf{k} \times \partial_z \mathbf{u} = g \nabla \rho$$

On prend ensuite le produit scalaire de cette relation par  $\mathbf{u}$ , et on utilise la relation de continuité :

$$-\rho_0 f \mathbf{u} \times \partial_z \mathbf{u} = g \mathbf{u} \cdot \nabla \rho = -g w \partial_z \rho$$

Finalement, en remarquant que  $\mathbf{u} \times \partial_z \mathbf{u} = |\mathbf{u}|^2 \partial_z \theta$  ou  $\theta$  (les angles sont positifs dans le sens trigonométrique direct) représente l'angle de  $\mathbf{u}$ , et en posant  $N^2 = -g \partial_z \rho / \rho_0$  (fréquence de Brunt-Väisälä), on obtient :

$$\partial_z \theta = -\frac{N^2 w}{f |\mathbf{u}|^2} \quad (5.5)$$

La relation 5.5 exprime la spirale de Stommel. La première remarque que l'on peut formuler à partir de la relation 5.5 est que les signes de  $\partial_z \theta$  et  $w$  sont identiques dans l'hémisphère sud (opposés dans l'hémisphère nord). Cela signifie que le sens de la spirale dépend uniquement de la direction des vitesses verticales. On obtient une spirale cyclonique vers le bas en zone d'upwelling (l'angle diminue vers le bas), et une spirale anti-cyclonique dans le cas contraire. Nous allons voir comment cela explique le signe des différences d'angles observées sur la figure 5.4.

Lorsque le courant arrive en amont des obstacles topographiques comme le plateau de Kerguelen, il escalade l'obstacle induisant une vitesse verticale positive. D'après la relation 5.5, on obtient alors une spirale cyclonique vers le bas. C'est compatible avec l'observation d'une

différence  $\theta_{2000} - \theta_0 < 0$ . Par contre, lorsque les masses d'eau s'échappent du talus antarctique pour rentrer dans le bassin profond, on a un approfondissement de la colonne d'eau (stretching) induisant des vitesses verticales négatives. L'observation  $\theta_{2000} - \theta_0 > 0$  dans cette région est encore une fois compatible avec la spirale de Stommel.

Le cas de la bande zonale positive au nord du CCA est un peu différent. Cette fois-ci, ce n'est pas le forçage topographique qui intervient, mais le forçage du vent. Dans ce cas, la relation 5.3 intégrée sur la verticale indique que :

$$w = w_b + \int_{bot}^z \partial_z w . dz = w_b + \frac{\beta}{f} \int_{bot}^z v . dz \quad (5.6)$$

Puisque  $w_b$  est négligeable dans ce cas (effet topographique négligeable), et que  $v > 0$  en raison de l'action des vents, on déduit que  $w < 0$ . Le signe  $\theta_{2000} - \theta_0 > 0$  observé sur la figure 5.4 est alors bien expliquée par la spirale de Stommel.

On peut alors se demander pourquoi certaines régions favorisent l'émergence d'une spirale verticale plus que d'autres. Ici, nous ne donnerons qu'une analyse qualitative, en notant que trois facteurs modulent l'intensité de la spirale : la stratification  $N^2$ , l'inverse du carré de l'intensité du courant  $1/|\mathbf{u}|^2$ , et l'intensité de la vitesse verticale  $w$  (la variation de  $f$  est négligeable à l'échelle des structures considérées). Dans le cas du CCA, la stratification est partout assez faible, et les courants sont souvent très intenses, ce qui ne favorise pas l'existence d'une spirale verticale. En fait, les courants spiralent de manière notable seulement dans les zones de divergence où les courants sont très faibles. Ces zones sont généralement situées en amont des obstacles topographiques. Dans le cas de la bande zonale au nord du CCA, la stratification est beaucoup plus marquée (présence d'une épaisse thermocline sub-tropicale), le courant est relativement faible et la vitesse méridienne  $v$  est maximale puisqu'on se trouve au coeur du gyre sub-tropical. Ainsi, toutes les conditions sont réunies pour obtenir une intensité maximale de la spirale.

Les observations indiquent la présence d'un courant de surface quasiment zonal entre le Conrad Rise et le sud des îles Kerguelen associé au Front Polaire. Le transport associé à ce courant est faible ( $\sim 2$  Sv, Park et al., 2009) et il n'existe qu'en surface. Par contre, en profondeur, les masses d'eau ne peuvent pas traverser le plateau de Kerguelen et sont donc obligées de contourner l'obstacle. La relation de la spirale de Stommel nous apprend alors qu'elle doivent nécessairement passer par le sud, ce qui est bien observé dans le modèle. De plus, on a observé que seule la simulation KAB-bathymedian avec une bathymétrie non lissée a réussi à simuler l'existence d'un courant zonal en surface qui franchit le talus ouest du plateau nord de Kerguelen (voir la figure 4.12 du chapitre 4.3). Dans les autres simulations utilisant la bathymétrie lissée de la configuration ORCA025, le courant de surface contourne le plateau nord de Kerguelen par le nord. Cet exemple montre la grande sensibilité de la circulation à la représentation de la bathymétrie près des obstacles abrupts. La bathymétrie peut créer une zone de fort ralentissement du courant (cul-de-sac) intensifiant la spirale. Elle peut aussi être



plus facile à “escalader” par les masses d’eau si sa forme offre une marche favorisant l’émergence de vitesses verticales.

Du fait de ces différences de direction en fonction de la profondeur, la trajectoire des masses d’eau peut varier avec la profondeur comme le montre la figure 5.4. C’est ainsi ce qui est observé pour la limite sud du CCA dans le bassin de Weddell-Enderby, qui se trouve à plusieurs degrés plus au nord dans les couches profondes qu’en surface.

### 5.2.3 Rappel des principaux résultats

Dans cette partie, nous avons discuté de l’importance de la stratification comme moteur du CCA. La balance de Sverdrup topographique peut être réinterpréter en terme de vitesses verticales générés par le vent ou par la topographie. Cela permet de faire apparaître le lien entre la conservation de la vorticité barotrope et la génération du gradient méridien de densité. Ainsi, le vent fait remonter les isopycnes au sud du CCA, et il les fait descendre au nord du CCA. Entre ces deux zones, l’effet du vent est minimal puisque le rotationnel s’annule. Cela peut d’ailleurs sembler paradoxal que ce soit dans la zone du maximum des vents d’ouest que l’effet du vent sur la circulation soit minimal (car son rotationnel y est nul). En raisonnant à partir des vitesses verticales, nous avons pu retrouver le résultat selon lequel le plateau de Kerguelen favorise l’accélération du CCA en augmentant considérablement son extension méridienne, ce qui a pour effet de faire passer son extrémité sud près de la divergence antarctique, où le rotationnel du vent est très fortement négatif, et donc où le pompage d’Ekman est le plus intense.

Nous avons ensuite vu comment la stratification permet l’existence de courants de surface de direction différente de celle des courants plus profonds, au travers du mécanisme de la spirale d’Ekman. La spirale d’Ekman explique simplement pourquoi et comment les courants géostrophiques peuvent spiraler avec la profondeur. Pour obtenir une différence importante de direction entre les courants de surface et les courants plus profonds, il faut plusieurs facteurs : une faible vitesse du courant, un minimum de stratification, et une vitesse verticale. De plus, nous avons identifié un résultat très important, montrant que le sens de la spirale de Stommel dépend uniquement de la direction de la vitesse verticale. Ainsi, dans l’hémisphère sud ( $f < 0$ ), on obtient une spirale cyclonique vers le bas en zone d’upwelling, et une spirale anti-cyclonique dans le cas contraire. Cette théorie simple a été validée dans le modèle. Une conséquence importante pour le passage des masses d’eau autour du plateau de Kerguelen est que la direction des courants varie fortement avec la profondeur à l’ouest des talus du plateau (où  $w > 0$ ), induisant des courants de surface passant soit au-dessus, soit au nord du plateau peu profond, tandis que les courants profonds contournent le plateau par le sud.





# Chapitre 6

## Conclusions générales et perspectives

### Résumé des principaux résultats

L'objectif général de cette thèse était d'améliorer notre connaissance de la circulation autour du plateau de Kerguelen. En effet, ce secteur de l'océan austral restait un des moins bien connus, notamment à cause d'un manque de données particulièrement aigu. Pourtant, par sa grande extension méridienne, le plateau de Kerguelen constitue un obstacle majeur à la circulation du CCA, contraignant fortement la trajectoire des masses d'eau.

Pour atteindre cet objectif général, nous avons utilisé un éventail large d'outils à la disposition des océanographes, allant de la production et l'analyse d'observations à l'utilisation de modèles numériques. Cette étude a alors apporté de nouvelles informations sur trois problématiques spécifiques :

- la description de la circulation océanique moyenne
- la qualification de sorties de modèles par comparaison avec les observations
- la compréhension de l'impact dynamique du plateau de Kerguelen sur la circulation dans l'océan austral

Dans un premier temps, nous avons présenté le projet “éléphants de mer océanographes”, qui a permis de récolter un volume important de données hydrologiques à l'aide d'éléphants de mer instrumentés sur les îles Kerguelen. Nous avons pu voir que les balises miniatures utilisées produisent des données de qualité océanographique à condition d'être validées avec soin. Dans ce but, une procédure de calibration a été présentée. Deux types de biais ont été identifiés. Le premier (*pressure effect*) est lié aux effets de la pression sur la balise et a pu être corrigé à partir de tests en mer effectués avant le déploiement. Le second affecte les mesures de conductivité à cause de la nature inductive du capteur (effet de champ proche ou *external field effect*), et a pu être corrigé *a posteriori* en effectuant des comparaisons entre les profils des différentes balises ou avec des profils historiques. Pour cela, une méthode d'inter-comparaison statistique basée

sur une méthode aux moindres-carrés a été développée et appliquée aux salinités de surface des profils disponibles sur le plateau nord de Kerguelen. Cette méthode a alors été combinée à des comparaisons visuelles de propriétés de certaines masses d'eau stables comme l'Eau Profonde Circumpolaire qui présente un maximum de salinité très faiblement variable temporellement et spatialement. Nous avons alors estimé la précision du jeu de donnée calibré à  $0.02^{\circ}\text{C}$  en température et  $0.03$  en salinité.

Dans un second temps, nous nous sommes concentrés sur la problématique essentielle de la description de la circulation océanique moyenne à partir des observations. Les observations utilisées étaient très variées, incluant des données *in situ* et des données satellitales. La principale avancée obtenue au cours de cette thèse a consisté à mettre en évidence l'existence et l'importance du courant du Fawn Trough, traversant le plateau de Kerguelen à  $56^{\circ}\text{S}$  par le passage profond du Fawn Trough qui sépare le plateau en deux sous-plateaux disjoints. L'analyse de 8 sections synoptiques d'éléphants de mer obtenues en mars 2004, échantillonnant une large zone allant des îles Kerguelen à l'Antarctique en couvrant l'ensemble du plateau de Kerguelen et de la région juste à l'ouest, a permis de décrire pour la première fois la trajectoire et les caractéristiques hydrologiques du front associé au courant du Fawn Trough. Ces données ont par ailleurs montré que le passage Princess Elizabeth Trough au sud du plateau de Kerguelen n'était en fait qu'un passage relativement mineur du CCA, en contradiction avec l'image classique développée par Orsi et al. [1995]. L'analyse de la topographie dynamique moyenne de la surface de Rio and Hernandez [2004], obtenue en combinant des données altimétriques avec des informations de dérive de flotteurs de surface et des données hydrologiques, a confirmé la circulation déduite des données d'éléphants de mer. Nous avons alors pu déterminer l'origine des masses d'eau traversant le Fawn Trough, provenant de la Dorsale Sud-Ouest Indienne avant de bifurquer en deux branches au sud et au nord du Conrad Rise, qui reconvergent ensuite au sud d'Elan Bank. La circulation à l'entrée du Bassin Australo-Antarctique a ensuite été décrite à partir des données des campagnes KEOPS (au-dessus et à l'est du plateau nord de Kerguelen) et TRACK (entre le Fawn Trough et le Chun Spur). En particulier, la campagne TRACK a fourni des données quantitatives de transport, confirmant l'importance du courant du Fawn Trough comme branche majeure du CCA, qui concentre 30 % du transport total du CCA (43 Sv sur un total de  $\sim 150$  Sv).

Dans un troisième temps, une analyse de la circulation obtenue à l'aide d'un modèle numérique a été entreprise. Les modèles de circulation générale sont devenus depuis deux décennies un outil essentiel pour interpréter les observations et analyser les processus océaniques à différentes échelles de temps et d'espace. Ce développement a été rendu possible grâce à l'augmentation exponentielle des capacités de calcul et de stockage des calculateurs modernes. De ce point de

vue, il est important d'analyser le degré de réalisme des simulations modernes, en les comparant aux observations. Ici, nous avons présenté un travail de validation d'une simulation globale au  $1/4^\circ$  de résolution (ORCA025-G70, Barnier et al., 2006). Nous avons choisi de nous concentrer sur cette résolution car elle est capable de résoudre au moins partiellement la variabilité méso-échelle (*eddy-permitting*), et qu'elle est la résolution utilisée dans les simulations climatiques les plus récentes. La circulation à grande-échelle du modèle a pu être favorablement comparée à la circulation observée. Toutefois, plusieurs écarts notables ont été mis en évidence, concernant la circulation locale dans certaines régions (notamment la Dorsale Sud-Est Indienne), et la dérive importante des propriétés des masses d'eau de fond dans les bassins profonds (particulièrement vrai dans le Bassin Australo-Antarctique). Deux tests de sensibilité effectués sur une configuration régionale mise en place au cours de la thèse ont permis de démontrer que les biais de la circulation simulée étaient principalement liés soit à la mauvaise représentation de la circulation des masses d'eau profondes, soit à la bathymétrie pas assez bien représentée à cette résolution. En particulier, le biais de circulation autour de la Dorsale Sud-Est Indienne dans ORCA025-G70 a pu être relié à la mauvaise représentation de la bathymétrie dans cette zone.

Finalement, nous avons étudié la dynamique associée à l'écoulement du CCA telle qu'elle est exprimée dans le modèle. Le diagnostic a consisté à extraire les différents termes de l'équation de conservation de la vorticité barotrope, équation obtenue en prenant le rotationnel des équations primitives, puis en l'intégrant sur la verticale. Nous avons alors pu vérifier que la balance dynamique à grande échelle consiste principalement en un équilibre local entre les mouvements méridiens (Beta effect,  $BETA = \rho_0 \beta V$ ), les apports de vorticité par le vent (Wind Curl,  $WIND = \nabla \times \tau_w$ ), et le contrôle généré par la bathymétrie (Bottom Pressure Torque,  $BPT = \nabla p_b \times \nabla h$ ). C'est la balance de Sverdrup topographique :  $BETA = WIND + BPT$ . En analysant l'évolution des différents termes de cette balance le long du CCA, l'effet topographique du plateau a pu être caractérisé en détail. Nous avons mis en évidence un effet topographique net relativement faible du plateau de Kerguelen, et ce malgré des régions de très fortes interactions surtout concentrées au cœur des trois passages du plateau de Kerguelen et le long des flancs est du plateau. Par contre, nous avons constaté que, bien que localement faible, le terme lié au vent devient dominant dans le bilan de vorticité barotrope à l'échelle sur le domaine, en participant pour 2/3 au décalage du CCA vers le sud (contre 1/3 pour l'effet topographique). Nous avons alors pu démontrer que le plateau de Kerguelen favorisait l'accélération du CCA en augmentant fortement son extension méridienne, favorisant ainsi un upwelling intense au sud, près du Front Sud du CCA, et un downwelling au nord, dans la région du Front SubAntarctique. L'inclinaison méridienne des isopycnes qui en résulte est alors responsable de l'écoulement du CCA par géostrophie. Finalement, nous avons expliqué pourquoi les courants de surface pouvaient avoir des directions sensiblement différentes des courant profonds dans certaines régions de

faible circulation, au travers de la spirale de Stommel. Nous avons vu par ailleurs que la spirale de Stommel imposait le sens de rotation du vecteur vitesse sur la verticale en fonction de la direction de la vitesse verticale, ce qui explique pourquoi les eaux profondes contournent le plateau de Kerguelen par le sud alors que les eaux de surface traversent le plateau plus zonalement.

Cette étude illustre ainsi comment une meilleure compréhension de la circulation océanique peut émerger en combinant les informations déduites des observations et des modèles. Elle révèle également de nombreuses lacunes au niveau des observations, de la modélisation et de l'analyse approfondie de la dynamique autour du plateau de Kerguelen, qui vont maintenant être explicitées.

## Perspectives

Au cours de cette thèse, plusieurs axes de recherche ont été explorés, ouvrant de nombreuses perspectives pour le futur. Nous allons présenter ici les principales voies qui pourraient être explorées dans un futur proche pour continuer le travail de recherche sur la circulation autour du plateau de Kerguelen.

Afin d'améliorer la description de la circulation à partir des observations, la production et l'analyse des différents jeux de données récemment obtenus doit continuer. Ainsi, le travail de calibration et de validation des profils d'éléphant de mer se poursuit au fur et à mesure que de nouveaux profils sont échantillonnés chaque année. Ce jeu de données devrait apporter de nouvelles informations dans plusieurs secteurs qui restent encore insuffisamment explorés. Parmi eux, citons le plateau nord de Kerguelen qui est très bien échantillonné par les éléphants de mer, mais aussi le voisinage du Chun Spur où le courant du Fawn Trough effectue un coude complexe, et la région au sud du plateau de Kerguelen incluant le Princess Elizabeth Trough et Prydz Bay. Les données éléphants de mer permettront alors de décrire en détail la variabilité des propriétés des couches de surface et de sub-surface, ainsi que la position et les caractéristiques des fronts de l'océan austral.

Le projet TRACK devrait fournir en janvier prochain des séries temporelles d'un an au coeur du courant du Fawn Trough, si les trois lignes de mouillage déployées en février 2009 sont bien récupérées comme prévu. La possibilité d'estimer la variabilité du transport du CCA au travers du Fawn Trough de manière pérenne, à l'aide du satellite altimétrique Jason, va alors être examinée. En effet, les variations de la pente de la surface de la mer à travers le Fawn Trough pourraient être utilisées comme indicateur des variations du transport, à condition que la structure verticale du courant et ses variations temporelles y soient quasiment barotropes, ce qui est probablement le cas pour le courant du Fawn Trough. Les mesures courantométriques

et ADCP sous la trace de l'altimètre devraient alors permettre de déterminer une fonction de transfert permettant de relier la variabilité du transport à la seule variabilité de surface. Une analyse exhaustive des différentes sections de la campagne TRACK, incluant des données hydrologique (CTDs et flotteurs ARGO) et courantométrique (ADCP) sera d'autre part bientôt entreprise.

Des progrès importants ont été réalisés ces dernières années dans la représentation de la circulation océanique à l'aide de modèle, tant en terme du développement des schémas numériques, que de la paramétrisation des processus sous maille ou du réalisme des forçages imposés à la surface de l'océan. Il reste toutefois à améliorer nettement la représentation de certains processus clé de l'océan.

Un des enjeux majeurs pour mieux simuler la circulation dans l'océan austral est de développer une représentation réaliste de la formation de l'Eau de Fond Antarctique. Sans cela, on obtient nécessairement une dérive des propriétés des masses d'eau profonde dans les bassin antarctiques, produisant un affaiblissement du transport du CCA et une mauvaise représentation de la ventilation de l'Eau de Fond Antarctique dans l'océan mondial. La source principale d'eau de fond du Bassin Australo-Antarctique se trouve en Terre Adélie, grâce à la présence d'un plateau continental en forme de bassin dans lequel les eaux très denses peuvent s'accumuler. Il faudrait alors améliorer la représentation de la formation de ces eaux très denses, qui dépend fortement des vents catabatiques, de la formation de la banquise et des polynies. D'autre part, une représentation réaliste des *overflows* et de la descente gravitationnelle le long du talus est nécessaire pour transporter ces eaux denses au fond.

Une solution immédiate pour améliorer les simulations est d'augmenter la résolution. Dans ce cas, on obtient une meilleure représentation de l'interaction topographique d'une part, et de la variabilité méso-échelle et du mélange qui lui est associé. Malheureusement, l'augmentation de la résolution a un coup numérique important, puisqu'un doublement de la résolution nécessite un supplément de puissance de calcul et de stockage d'un facteur 16. Une approche intermédiaire est de n'augmenter la résolution que dans certaines régions clé. Le module AGRIF de NEMO permet ce type de raffinement local. Par exemple, les processus d'*overflows* sont beaucoup mieux représentés à haute résolution. Il serait donc tentant d'augmenter la résolution localement sur le pourtour antarctique. De même, la circulation au-dessus du plateau nord de Kerguelen et l'interaction courant-topographie à l'est du plateau seraient beaucoup mieux représentées à plus haute résolution, étant donné la complexité de la bathymétrie du plateau.

Parmi les autres axes de recherche à explorer, des améliorations doivent être apportées à la paramétrisation du mélange (notamment mélange dû aux ondes internes), aux modèles de glace de mer ou encore en terme de réalisme des forçages en surface (en particulier près de la côte antarctique).



Dans la dernière partie de ce manuscrit de thèse, nous avons vu que le plateau de Kerguelen induisait un important élargissement du CCA, favorisant une remontée intense des isopycnes vers la surface près de la divergence Antarctique par pompage d'Ekman. De ce fait, le plateau de Kerguelen pourrait être une zone principale d'accélération du CCA. Il serait alors instructif d'étendre l'analyse de la vorticité barotrope à l'océan austral entier pour quantifier l'impact relatif du plateau de Kerguelen sur le CCA par rapport aux autres secteurs de l'océan austral.

On peut d'autre part envisager des tests de sensibilité abrupts, consistant à fermer certains passages pour voir comment cela modifie le transport du CCA. Ainsi, il serait intéressant de vérifier si la fermeture complète du PET ralentirait le CCA, comme on pourrait le supposer en éloignant le sud du CCA de la côte antarctique. De même, le rôle dynamique du Fawn Trough pourrait être mesuré en analysant quelle circulation serait obtenue s'il était fermé. Ce type de tests de sensibilité pourrait être facilement mis en oeuvre sur une configuration globale à faible résolution (2   de résolution serait suffisant).

Pour finir, une étude de l'impact du plateau de Kerguelen sur la transformation des masses d'eau circumpolaire reste à mener. Ce genre d'analyse peut être menée en analysant les sorties de modèle à l'aide de l'outil lagrangien *offline* ARIANE [Blanke and Raynaud, 1997]. Cet outil offre la possibilité de suivre une masse d'eau en la décomposant en particules élémentaires de transport de petite taille (typiquement  $<0.01$  Sv), puis en suivant chaque particule au cours de son advection par le champ de vitesse 4D du modèle. Les trajectoires des particules sont obtenues par une formulation analytique à l'intérieur de chaque cellule du modèle. Il est alors possible de calculer la trajectoire de plusieurs millions de particules pendant de longues périodes, et ainsi de reconstituer le trajet de masses d'eau dans l'océan mondial [Blanke et al., 2002, Iudicone et al., 2008b]. Il est aussi possible d'analyser les transformations de ces masses d'eau à partir des modifications des propriétés hydrographiques de chaque particule au cours de son trajet [Iudicone et al., 2008b]. Cette analyse permettrait alors de suivre l'érosion des maxima de température et de salinité et de déterminer dans quelles régions ces transformations se réalisent en majorité, à condition d'avoir un modèle à suffisamment haute résolution (par exemple, 1/12   de résolution), suffisamment proche de l'équilibre et qui représente convenablement les propriétés de l'Eau Antarctique de Fond.





# Bibliographie

- S. Aoki, N. Fujii, S. Ushio, Y. Yoshikawa, S. Watanabe, G. Mizuta, Y. Fukamachi, and M. Wakatsuchi. Deep western boundary current and southern frontal systems of the Antarctic Circumpolar Current southeast of the Kerguelen Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 113, 2008. doi : 10.1029/2007JC004627.
- F. Bailleul, J.-B. Charrassin, P. Monestiez, F. Roquet, M. Biuw, and C. Guinet. Successful foraging zones of southern elephant seals from Kerguelen Islands in relation to oceanographic conditions. *Phil. Trans. Roy. Soc. B : Biological Sciences*, 362 :2169–2181, 2007.
- B. Barnier, G. Madec, T. Penduff, J.-M. Molines, A.-M. Treguier, J. Le Sommer, A. Beckmann, A. Biastoch, C. Böning, J. Dengg, C. Derval, E. Durand, S. Gulev, E. Remy, C. Talandier, S. Theetten, M. Maltrud, J. McClean, and B. De Cuevas. Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy permitting resolution. *Ocean Dynamics*, 56 :543–567, 2006.
- B. Barnier, L. Brodeau, J. Le-Sommer, J.-M. Molines, T. Penduff, S. Theetten, A.-M. Treguier, G. Madec, A. Biastoch, C. Boning, J. Dengg, S. Gulev, R. Bourdalle-Badie, G. Garric, J. Chanut, S. Alderson, A. Coward, B. de Cuevas, A. New, K. Haines, G. Smith, S. Drijfhout, W. Hazeleger, C. Severijns, and P. Myers. Eddy-permitting ocean circulation hindcasts of past decades. *Clivar Exchanges Newsletter*, 12 (3) :8–10, 2007.
- I. M. Belkin and A. L. Gordon. Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania. *Journal of Geophysical Research*, 101(C2) :3675–3696, 1996.
- N. L. Bindoff, M. A. Rosenberg, and M. J. Warner. On the circulation and water masses over the Antarctic continental slope and rise between 80°E and 150°E. *Deep-Sea Research II*, 47 : 2299–2326, 2000.
- M. Biuw, L. Boehme, C. Guinet, M. Hindell, D. Costa, J.-B. Charrassin, F. Roquet, F. Bailleul, M. Meredith, S. Thorpe, Y. Tremblay, B. McDonald, Y.-H. Park, S. Rintoul, N. Bindoff, M. Goebel, D. Crocker, P. Lovell, J. Nicholson, F. Monks, and M. A. Fedak. Variations in behaviour and condition of a southern ocean top predator in relation to in situ oceanographic conditions. *Proceedings of the National Academic Science*, 104 :13705–13710, 2007.

- S. Blain, B. Quéguiner, L. Armand, S. Belviso, B. Bombléd, L. Bopp, A. Bowie, C. Brunet, C. Brussaard, F. Carlotti, U. Christaki, A. Corbière, I. Durand, F. Ebersbach, J.-L. Fuda, N. Garcia, L. Gerringa, B. Griffiths, C. Guigue, C. Guillerm, S. Jacquet, C. Jeandel, P. Laan, D. Lefèvre, C. Lo Monaco, A. Malits, J. Mosseri, I. Obernosterer, Y.-H. Park, M. Picheral, P. Pondaven, T. Remenyi, V. Sandroni, G. Sarthou, N. Savoye, L. Scouarnec, M. Souhaut, D. Thuiller, K. Timmermans, T. Trull, J. Uitz, P. vanBeek, M. Veldhuis, D. Vincent, E. Viollier, L. Vong, and T. Wagener. Effect of natural iron fertilization on carbon sequestration in the Southern Ocean. *Nature*, 446, 2007. doi : 10.1038/nature05700.
- B. Blanke and S. Raynaud. Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent : a Eulerian and Lagrangian approach from GCM results. *Journal of Physical Oceanography*, 27 :1038–1053, 1997.
- B. Blanke, S. Speich, G. Madec, and R. Maugé. A global diagnostic of interior ocean ventilation. *Geophysical Research Letters*, 29 :1267, 2002. doi : 10.1029/2001GL013727.
- L. Boehme and U. Send. Objective analyses of hydrographic data for referencing profiling float salinities in highly variable environments. *Deep-Sea Research I*, 52 :651–664, 2005.
- L. Boehme, M. Meredith, S. Thorpe, M. Biuw, and M. A. Fedak. The ACC frontal system in the South Atlantic : monitoring using merged Argo and animal-borne sensor data. *Journal of Geophysical Research*, 113, 2008. doi : 10.1029/2007JC004647.
- L. Boehme, P. Lovell, M. Biuw, F. Roquet, J. Nicholson, S. E. Thorpe, M. P. Meredith, and M. Fedak. Technical note : animal-borne CTD-Satellite Relay Data Loggers for real-time oceanographic data collection. *Ocean Science*, 2009. in revision.
- C.-A. Bost, C. Cotté, F. Bailleul, Y. Cherel, J.-B. Charrassin, C. Guinet, D.G. Ainley, and H. Weimerskirch. Importance of southern fronts for seabirds and sea mammals. *J. Mar. Syst.*, 2009. doi : 10.1016/j.jmarsys.2008.11.022.
- L. Brodeau, B. Barnier, A.-M. Treguier, and T. Penduff. Comparing sea surface atmospheric variables from ERA40 and CORE with a focus on global net heat flux. *Flux news*, 3 :6–8, 2006.
- W. S. Broecker. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4 :79–89, 1991.
- L. Brunier and A.-M. Treguier. *Balance of the vertically averaged vorticity in OPA9*, 2004.
- J.-B. Charrassin, M. Hindell, S. R. Rintoul, F. Roquet, S. Sokolov, M. Biuw, D. Costa, L. Boehme, P. Lovell, R. Coleman, R. Timmermann, A. Meijers, M. Meredith, Y.-H. Park, F. Bailleul, M. Goebel, Y. Tremblay, C.-A. Bost, C. R. McMahon, I. C. Field, M. A. Fedak,

- and C. Guinet. Southern ocean frontal structure and sea-ice formation rates revealed by elephant seals. *Proceedings of the National Academic Science*, 105 :11634–11639, 2008.
- S. A. Cunningham, S. G. Alderson, B. A. King, and M. A. Brandon. Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage. *Journal of Geophysical Research*, 108 :11–17, 2003.
- K. A. Donohue, G. E. Hufford, and M. S. McCartney. Sources and transport of the Deep Western Boundary Current east of the Kerguelen Plateau. *Geophysical Research Letters*, 26(7) :851–854, 1999.
- F. Durand and G. Reverdin. A statistical method for correcting salinity observations from autonomous profiling floats : an Argo perspective. *J. Atm. Ocean. Tech.*, 22 :292–301, 2005.
- J. V. Durgadoo, J. R. E. Lutjeharms, A. Biastoch, and I. J. Ansorge. The Conrad Rise as an obstruction to the Antarctic Circumpolar Current. *Geophysical Research Letters*, 35, 2008. doi : 10.1029/2008GL035382.
- M. A. Fedak. Marine animals as platforms for oceanographic sampling : a "win/win" situation for biology and operational oceanography. *Memoirs of the National Institute of Polar Research*, 58 :133–147, 2004.
- M. A. Fedak, P. Lovell, B. J. McConnell, and C. Hunter. Overcoming the constraints of long range radio telemetry from animals : getting more useful data from smaller packages. *Journal of Integrative and Comparative Biology (formerly American Zoologist)*, 42(3), 2002.
- T. Fichefet and M. A. Morales Maqueda. Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 102 :12609–12646, 1997.
- P. Fofonoff and R. C. Jr Millard. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. Technical report, Unesco Tech. Pap. in Mar. Sci., No. 44, 53 pp, 1983.
- A. Ganachaud and C. Wunsch. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, 408 :453–457, 2000.
- A. L. Gordon. Interocean exchange of thermocline water. *Journal of Geophysical Research*, 91 : 5037–5046, 1986.
- A. L. Gordon, E. Molinelli, and T. Baker. Large-scale relative dynamic topography of the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 83 :3023–3032, 1978.

- A. L. Gordon, E. Zambianchi, A. Orsi, M. Visbeck, C. F. Giulivi, T. Whitworth III, and G. Spezie. Energetic plumes over the western Ross Sea continental slope. *Geophysical Research Letters*, 31 :L21302, 2004.
- V. Gouretski and K. Jancke. A new world ocean climatology : objective analysis on neutral surfaces. whp sac technical report no. 3. Technical report, Hamburg, Germany : WOCE Special Analysis Centre, Max Planck Institute, 1998.
- P. Heil and I. Allison. The pattern and variability of Antarctic sea-ice drift in the Indian Ocean and western Pacific sectors. *Journal of Geophysical Research*, 104 :15789–15802, 1999.
- K. J. Heywood, M. D. Sparrow, J. Brown, and R. R. Dickson. Frontal structure and Antarctic Bottom Water flow through the Princess Elizabeth Trough, Antarctica. *Deep-Sea Research*, 46 :1181–1200, 1999.
- S. K. Hooker and I. L. Boyd. Salinity sensors on seals : use of marine predators to carry ctd dataloggers. *Deep-Sea Research I*, 50 :927–939, 2003.
- C. W. Hughes and B. A. DeCuevas. Why western boundary currents in realistic oceans are inviscid : a link between form stress and bottom pressure torques. *Journal of Physical Oceanography*, 31 :2871–2885, 2001.
- C. W. Hughes and P. D. Killworth. Effects of bottom topography in the large-scale circulation of the Southern Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 25 :2485–2497, 1995.
- IPCC. *Climate Change 2007 - Synthesis report*. WMO/UNEP, 2007.
- D. Iudicone, G. Madec, and T. J. McDougall. Water-mass transformations in a neutral density framework and the key role of light penetration. *Journal of Physical Oceanography*, 38 : 1357–1376, 2008a.
- D. Iudicone, S. Speich, G. Madec, and B. Blanke. The global conveyor belt from a southern ocean perspective. *Journal of Physical Oceanography*, 38 :1401–1425, 2008b.
- D. R. Jackett and T. J. McDougall. A neutral density variable for the world's oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 27 :237–263, 1997.
- L. Jackson, C. W. Hughes, and R. G. Williams. Topographic control of basin and channel flows : the role of bottom pressure torques and friction. *Journal of physical oceanography*, 36 :1786–1805, 2006.
- G. C. Johnson, S. G. Purkey, and J. L. Bullister. Warming and freshening in the abyssal southeastern Indian Ocean. *Journal of Climate*, 21 :5351–5363, 2008.

- W. Large and S. Yeager. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models : the data sets and flux climatologies. Technical report, NCAR technical note : NCAR/TN-460+STR. CGD division of the National Center for Atmospheric Research, 2004.
- J. Le Sommer, T. Penduff, S. Theetten, G. Madec, and B. Barnier. How momentum advection schemes influence current-topography interactions at eddy permitting resolution. *Ocean Modelling*, 29 :1–14, 2009. doi : 10.1016/j.ocemod.2008.11.007.
- S. Levitus. *Climatological Atlas of the World Ocean*. U. S. Govt. Printing Office, 173 pp, 1982.
- S. Levitus, T. P. Boyer, M. E. Conkright, T. O'Brian, J. Antonov, C. Stephens, L. Stathopoulos, D. Johnson, and R. Gelfeld. World ocean database 1998. Technical report, NOAA Atlas NESDID 18, US Government Printing Office, Washington DC, 1998.
- G. Madec. Nemo, the ocean engine. Technical report, Notes du pôle de modélisation de l'IPSL No27, 2008.
- P. Marchesiello, J. McWillimans, and A. Shchepetkin. Open boundary conditions for long-term integrations of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3 :1–20, 2001.
- P. Mathiot. *Influence du forçage atmosphérique sur la représentation de la glace de mer et des eaux de plateau Antarctique dans une étude de modélisation numérique*. PhD thesis, Université Joseph Fourier Grenoble I, 2009.
- M. S. McCartney and K. A. Donohue. A deep cyclonic gyre in the Australian-Antarctic Basin. *Progress in Oceanography*, 75 :675–750, 2007.
- T. J. McDougall. Neutral surfaces. *Journal of Physical Oceanography*, 17 :1950–1964, 1987a.
- T. J. McDougall. Thermobaricity, cabbeling, and water-mass conversion. *Journal of Geophysical Research*, 92(C5) :5448–5464, 1987b.
- T. J. McDougall and D. R. Jackett. On the helical nature of neutral surfaces. *Progress in Oceanography*, 20 :153–183, 1988.
- J. M. Molines, B. Barnier, T. Penduff, L. Brodeau, A.-M. Treguier, S. Theetten, and G. Madec. Definition of the interannual experiment ORCA025-G70 1958-2004. LEGI Technical note, November 2006. Technical report, LEGI Technical note, 2006.
- D. Olbers and C. Eden. A simplified general circulation model for a baroclinic ocean with topography. Part I, Theory, waves and wind-driven circulations. *Journal of Physical Oceanography*, 33 :2719–2737, 2003.



- D. Olbers, D. Borowski, C. Völker, and J.-O. Wolff. The dynamical balance, transport and circulation of the Antarctic Circumpolar Current. *Antarctic Science*, 16 (4) :439–470, 2004.
- A. H. Orsi, T. Whitworth III, and W. Nowlin Jr. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research, Part I*, 42 :641–673, 1995.
- A. H. Orsi, G. C. Johnson, and J. B. Bullister. Circulation, mixing and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography*, 43 :55–109, 1999.
- A. H. Orsi, W. M. Jr. Smethie, and J. L. Bullister. On the total input of Antarctic waters to the deep ocean : a preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements. *Journal of Geophysical Research*, 107(C8), 2002. doi : 10.1029/2001JC000976.
- Y.-H. Park, E. Charriaud, and M. Fieux. Thermohaline structure of the Antarctic Surface Water and Winter Water in the Indian sector of the Southern Ocean. *Journal of Marine Systems*, 17 :5–23, 1998a.
- Y.-H. Park, E. Charriaud, D. Ruiz-Pino, and C. Jeandel. Seasonal and interannual variability of the mixed-layer properties and steric height at station KERFIX southwest of Kerguelen. *Journal of Marine Systems*, 17 :233–247, 1998b.
- Y.-H. Park, E. Charriaud, P. Craneguy, and A. Kartavtseff. Fronts, transport, and Weddell Gyre at 30°E between Africa and Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 106 (C2) : 2857–2879, 2001.
- Y.-H. Park, J.-L. Fuda, I. Durand, and A. C. Naveira Garabato. Internal tides and vertical mixing over the Kerguelen Plateau. *Deep-Sea Research II*, 55 :582–593, 2008a.
- Y.-H. Park, N. Gasco, and G. Duhamel. Slope currents around the Kerguelen Islands from demersal longline fishing records. *Geophysical Research Letters*, 35, 2008b. doi : 10.1029/2008GL033660.
- Y.-H. Park, F. Roquet, I. Durand, and J.-L. Fuda. Large scale circulation over and around the northern Kerguelen Plateau. *Deep-Sea Research II*, 55 :566–581, 2008c.
- Y.-H. Park, F. Vivier, F. Roquet, and E. Kestenare. Direct observations of the ACC transport across the Kerguelen Plateau. *Geophysical Research Letters*, 2009. accepted.
- Y.H. Park and L. Gambéroni. Large-scale circulation and its variability in the south Indian Ocean from TOPEX/POSEIDON altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 100(C12) : 24911–24929, 1995.
- Y.H. Park and L. Gambéroni. Cross-frontal exchange of Antarctic Intermediate Water and Antarctic Bottom Water in the Crozet Basin. *Deep Sea Research*, 44(5) :963–986, 1997.

- Y.H. Park, L. Gambéroni, and E. Charriaud. Frontal structure, waters masses and circulation in the Crozet Basin. *Journal of Geophysical Research*, 98 :12361–12385, 1993.
- T. Penduff, J. LeSommer, B. Barnier, A.-M. Treguier, J.-M. Molines, and G. Madec. Influence of numerical schemes on current-topography interactions in  $1/4^\circ$  global ocean simulations. *Ocean Science*, 3 :509–524, 2007.
- R. Pollard and J. Read. Two-year long current time series from the Southwest Indian Ocean. *International WOCE Newsletter*, 29 :3–7, 1997.
- R. T. Pollard, M. I. Lucas, and J. F. Read. Physical controls on biogeochemical zonation in the Southern Ocean. *Deep-Sea Research II*, 49 :3289–3305, 2002.
- S. R. Rintoul. *Ocean, Ice, and Atmosphere : Interactions at the Antarctic Continental Margin, Antarctic Research Series vol. 75*, chapter On the origin and influence of Adélie Land Bottom Water, pages 151–171. AGU, Washington D. C., 1998.
- S. R. Rintoul. Rapid freshening of Antarctic Bottom Water formed in the Indian and Pacific oceans. *Geophysical Research Letters*, 34, 2007. doi : 10.1029/2006GL028550.
- S. R. Rintoul, C. W. Hughes, and D. Olbers. *Ocean Circulation and Climate : Observing and Modelling the Global Ocean*, chapter The Antarctic Circumpolar Current System, pages 271–302. International geophysics series n°77, 2001.
- S. R. Rintoul, S. Sokolov, and R. A. Massom. Rapid development and persistence of a massive antarctic sea ice tongue. *Journal of Geophysical Research*, 113, 2008. doi : 10.1029/2007JC004541.
- M.-H. Rio and F. Hernandez. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *Journal of Geophysical Research*, 109 :C12032, 2004.
- F. Roquet, Y.-H. Park, C. Guinet, F. Bailleul, and J.-B. Charrassin. Observations of the Fawn Trough Current over the Kerguelen Plateau from instrumented elephant seals. *Journal of Marine Systems*, 2009. doi : 10.1016/j.jmarsys.2008.11.017.
- B. M. Sloyan and S. R. Rintoul. The southern ocean limb of the global deep overturning circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 31 :143–172, 2001.
- A. Spadone and C. Provost. Variations in the Malvinas Current volume transport since October 1992. *Journal of Geophysical Research*, 114, 2009. doi : 10.1029/2008JC004882.
- K. Speer, S. Rintoul, and B. Sloyan. The diabatic Deacon cell. *Journal of Physical Oceanography*, 30 :3212–3222, 2000.

- J. Sprintall, S. E. Wijffels, R. Molcard, and I. Jaya. Direct estimates of the Indonesian Through-flow entering the Indian Ocean : 2004-2006. *Journal of Geophysical Research*, 114 :C07001, 2009.
- H. Stommel. The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 29 :202–206, 1948.
- P. Tchernia and P. F. Jeannin. *Quelques aspects de la circulation océanique antarctique révélés par l'observation de la dérive d'icebergs (1972-1983)*. Centre National d'Etudes Spatiales, Toulouse, France, 1983.
- R. Timmermann, H. Goosse, G. Madec, T. Fichefet, C. Etche, and V. Dulière. On the representation of high latitude processes in the ORCA-LIM global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, 8 :175–201, 2005. doi : 10.1016/j.ocemod.2003.12.009.
- A. M. Treguier, B. Barnier, A. de Miranda, J. M. Molines, N. Grima, M. Imbard, G. Madec, C. Messenger, and S. Michel. An eddy permitting model of the Atlantic circulation : evaluating open boundary conditions. *Journal of Geophysical Research*, 106 :22115–22129, 2001.
- UNESCO. The acquisition, calibration, and analysis of CTD data. Technical report, Unesco Tech. Pap. in Mar. Sci., No. 54, 93 pp, 1988.
- C. Vincent, B. McConnell, V. Ridoux, and M. Fedak. Assessment of Argos location accuracy from satellite tags deployed on captive gray seals. *Marine Mammal Science*, 18 :156–166, 2002.
- F. Vivier and C. Provost. Volume transport of the Malvinas Current : can the flow be monitored by TOPEX/Poseidon? *Journal of Geophysical Research*, 104 :21105–21122, 1999.
- N. C. Wells and B. A. DeCuevas. Depth-integrated vorticity budget of the Southern Ocean from a General Circulation Model. *Journal of Physical Oceanography*, 25 :2569–2582, 1995.
- T. III Whitworth. Monitoring the transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. *Journal of Physical Oceanography*, 13 :2045–2057, 1983.
- T. III Whitworth, A. H. Orsi, S.-J. Kim, and W. D. Jr. Nowlin. *Ocean, Ice, and Atmosphere : Interactions at the Antarctic Continental Margin*, *Antarctic Research Series vol. 75*, chapter Water masses and mixing near the Antarctic slope front, pages 1–28. AGU, Washington D. C., 1998.
- A. P. S. Wong, G. C. Johnson, and W. B. Owens. Delayed-mode calibration of autonomous CTD profiling float salinity data by  $\theta$ -S climatology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies*, 20 :308–318, 2003.

## Annexe A

Article : Southern Ocean frontal structure and sea-ice formation rates revealed by elephants seal. Charrassin et al., 2008.

# Southern Ocean frontal structure and sea-ice formation rates revealed by elephant seals

J.-B. Charrassin<sup>a,b</sup>, M. Hindell<sup>c</sup>, S. R. Rintoul<sup>d</sup>, F. Roquet<sup>a</sup>, S. Sokolov<sup>d</sup>, M. Biuw<sup>e</sup>, D. Costa<sup>f</sup>, L. Boehme<sup>g</sup>, P. Lovell<sup>g</sup>, R. Coleman<sup>h</sup>, R. Timmermann<sup>i</sup>, A. Meijers<sup>h</sup>, M. Meredith<sup>j</sup>, Y.-H. Park<sup>a</sup>, F. Bailleul<sup>k</sup>, M. Goebel<sup>l</sup>, Y. Tremblay<sup>f</sup>, C.-A. Bost<sup>k</sup>, C. R. McMahon<sup>m</sup>, I. C. Field<sup>m</sup>, M. A. Fedak<sup>g</sup>, and C. Guinet<sup>k</sup>

<sup>a</sup>Unité Scientifique du Muséum 402/Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentation et Approches Numériques, Département Milieux et Peuplements Aquatiques, Muséum National d'Histoire Naturelle, 43 rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05, France; <sup>b</sup>Antarctic Wildlife Research Unit, School of Zoology, University of Tasmania, P.O. Box 252-05, Hobart TAS 7001, Australia; <sup>c</sup>Wealth from Oceans National Research Flagship and Antarctic Climate and Ecosystems Cooperative Research Centre, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Hobart TAS 7001, Australia; <sup>d</sup>NERC Sea Mammal Research Unit, Gatty Marine Laboratory, University of St. Andrews, St. Andrews, Fife KY16 8LB, United Kingdom; <sup>e</sup>Center for Ocean Health, Institute of Marine Sciences, Long Marine Laboratory, University of California, 100 Shaffer Road, Santa Cruz, CA 95060; <sup>f</sup>Center for Marine Science, University of Tasmania, Private Bag 78, Hobart, TAS 7001, Australia; <sup>g</sup>Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany; <sup>h</sup>British Antarctic Survey, High Cross, Madingley Road, Cambridge CB3 0ET, United Kingdom; <sup>i</sup>Centre d'Etudes Biologiques de Chizé, Centre National de la Recherche Scientifique, Villiers-en-Bois, F-79360 Beauvoir sur Niort, France; <sup>j</sup>Antarctic Ecosystem Research Division, NOAA/National Marine Fisheries Service, 8604 La Jolla Shores Drive, La Jolla, CA 92037-1508; <sup>k</sup>School for Environmental Research, Charles Darwin University, Darwin NT 0909, Australia; and <sup>l</sup>Norwegian Polar Institute, Polar Environmental Centre, NO-9296 Tromsø, Norway

Edited by Hugh Ducklow, Marine Biological Laboratory, Woods Hole, MA, and accepted by the Editorial Board June 3, 2008 (received for review January 25, 2008)

**Polar regions are particularly sensitive to climate change, with the potential for significant feedbacks between ocean circulation, sea ice, and the ocean carbon cycle. However, the difficulty in obtaining *in situ* data means that our ability to detect and interpret change is very limited, especially in the Southern Ocean, where the ocean beneath the sea ice remains almost entirely unobserved and the rate of sea-ice formation is poorly known. Here, we show that southern elephant seals (*Mirounga leonina*) equipped with oceanographic sensors can measure ocean structure and water mass changes in regions and seasons rarely observed with traditional oceanographic platforms. In particular, seals provided a 30-fold increase in hydrographic profiles from the sea-ice zone, allowing the major fronts to be mapped south of 60°S and sea-ice formation rates to be inferred from changes in upper ocean salinity. Sea-ice production rates peaked in early winter (April–May) during the rapid northward expansion of the pack ice and declined by a factor of 2 to 3 between May and August, in agreement with a three-dimensional coupled ocean–sea-ice model. By measuring the high-latitude ocean during winter, elephant seals fill a “blind spot” in our sampling coverage, enabling the establishment of a truly global ocean-observing system.**

Antarctic Circumpolar Current | instrumentation | marine predators | ocean observation | sea-ice modeling

Evidence that the polar oceans are changing is growing rapidly, particularly in the northern hemisphere, where a significant decline in sea ice (1) and changes in the freshwater budget have been observed (1, 2). In the southern hemisphere, the limited observations available suggest that the circumpolar Southern Ocean has warmed more rapidly than the global ocean average (3) and that the dense water formed near Antarctica and exported to lower latitudes has freshened in some locations (4, 5) and warmed in others (6, 7). However, studies of change in the polar oceans as well as investigations of high-latitude dynamics continue to be hampered by a paucity of observations. In particular, although satellites and profiling floats are now providing measurements of much of the global ocean (8), the ocean beneath the Antarctic sea ice remains almost entirely unobserved. At  $\approx 19$  million km<sup>2</sup> at maximum extent (9), this represents a vast area. Sea-ice cover prohibits remote sensing of the underlying ocean by satellites, prevents conventional Argo floats from surfacing to transmit data, and makes ship operations expensive, difficult, and slow. Efforts are currently underway to develop ice-capable autonomous floats (10), but existing observations are heavily biased toward summer and open water.

Observations of sea ice itself are also sparse, particularly in the Antarctic. Whereas the surface characteristics of sea ice can be measured by satellite, the key climate parameters sea-ice thickness and formation rate cannot be observed by using remote sensing. The formation rate determines how much brine is released and therefore the potential to form high-salinity shelf water, the precursor to Antarctic Bottom Water. Sea-ice net growth rate is therefore an essential parameter to validate in climate models. Existing estimates of Antarctic sea-ice production, however, are limited to two special and extreme cases: landfast ice, where the continuous ice surface minimizes air–sea heat exchange and therefore ice production (11), and coastal polynyas, where the absence of ice results in intense air–sea exchange and very high ice production and export (12). No measurements have been made of ice production in the mobile pack of mixed ice types and ages typical of the vast majority of the Antarctic continental shelf.

Southern elephant seals (*Mirounga leonina*) regularly spend the winter feeding within the sea-ice pack and high-latitude waters of the Southern Ocean. To study the foraging ecology of elephant seals in relation to oceanographic conditions, 58 animals were equipped with high-accuracy conductivity–temperature–depth satellite-relayed data loggers (CTD-SRDLs) during 2004–2005 at four sub-Antarctic islands (13, 14). Here, we show that measurements collected by these long-ranging, deep-diving predators allow the high-latitude fronts of the Southern Ocean to be mapped in regions and at times of year not sampled by other oceanographic instruments, and allow sea-ice-formation rates to be inferred from changes in salinity.

## Results and Discussion

The elephant seal tracks provided geographic coverage highly complementary to conventional sampling during the same period (Fig. 1). Fig. 1A shows the distribution of hydrographic

Author contributions: J.-B.C., M.H., S.R.R., F.R., M.B., D.C., L.B., R.C., M.M., Y.-H.P., C.-A.B., M.A.F., and C.G. designed research; J.-B.C., M.H., M.B., F.B., M.G., Y.T., C.R.M., I.C.F., M.A.F., and C.G. performed research; P.L. and M.A.F. developed hardware and analytical tools; J.-B.C., S.R.R., F.R., S.S., L.B., R.C., R.T., and A.M. analyzed data; and J.-B.C., M.H., S.R.R., and R.C. wrote the paper.

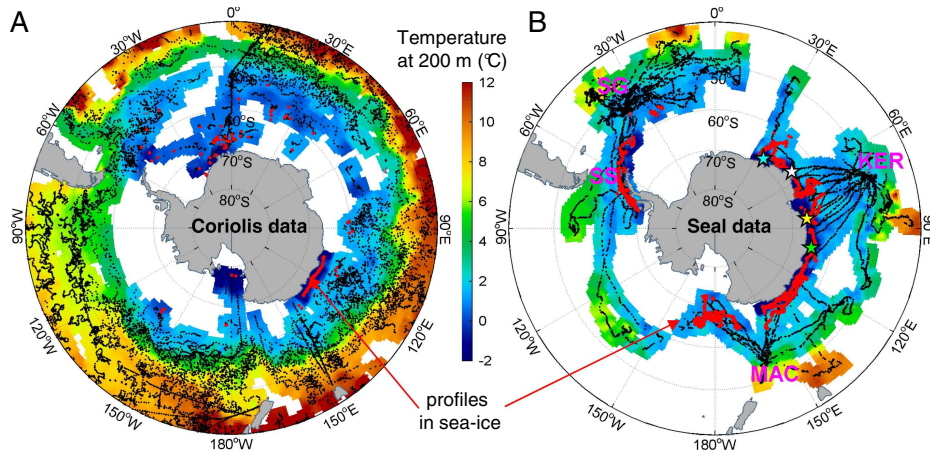
The authors declare no conflict of interest.

This article is a PNAS Direct Submission. H.D. is a guest editor invited by the Editorial Board. Freely available online through the PNAS open access option.

<sup>†</sup>To whom correspondence should be addressed. E-mail: jbc@mnhn.fr.

This article contains supporting information online at [www.pnas.org/cgi/content/full/0800790105/DCSupplemental](http://www.pnas.org/cgi/content/full/0800790105/DCSupplemental).

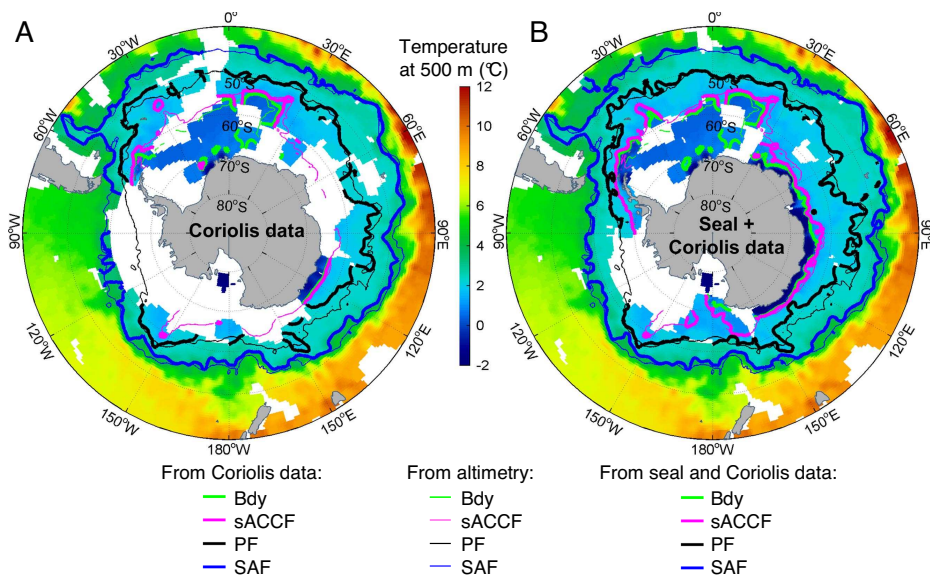
© 2008 by The National Academy of Sciences of the USA



**Fig. 1.** Circumpolar distribution of hydrographic profiles and temperature at 200 m from the Coriolis database and data collected by elephant seals in the Southern Ocean during 2004–2005. (A) Data from the Coriolis database consisting in Argo floats, XBTs, and research vessels. (B) Data collected by elephant seals equipped with CTD-SRDs at South Georgia (SG), and South Shetland (SS), Kerguelen (KER), and Macquarie (MAC) islands. Red points indicate profiles collected in sea ice. Color stars indicate positions of time series collected in sea ice by four different seals (see Table 1).

profiles ( $n = 14,470$ ) collected during 2004–2005 by Argo floats, ships, and expendable bathythermographs (XBTs) (Coriolis data). Profiles from these sources are abundant between 40°S and 60°S, but the number decreases dramatically south of 60°S, with only 148 profiles acquired within the sea-ice zone. Accordingly, the map of ocean temperature at 200 m produced from these measurements is almost complete north of 60°S but shows large gaps farther south (Fig. 1A). While exploring their high-latitude feeding grounds in autumn and winter, seals covered areas not sampled by conventional techniques in the Southern Indian Ocean and along the margin of East Antarctica, near the Antarctic Peninsula, and north of the Ross Sea (Fig. 1B). Seals from Kerguelen and Macquarie Islands headed south and foraged along east Antarctica and the ice-edge north of the Ross

Sea during autumn and winter. South Georgia seals explored oceanic waters in the Scotia Sea, and those from South Shetlands ventured into the southeast Pacific, while both groups also foraged along the western side of the Antarctic Peninsula (Fig. 1B) (the foraging ecology of different seal populations is discussed in ref. 14). Seals dove repeatedly, transmitting  $2.1 \pm 0.8$  temperature (T) and salinity (S) profiles per day on average, to a mean depth of  $566 \pm 89$  m and a maximum depth of 1,998 m [supporting information (SI) Table S1]. The seals typically covered distances of 35–65 km per day, resulting in a spatial resolution along the foraging track of  $\approx 25$  km, compared with a typical spacing of 50 km or more for a high-resolution hydrographic section obtained by a research vessel (Table S1). A total of 16,500 seal profiles were acquired (Fig. 1B), including 8,200



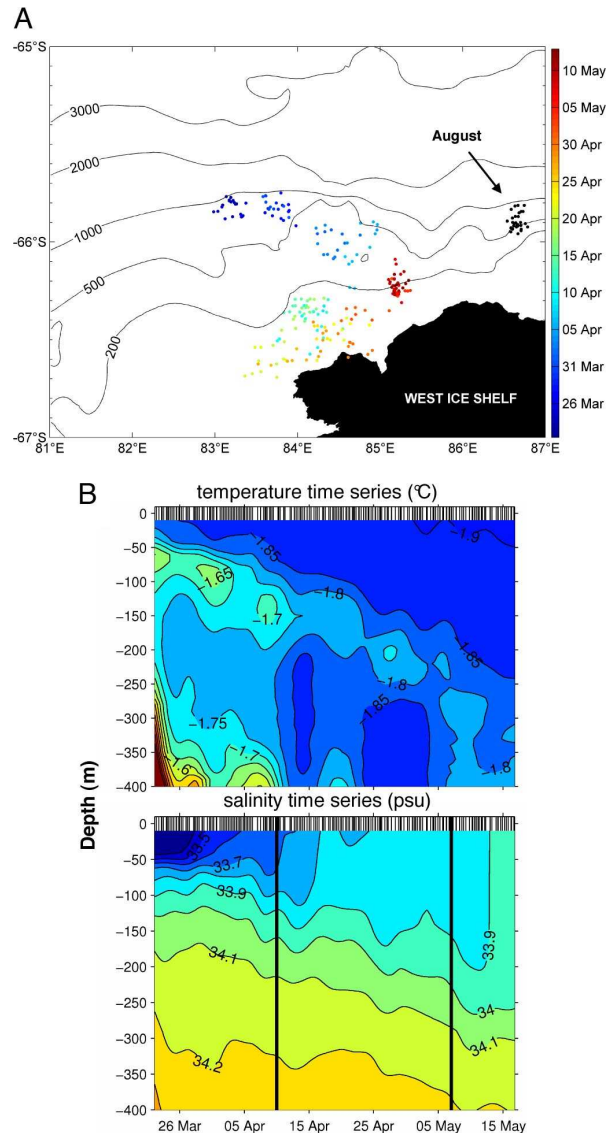
**Fig. 2.** Temperature field at 500 m during 2004–2005 from the Coriolis database and from the merged Coriolis and elephant seal databases. Mean front positions during the same period derived from Coriolis (A) or Coriolis and seal temperature field at 500 m (B) (thick lines), and from altimetry (thin lines in A and B). Plotted fronts are Bdy, southern branch of sACCF, and central branches of PF and SAF. Note the increased level of detail in the combined plots.

profiles south of 60°S, i.e., nine times more than obtained from floats and ships. The temperature fields agree in regions covered by both data sources (e.g., the Scotia Sea and sub-Antarctic Indian Ocean; Fig. 1). The 4,520 seal profiles from within the sea ice represent a 30-fold increase over conventional data, with 90% of profiles acquired during austral autumn and winter when conventional observations are scarce (in 2004–2005, only 148 autumn–winter profiles in the sea-ice zone were obtained from ships and floats).

By combining observations from seals, floats, and ships, we mapped water properties throughout most of the Southern Ocean, including under the winter sea ice. In particular, the seal profiles allowed the position of the major high latitude fronts of the Southern Ocean to be determined with greater spatial coverage and accuracy than is possible using only ship and float profiles. The Antarctic Circumpolar Current (ACC) consists of three main fronts, from north to south: the Subantarctic Front (SAF), the Polar Front (PF), and the southern ACC front (sACCf). The southern boundary of the ACC (Bdy), which corresponds to the southernmost edge of the Upper Circumpolar Deep Water signal, marks the southern limit of the circumpolar flow (15). Knowledge of the frontal locations is important because eddies spawned from instabilities of the fronts play a crucial role in the dynamical and thermodynamical balance of the Southern Ocean (16). The fronts also influence the distribution and magnitude of biological production in the Southern Ocean at all trophic levels from phytoplankton to whales (17, 18). Maps of Southern Ocean fronts have traditionally been constructed from sparse ship observations, with a strong bias to summer (15). Sokolov and Rintoul (19) have shown that the multiple fronts of the ACC can be mapped with improved spatial and temporal resolution using satellite altimetry. However, this method cannot locate fronts beneath sea ice (Fig. 2). At the time of maximum ice extent (September–October), only 15% (49%) of the near-circumpolar path of the Bdy (southern branch of the sACCf) can be mapped using altimetry. Even in summer (minimum ice extent), only 15% and 63% of the Bdy and southern branch of the sACCf, respectively, can be mapped by using altimetry (Fig. 2).

Here, we use the seal data to extend the frontal maps to ice-covered areas by exploiting a tight relationship between sea-surface height and temperature at 500 m depth (see *Materials and Methods* and Fig. S1). Using ship and float profiles alone, the sACCf and Bdy can be identified in only a few regions (Fig. 2A). When the seal profiles are added, almost the entire circumpolar extent of each of the fronts can be mapped, with the exception of the southeast Pacific (the lack of islands in the Pacific sector suitable for elephant seal breeding contributes to the gap there) (Fig. 2B). The fraction of the circumpolar distribution of the southernmost ACC fronts that can be mapped increases from 25% to 68%, 27% to 74%, and 49% to 85% for the Bdy, southern, and northern branches of the sACCf, respectively, when the combined dataset is used (Fig. 2B). The largest increases are located in the Southern Indian Ocean, north of the Ross Sea, and the Western Antarctic Peninsula. The path of the southern fronts of the ACC can thus only be determined when the seal data are used to complement the sampling by ships, floats, and satellites. Furthermore, the spatial resolution of the frontal maps derived from the combined data set is much greater than those obtained from traditional hydrographic climatologies (15) (Fig. S2).

Formation of sea ice releases brine and drives the production of dense waters that form the lower limb of the global thermohaline circulation. However, the rate of sea-ice formation remains poorly known because sea-ice production cannot be measured remotely, and *in situ* observations in winter sea ice are scarce. Seal measurements of changes in salinity below the sea ice provide a unique dataset with which to constrain estimates of



**Fig. 3.** Time series of hydrological properties collected by an elephant seal in sea ice over the continental shelf. (A) Positions of CTD profiles collected by a seal near 84°E in April–May 2004 (color dots), and in August 2004 (black dots). The outline of the West Ice Shelf was obtained from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data. (B) T and S measured by this seal in April–May 2004 near 84°E (indicated by a yellow star on Fig. 1B); for T and S time series, small vertical bars indicate profiles collection; the large vertical bars on S time series delimit the period over which the sea-ice formation rate was estimated.

net sea-ice formation. Fig. 3 shows a time series of temperature and salinity from a seal that collected 200 profiles over 50 days on the continental shelf at 84°E, and which exemplifies the data that the seals in ice provided. The seal entered the sea ice on 22 March and crossed the shelf break and the Antarctic Slope Front on 10 April, as indicated in Fig. 3B by the transition to colder temperatures and deeper isohalines. The seal then remained in a small area ( $\approx 80 \times 30 \text{ km}^2$ ) on the continental shelf near the West Ice Shelf for the next 28 days (Fig. 3A). Shelf water temperatures were close to the surface freezing point, and the

**Table 1. Sea-ice formation rates estimated from changes in salinity measured by elephant seals in 2004**

Seal	Position	No. of profiles	Mean sea-ice concentration, % (AMSR-E data)	Mean sea-ice formation rate, $\text{cm}\cdot\text{d}^{-1}$	Thickness of sea ice formed, m	Averaging period
1	34°E, 68.2°S	90	85 ± 16	2.7	0.68	9 April to 3 May
2	54°E, 65.4°S	82	75 ± 20	3.0	0.76	4–28 April
3	84°E, 66.5°S	84	80 ± 24	2.4	0.68	10 April to 7 May
3	84°E, 66.5°S	119	86 ± 15*	1.08	1.12	7 May to 17 August
4	103°E, 65.2°S	177	64 ± 27	0.8	0.40	15 May to 4 July

AMSR-E, Advanced Microwave Scanning Radiometer–Earth Observing System.

\*Mean sea-ice concentration was calculated over 10–17 August.

sea-ice concentration was  $80 \pm 24\%$ . Brine released during sea-ice formation caused a rapid increase in the salinity (by 0.17) and depth (from 65 to 175 m) of the surface mixed layer. Assuming that the salinity increase is driven by local sea-ice production (20), formation of 0.68 m of sea ice over 28 days ( $2.4 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ ) is required to explain the change in salinity in the upper 100 m of the water column (see *Materials and Methods*). The same seal returned to the area 3 months later, in August (Fig. 3A). The mixed layer depth had increased to 220 m, the temperature was at the surface freezing point throughout the upper 400 m, and the salinity of the upper 100 m had increased by a further 0.24 (Fig. S3) corresponding to formation of an additional 1.12 m of sea ice between May and August at an average rate of  $1.1 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ . Three other seals remained in one location for periods of 3 to 7 weeks, allowing sea-ice formation rates to be estimated at four locations between 34°E and 103°E (Table 1 and Figs. S4–S6). A similar time history is observed at each site: the maximum sea-ice formation rates are observed in late April to early May (range of  $2.4$ – $3.0 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ ); lower values of  $0.8$ – $1.1 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$  are found for the period mid-May to July–August.

Previous estimates of sea-ice formation rates have been restricted to two limiting cases, coastal polynyas and landfast ice. In coastal polynyas, where intense ocean heat loss drives rapid ice production, estimates of ice formation rates vary from  $10 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$  [average rate over 90 days in winter, calculated from air–sea heat flux (21)] to  $8 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$  from ice thickness change measured along the trajectory of drifting buoys over a 3-week

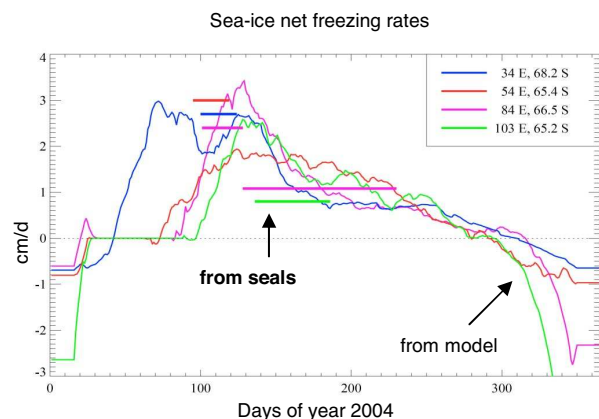
period in August 1999 (22) and  $5.8 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$  from salt budget calculations for the same experiment (23). At the other extreme, landfast ice tends to inhibit heat loss by the ocean and reduce ice formation rates. The time history of fast ice thickness near 63°E in 1969 reported in ref. 11 implies an ice formation rate of  $2.2 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$  between 10 April and 5 May and a rate of  $0.6 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$  between May and 27 August. Our estimates for the consolidated pack ice (mean concentration of  $\approx 80\%$ ; Table 1) typical of most of the Antarctic continental shelf fall between estimates from these two extreme cases of air–sea interaction.

Our inference of a rapid increase to a maximum in late April to early May, followed by slower ice formation as the pack consolidates and inhibits air–sea heat exchange, agrees well in timing and magnitude with results of a coupled sea ice–ocean model (Fig. 4 and Figs. S7 and S8) (24). Sea ice in the model begins to form in March or April, reaches a peak in late April or early May, and declines to net formation rates close to zero in August. The maximum of observed net freezing rates (seal data) is found at a position very close to the coast at 54°E, where the model's resolution appears to be too coarse to capture the peak freezing rates. For the locations at 34°E, 84°E, and 103°E, we find a good agreement between modeled and observed data.

The global thermohaline circulation and climate system are sensitive to changes in the freshwater balance at high latitudes (25). Year-round, sustained, broad-scale measurements of ocean temperature and salinity are needed to detect and explain changes in the freshwater budget in the polar and subpolar oceans. Our ability to represent the high-latitude oceans and sea ice in oceanographic and climate models also suffers from the lack of observations for model testing, data assimilation, and improved process understanding. Conventional oceanographic platforms cannot provide such observations under the sea ice, particularly on the Antarctic continental shelf, where the most important water mass transformations take place. Seals equipped with oceanographic sensors can help fill this gap by measuring water properties over broad areas in winter, when few other measurements are available. Here, we have demonstrated that by combining traditional oceanographic data and seal observations, the circumpolar path of the southern fronts of the ACC can be resolved in great detail. Furthermore, the seals provide the first time series of upper ocean salinity changes in winter over the Antarctic continental shelf, from which sea-ice formation rates can be inferred. The oceanographic information obtained is a valuable by-product of the use of tags to develop insights into the influence of the physical environment on the foraging ecology of seals. An expanded array of polar marine predators equipped with environmental sensors, including seal species that target different foraging areas, would provide a powerful and cost-effective means to make the ocean-observing system truly global.

## Materials and Methods

**Instrumentation.** CTD–Satellite Relay Data Loggers (CTD–SRDLs) were built by the Sea Mammal Research Unit (SMRU) (University of St. Andrews, Scotland), incorporating CTD sensors developed by Valeport. The sensor head consists of a pressure (P) transducer, a platinum resistance thermometer, and an induc-



**Fig. 4.** Sea-ice net freezing rates derived from the seal data and from a coupled sea ice–ocean model (FESOM) (24). Thin lines indicate daily net freezing rates from the model, extracted at four grid points closest to the respective seal positions (Fig. S7) and smoothed with a 31-d running mean. Thick horizontal line segments correspond to sea-ice formation rates inferred from the salinity budgets measured by seal 1, 2, 3, and 4 at 34°E, 54°E, 84°E, and 103°E, respectively (Table 1). Length of segment indicates the averaging interval.



tive cell for measuring conductivity. Whenever possible, a thorough calibration and testing procedure should be undertaken for any new device, which should include predeployment laboratory calibrations of the tags, an at-sea validating test immediately before deployment, and, importantly, comparison of postdeployment data with all available concurrent and historical data. This procedure was followed for most deployments in this study. Before being taken into the field, devices were calibrated at Valeport, Service Hydrographique de la Marine (Brest, France), or Naval Postgraduate School (Monterey, CA), and had temperature (T) and conductivity (C) resolutions of 0.001°C and 0.002 mS/cm, respectively. Instruments deployed at Kerguelen (2004–2005) and at South Georgia (2005) were checked at sea against conventional CTDs and validated. Data were further corrected by using the closest available historical deep salinity (S) measurements (>400 m) [Kerguelen data (26)] or the closest contemporaneous Argo and ship data (South Georgia and Macquarie T and S data; method modified from ref. 27). Overall, corrected P, T, and S had accuracies of 2 dbar, 0.02–0.03°C, and 0.03–0.05 practical salinity units (psu), respectively. The T and S seal profiles provide a detailed hydrographic picture of the upper ocean (Fig. S9 A–C) as illustrated by the strong consistency between concurrent SSHs derived from seal data and from combined altimetry/climatology along a cross-ACC section (Fig. S9D). The accuracy of CTD-SRDL sensors has been continuously improved since 2005.

**Deployment on Seals.** Instruments were deployed on southern elephant seals at the end of their molt in late summer to cover their prebreeding, winter foraging trips. Animals were anesthetized with i.v. tiletamine and zolazepam 1:1 (28), and then instruments were attached to the fur on their head by using a two-component industrial epoxy. Seals dove repeatedly with CTD data being collected every 4 s during the ascent phase of dive and processed onboard before being transmitted via the Argos satellite system when animals were at the surface (13, 14). On average,  $2.1 \pm 0.8$  vertical temperature (T) and conductivity (C) profiles were transmitted daily. Because of the narrow bandwidth of Argos transmitters, each profile was transmitted in a compressed form consisting of 12 T and C data points corresponding to the most important inflection points determined onboard by using a “broken stick algorithm” (29).

**Hydrographic Data.** Conventional hydrographic data were extracted from the Coriolis database ([www.coriolis.eu.org](http://www.coriolis.eu.org)) for the period covered by seal data (27 January 2004 to 22 November 2005). Coriolis is a Global Data Centre (GDAC), a part of the Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE), and stores hydrographic data available from all sources including Argo Float, XBTs, and ship-based CTDs. Only profiles flagged as “good data only” were extracted and included two processing levels (real-time and delayed mode). They consisted of 89.6% Argo profiles, 10% ship-based TDs or CTDs, and 0.4% XBTs.

**Sea-Ice Data.** Daily remote-sensing sea-ice-concentration maps, retrieved from the Advanced Microwave Scanning Radiometer–Earth Observing System (AMSR-E), were obtained from the Institut für Umweltphysik Universität Bremen web site (<http://iup.physik.uni-bremen.de:8084/amsr/amsre.html>). Sea-ice concentrations were available on a 6.25-km-resolution grid. For each seal profile, we extracted the closest sea-ice concentration available for the day of collection in a  $8 \times 8$  km cell centered on the profile, resulting in a mean distance between profiles and sea-ice concentration data point of  $2.34 \pm 0.87$  km (range 0.06–4.31 km). Sea-ice concentrations encountered by seals averaged  $79 \pm 28\%$  versus  $69 \pm 33\%$  for conventional platforms.

**Mapping of Coriolis and Seal-Derived Sea-Water Temperature.** For both Coriolis and seal data, horizontal mapping of sea water temperature data were conducted by using a semi-optimal objective mapping procedure. Temperatures at 200 and 500 m were extracted from each transmitted profile by using a linear interpolation between inflection points. Data were then mapped on a global  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  grid by using objective analysis with an exponentially decaying covariance function set at a decorrelation length scale of 200 km. To quantify seasonal trends in temperatures at 200 and 500 m collected from January to November, residuals of the objective analysis were plotted against time, and no significant trends were detected for either seal or Coriolis data ( $r^2 < 0.01$ ,  $P < 0.001$  for order 3 polynomials).

**Front Definition from Altimetry.** The major ACC fronts (Bdy, sACCf, PF, and SAF) were identified by using absolute sea surface height (SSH) after ref. 19. Each of the major fronts of the ACC consists of multiple branches, each of which corresponds to a particular value of absolute SSH (i.e., a streamline). Absolute SSH values were calculated by adding the mean SSH anomalies over the study period (January 2004 to November 2005) to the mean surface dynamic height (relative to 2,500 dbar) derived from the World Ocean Circulation Experiment (WOCE) climatology (19, 30). The SSH anomalies are from the CLS/AVISO

“Mean Sea Level Anomaly” (MSLA) product, produced by mapping data from the Topex/POSEIDON, ERS-1, and ERS-2 satellite altimeters. The SSH value corresponding to each front was determined by fitting absolute SSH contours to 638 weekly maps of gradients of absolute SSH (see ref. 19 for details).

**Front Definition from Temperature Fields Constructed from Coriolis and Seal Data.** Temperature and salinity profiles from Argo floats were used to determine the relationship between SSH and temperature at 500 m depth ( $T_{500}$ ) (Fig. S1). The relationship was used to determine the  $T_{500}$  value corresponding to the SSH value applicable to each front (19). The Bdy, southern sACCf, central PF, and central SAF branches were found to coincide with  $T_{500} = 0.82^\circ\text{C}$ ,  $1.28^\circ\text{C}$ ,  $2.20^\circ\text{C}$ , and  $3.58^\circ\text{C}$ , respectively. The mean spatial error in mapping the fronts by using this relationship was estimated to  $31 \pm 18$  km (see Fig. S1). The front definitions based on these  $T_{500}$  values agree well with traditional front definition criteria that account for multiple branches of the fronts (ref. 15 as modified in refs. 19 and 31) as shown in Fig. S9D. When comparing with ref. 15 only (Fig. S2), we found a general good agreement; discrepancies between the maps such as those observed for the PF in the Indian Sector of the SO largely reflect the multiple branches of the ACC fronts (not taken into account in ref. 15), larger spatial smoothing in the climatological map, and the different time periods covered in the two cases.

**Estimation of Sea-Ice Formation Rate.** The rate of sea-ice formation is inferred from a salt budget for the upper 100 m of the water column:  $\rho_0 V_0 S_0 = \rho_0 V_i S_i + \rho_i V_f S_f$ , where  $\rho_0$  is the sea water density =  $1,027 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ;  $V_0$  is the initial volume of water, with salinity  $S_0$ ;  $V_i$  is the volume of ice formed with density  $\rho_i = 920 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  and salinity  $S_i = 10$  (32); and  $V_f = V_0 - V_i$  is the final volume of sea water with salinity  $S_f$ . By considering the time series recorded by individual seals, we focus on relative changes over time and do not need to rely on the accuracy of the absolute salinity calibration of a number of seal sensors. To the extent that salinity increases at depths greater than 100 m are due to brine release, these estimates are lower bounds on the formation rate. The ice formation calculations assume no contribution from horizontal advection (as in ref. 20), which cannot be assessed from the seal data, from entrainment from below, or from precipitation and evaporation. Simulations with a finite-element coupled sea ice–ocean model (see below) indicate that the error caused by these assumptions is typically  $< 0.3 \text{ cm/d}$ . The freshening by net precipitation yields the biggest error contribution, suggesting that our calculation tends to underestimate the real sea-ice formation rate.

**Sea-Ice Model.** Simulated sea-ice formation rates have been derived from a modified version of the Finite-Element Sea Ice–Ocean Model (FESOM) (24). The model consists of a free-surface, hydrostatic primitive-equation ocean model [Finite Element Ocean Model (33)] and a newly implemented dynamic-thermodynamic sea-ice model using an elastic–viscous–plastic rheology. It features a prognostic snow layer and accounts for the effect of snow–ice conversion. Data for this study have been extracted from a circumpolar configuration with  $1.5^\circ \times 1.5^\circ \cos(\text{latitude})$  horizontal resolution. An open boundary is applied at  $48^\circ\text{S}$ , far away from our region of interest. Hydrographic data from World Ocean Atlas 2001 are used for initialization; atmospheric forcing is derived from National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis data. The model simulates regional ocean circulation and seasonal sea-ice coverage in good agreement with observations (Fig. S8).

**ACKNOWLEDGMENTS.** We thank M. Le Menn (Service Hydrographique de la Marine, Brest) for help with laboratory CTD tags calibration; D. Tailleux, B. Olivier, N. Metz, and S. Blain for at-sea tag calibration; and C. Coatanoean for help with Coriolis data. This work was carried out under the international SEaOS (Southern Elephant seals as Oceanographic Samplers) program (<http://biology.st-andrews.ac.uk/seaos/>). Funding for instrument development was provided by the National Oceanographic Partnership Program–Office of Naval Research (NOPP-ONR). The Sea Mammal Research Unit telemetry team helped develop hardware and analytical tools. The French component was funded by Terre-Océan-Surface Continentale-Atmosphère–Centre National d’Etudes Spatiales (TOSCA-CNES), the Premier Groupe de Mission Mercator Coriolis, and the Institut Polaire Français Paul Emile Victor (IPEV). Support for the Australian component was provided by the Australian Research Council (ARC), the Australian Antarctic Science Grants Scheme (AAS), the Australian Greenhouse Office, the CSIRO Wealth from Oceans National Research Flagship, and the Cooperative Research Centre program of the Australian Government. The United Kingdom component was supported by the Natural Environment Research Council (NERC), and the United States work was funded by the National Science Foundation, National Oceanographic Partnership Program–Office of Naval Research (NOPP-ONR), and the National Undersea Research Pro-

gram—National Oceanic and Atmospheric Administration (NURP-NOAA). Data from Kerguelen seals are available on demand by writing to the Coriolis data service ([www.coriolis.eu.org](http://www.coriolis.eu.org)). Data from South Georgia seals

are currently available online at the SEaOS web site (<http://biology.st-andrews.ac.uk/seaos/results.oceano.htm>), and all data will be made available at the SEaOS web site in the near future.

1. Serreze MC, Holland MM, Stroeve J (2007) Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. *Science* 315:1533–1536.
2. Curry R, Mauritzen C (2005) Dilution of the northern North Atlantic Ocean in recent decades. *Science* 308:1772–1774.
3. Gille ST (2002) Warming of the Southern Ocean since the 1950s. *Science* 295:1275–1277.
4. Aoki S, Rintoul SR, Ushio S, Watanabe S, Bindoff NL (2005) Freshening of the Adélie and Bottom Water near 140°E. *Geophys Res Lett* 32:L23601.
5. Rintoul SR (2007) Rapid freshening of Antarctic bottom water formed in the Indian and Pacific oceans. *Geophys Res Lett* 34:L06606.
6. Fahrback E, Hoppema M, Rohardt G, Schroder M, Wisotzki A (2004) Decadal-scale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea. *Ocean Dyn* 54:77–91.
7. Zenk W, Morozov E (2007) Decadal warming of the coldest Antarctic Bottom Water flow through the Vema Channel. *Geophys Res Lett* 34:L14607.
8. Gould WJ, Turton J (2006) Argo—Sounding the oceans. *Weather* 61:17–21.
9. Gloersen P, et al. (1992) *Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978–1987: Satellite Passive Microwave Observations and Analysis* (National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC), NASA SP511, 319 pp.
10. Klatt O, Boebel O, Fahrback E (2007) A profiling float's sense of ice. *J Atmos Oceanic Technol* 24:1301–1308.
11. Heil P, Allison I, Lytle VI (1996) Seasonal and interannual variations of the oceanic heat flux under a landfast Antarctic sea ice cover. *J Geophys Res Oceans* 101:25741–25752.
12. Markus T, Kottmeier C, Fahrback E (1998) in *Antarctic Sea Ice Physical Processes, Interactions and Variability*, Antarctic Research Series, ed Jeffries MO (Am Geophys Union, Washington, DC), Vol 74, pp 273–292.
13. Bailleul F, et al. (2007) Successful foraging areas of southern elephant seals from Kerguelen Islands in relation to oceanographic conditions. *Philos Trans R Soc London* 362:2169–2181.
14. Biuw M, et al. (2007) Variations in behaviour and condition of a Southern Ocean top predator in relation to in-situ oceanographic conditions. *Proc Natl Acad Sci USA* 104:13705–13710.
15. Orsi AH, Whitworth T, Nowlin WD (1995) On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res I* 42:641–673.
16. Rintoul SR, Hughes CW, Olbers D (2001) in *Ocean Circulation and Climate: Observing and Modelling the Global Ocean*, eds Siedler G, Church J, Gould J (Academic, San Diego), pp 271–302.
17. Tynan CT (1997) Cetacean distributions and oceanographic features near the Kerguelen Plateau. *Geophys Res Lett* 24:2793–2796.
18. Nicol S, et al. (2000) Ocean circulation off east Antarctica affects ecosystem structure and sea-ice extent. *Nature* 406:504–507.
19. Sokolov S, Rintoul SR (2007) Multiple jets of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia. *J Phys Oceanogr* 37:1394–1412.
20. Martinson DG (1990) Evolution of the southern ocean winter mixed layer and sea ice: Open ocean deepwater formation and ventilation. *J Geophys Res Oceans* 95:11641–11654.
21. Cavalieri DJ, Martin S (1985) in *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, Antarctic Research Series, ed Jacobs SS (Am Geophys Union, Washington, DC), Vol 43, pp 227–252.
22. Lytle VI, et al. (2001) Ice formation in the Mertz Glacier polynya, East Antarctica, during winter. *Ann Glaciol* 33:368–372.
23. Williams G, Bindoff NL (2003) Wintertime oceanography of the Adélie Depression. *Deep-Sea Res II* 50:1373–1392.
24. Timmermann R, Danilov S, Schröter JA (2006) A finite element global coupled sea ice-ocean model. *Geophys Res Abstr* 8:07063.
25. Alley RB, et al. (2003) Abrupt climate change. *Science* 299:2005–2010.
26. Roquet F, Park Y-H, Guinet C, Bailleul F, Charrassin J-B, Observations of the Fawn Trough Current over the Kerguelen Plateau from instrumented elephant seals. *J Mar Syst*, in press.
27. Böhme L, Send U (2005) Objective analyses of hydrographic data for referencing profiling float salinities in highly variable environments. *Deep-Sea Res II* 52:651–664.
28. McMahon CR, Burton H, McLean S, Slip D, Bester M (2000) Field immobilisation of southern elephant seals with intravenous tiletamine and zolazepam. *Vet Rec* 146:251–254.
29. Lydersen C, et al. (2002) Salinity and temperature structure of a freezing Arctic fjord—Monitored by white whales (*Delphinapterus leucas*). *Geophys Res Lett* 29:2119.
30. Gouretski VV, Koltermann KP (2004) *WOCE Global Hydrographic Climatology* (Berichte des Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Germany), Technical Report 35.
31. Sokolov S, Rintoul SR (2002) Structure of Southern Ocean fronts at 140°E. *J Mar Syst* 37:151–184.
32. Martin S, Kauffman P (1981) A field and laboratory study of wave damping by grease ice. *J Glaciol* 27:283–313.
33. Danilov S, Kivman G, Schröter J (2004) A finite element ocean model: Principles and evaluation. *Ocean Model* 6:125–150.



## Annexe B

Article : Large-scale circulation over and around the Northern Kerguelen Plateau.  
Park et al., 2008.



ELSEVIER

Available online at [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)

Deep-Sea Research II 55 (2008) 566–581

DEEP-SEA RESEARCH  
PART II[www.elsevier.com/locate/dsr2](http://www.elsevier.com/locate/dsr2)

## Large-scale circulation over and around the Northern Kerguelen Plateau

Young-Hyang Park<sup>a,\*</sup>, Fabien Roquet<sup>a</sup>, Isabelle Durand<sup>a</sup>, Jean-Luc Fuda<sup>b</sup>

<sup>a</sup>LOCEAN/USM 402, Département Milieux et Peuplements Aquatiques, Muséum National d'Histoire Naturelle, 43 rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05, France

<sup>b</sup>Centre Océanologique de Marseille, Campus de Luminy, 13282 Marseille Cedex 09, France

Accepted 14 December 2007  
Available online 11 April 2008

### Abstract

The Kerguelen Plateau is known to constitute a major barrier to the eastward-flowing Antarctic Circumpolar Current. However, there is limited knowledge on the regional circulation due to sparse observations, especially in the Northern Kerguelen Plateau between the Fawn Trough and the Kerguelen Islands. As part of the physical component of the multidisciplinary KEOPS cruise, systematic CTD measurements along three SW-NE oriented sections were made on the latter plateau cutting through the annual phytoplankton bloom across the eastern flank of the plateau into deep water. Major hydrographic features and geostrophic velocities perpendicular to the sections were first documented from these in situ observations. In order to interpret the results within the general circulation context and to trace the upstream pathways of the observed water masses, we established a synthetic picture of the large-scale circulation over and around the entire Northern Kerguelen Plateau, using the combination of new data from KEOPS with historical hydrographic data together with all available information on mid-depth and near-surface velocities derived from autonomous floats, surface drifting buoys, and satellite altimetry. This synthesis shows that the time-mean geostrophic flow over the shallow platform is sluggish (of the order of  $3\text{--}5\text{ cm s}^{-1}$ ) with a general anticyclonic circulation roughly following the local bathymetry. This weak flow is bordered to the east by relatively strong (up to  $18\text{ cm s}^{-1}$ ) northwestward flow along the eastern flank of the Northern Kerguelen Plateau due to a northward bifurcation of cold Antarctic waters of eastern Enderby Basin origin carried by the powerful Fawn Trough Current. We have shown the utmost importance of the general circulation for the spatial distribution of primary productivity in that the sluggish circulation over the complex shallow topography of the Northern Kerguelen Plateau may precondition the recurrence of annual blooms, in contrast to neighboring strong advective regimes without blooming in deep water.

© 2008 Elsevier Ltd. All rights reserved.

**Keywords:** Circulation; Kerguelen Plateau; KEOPS

### 1. Introduction

Due to its great meridional extent (from  $46^{\circ}\text{S}$  to  $64^{\circ}\text{S}$ , based on the 3000 m isobath) and relatively shallow depths, the Kerguelen Plateau constitutes a major barrier to the eastward flowing Antarctic Circumpolar Current (ACC) in the Indian sector of the Southern Ocean. Park et al. (1991, 1993) showed, based on bottom-referenced geostrophic transports, that most ( $\sim 100\text{ Sv}$ ,  $1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ) of the ACC transport is deflected north of the Kerguelen Islands,

but with a substantial remainder ( $30\text{--}40\text{ Sv}$ ) having to pass through the Antarctic Zone between the Kerguelen Islands and Antarctica. The Fawn Trough (sill depth: 2650 m at  $56^{\circ}\text{S}$ ) splits the Kerguelen Plateau into two parts, the Northern and Southern Kerguelen Plateaus, and constitutes a favored zonal passage for the circumpolar flow crossing the plateau (Park et al., 1991; Park and Gambéroni, 1997; McCartney and Donohue, 2007; Roquet et al., 2008).

Due to the weak stratification and strong barotropicity of the Southern Ocean, bottom topography exerts a conspicuous steering effect on the circulation (e.g., Park et al., 2001). A zoomed stereoscopic bottom topography of

\*Corresponding author. Tel.: +33 1 40 79 31 70; fax: +33 1 40 79 57 56.  
E-mail address: [yhpark@mnhn.fr](mailto:yhpark@mnhn.fr) (Y.-H. Park).

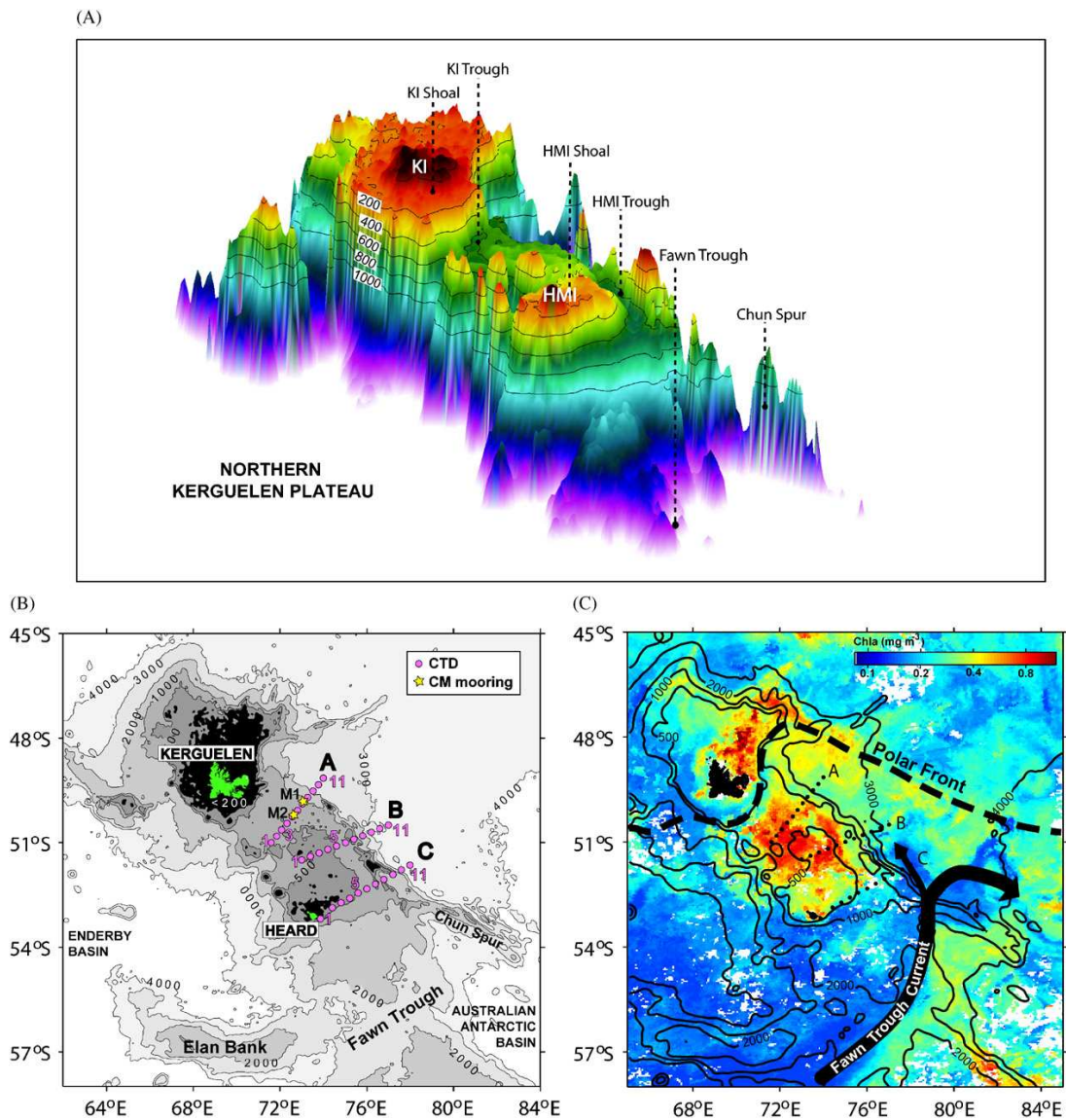


Fig. 1. (A) 3D view of the zoomed bathymetry shallower than 2000 m of the Northern Kerguelen Plateau constructed from the fine resolution ( $2' \times 2'$ ) ETOPO2 bathymetric database. In the nomenclature, KI is for the Kerguelen Islands and HMI for the Heard/McDonald Islands. (B) Position of three CTD sections occupied during the January–February 2005 KEOPS cruise, superimposed on a 2D bottom topography. Isobaths are 4000, 3000, 2000, 1000, 500 m, and depths shallower than 200 m are shown in black. (C) Monthly mean chlorophyll concentration for January 2005 from MODIS data (courtesy of Mongin). The Polar Front from Park et al. (1998a) and the Fawn Trough Current from Roquet et al. (2008) are shown.

the Northern Kerguelen Plateau (Fig. 1A) reveals vividly the complexity of regional topography, which is otherwise difficult to imagine from a more conventional 2D representation (Fig. 1B). The Northern Kerguelen Plateau can be further split by a trough seen by the 600 m isobath at  $50^{\circ}30'S$  into two shoals around the Kerguelen and Heard/McDonald Islands. These are unnamed features, so we will call them tentatively the Kerguelen Islands Trough (KI Trough), Kerguelen Islands Shoal (KI Shoal), and Heard/McDonald Islands Shoal (HMI Shoal), respectively. The KI Shoal is very extensive and shallow (mostly less

than 200 m of water), while the HMI Shoal is deeper ( $< 500$  m) and smaller in size but accompanied by a number of seamounts close to the western flank of the plateau. The HMI Shoal is also separated from a chain of seamounts along the eastern edge of the plateau by a SE–NW oriented narrow trough, named here the HMI Trough, for convenience. We believe that this complex topography of the Northern Kerguelen Plateau may exert a significant influence on the local circulation, which needs to be taken into account when constructing a consistent large-scale circulation schematic.

In order to establish an oceanographic setting over the Northern Kerguelen Plateau for the natural iron fertilization experiment KEOPS (Blain et al., 2007), systematic hydrographic observations along three SW–NE oriented sections were made in January–February 2005, which cut the bloom center over the HMI Shoal across the eastern flank of the plateau into deep water (Fig. 1B). This productive area over the shallow platform is bounded on the north by the Polar Front developed along the KI Trough (Park and Gambèroni, 1997; Park et al., 1998b) and on the south by the Fawn Trough Current (McCartney and Donohue, 2007; Roquet et al., 2008). These can be easily depicted in satellite images as bands of low chlorophyll concentrations (Fig. 1C). The survey area thus appears as a sluggish environment surrounded by the strong current systems. However, a good knowledge of the hydrography and circulation of water masses seems to be necessary for better interpreting various biogeochemical and physical phenomena observed during our multidisciplinary cruise. The present paper is motivated to address such a requirement.

The eastern flank of the Southern Kerguelen Plateau has been relatively well exploited since the 1990s World Ocean Circulation Experiment (WOCE) period (Speer and Forbes, 1994; Donohue et al., 1999). From a detailed analysis of hydrographic observations along the WOCE section I8S cutting the eastern flank of the Southern Kerguelen Plateau at 58°S, McCartney and Donohue (2007) estimated an important northward transport (45 Sv) carrying Antarctic coastal waters along the eastern escarpment of the plateau. This section has recently been revisited by a collaborative Australian–Japanese expedition with a series of current meter moorings, consistently revealing the western boundary current (WBC) tightly attached to the escarpment (Aoki and Rintoul, 2005, personal communications). In contrast to this, no comparable systematic field experiments have been made over the Northern Kerguelen Plateau, aside from a recent use of penguins and elephant seals as autonomous oceanographic samplers (Charrassin et al., 2004; Roquet et al., 2008). Indeed, using temperature data from penguin-borne instrumentation, Charrassin et al. (2004) gave evidence of a subsurface cold water tongue flowing northwestward along the eastern flank of the Northern Kerguelen Plateau. This is consistent with Park and Gambèroni (1997) who showed a greater preponderance to the east of the Kerguelen Islands of colder and denser subsurface waters compared with those found west or south of the islands.

Although a rough circulation pattern of our study area emerges from previous studies (Park and Gambèroni, 1995; Park et al., 1998a; Charrassin et al., 2004), a circulation map sufficiently detailed to adequately interpret the KEOPS data is missing. This is because of the paucity of high-quality hydrographic data and of the presence of the widely developed, complex shallow topography of depths much shallower than 500 m, which makes the application of a deep reference level to the calculation of geostrophic

currents difficult. In this paper we try to gather all available information to draw a consistent and comprehensive picture of the large-scale regional circulation.

## 2. Data

The principal new hydrographic data set used in this paper originates from the January–February 2005 KEOPS cruise carried out onboard the R/V *Marion Dufresne*. The hydrographic survey during the cruise consisted of a total of 121 Conductivity-Temperature-Depth (CTD) casts using a SeaBird 911-plus sounder, including many repeated casts. We focus on three sections (labelled A, B, and C) composed of 11 representative CTD profiles for each (Fig. 1B). These cut through the bloomed area of the HMI Shoal (Fig. 1C) and extend east across the rugged eastern flank of the Northern Kerguelen Plateau into deep water. The CTD casts were supplemented with 24 rosette water samples for analysis of salinity and dissolved oxygen. The CTD sensors were calibrated before and after the cruise. The post-cruise validated data for pressure, potential temperature, salinity, and dissolved oxygen are thought to be accurate within  $\pm 3$  dbar,  $\pm 0.003$  °C,  $\pm 0.005$ , and  $\pm 0.005$  ml l<sup>-1</sup>, respectively.

In order to interpret the KEOPS observations within the general circulation context and to trace the upstream pathways of the observed water masses, we needed information of the circulation in a much larger area surrounding the Northern Kerguelen Plateau. For this end, we used, in addition to the KEOPS CTD data, all available historical hydrographic data for the area (40–60°S, 60–90°E) communicated by the SISMER/IFREMER (Systèmes d'Informations Scientifiques pour la Mer/ Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer), Brest. These include not only conventional hydrographic data but also autonomous ARGO float-derived CTD profiles quality-controlled by the CORIOLIS/IFREMER Project team. We also included recent Australian CTD data collected south and east of the Heard/McDonald Islands during the HIPPIES survey in December 2003 to February 2004 (Rosenberg, unpublished document, 2004) as well as hydrographic data derived from elephant seal-borne miniaturized CTDs deployed in 2004 over the entire Kerguelen Plateau (Roquet et al., 2008).

For describing a mid-depth current field of the area, we used velocity vectors at 900 m derived from Autonomous Lagrangian Circulation Explorer (ALACE) floats deployed since 1990 as part of the WOCE (Gille, 2003; Davis, 2005). Also used is a processed and corrected data set of near-surface velocities derived from Argos satellite-tracked drifting buoys (Pazan and Niiler, 2001; Niiler et al., 2003). For completeness, we referred to the altimetry-derived optimal solution of mean surface dynamic topography of Rio and Hernandez (2004) to validate different circulation patterns appearing from above data sets.

Although not fully exploited here, we have preliminary information of directly measured time-mean current profiles at two sites in section A (M1 and M2; see Fig. 1B for their positions), which were derived from two one-year-long moorings of up-looking acoustic Doppler current profilers (ADCP: 75 kHz RDI Long Ranger) recently recovered as part of the KEOPS experiment. These together with short-term (1–2 days) repeated measurements of current profiles using a lowered ADCP (LADCP: 300 kHz RDI) at two stations (A3, C11) during KEOPS were used for validating the bottom-referenced geostrophic velocities as well as our proposed circulation schematic.

### 3. Vertical structures of water masses and geostrophic currents during KEOPS

Vertical distributions of potential temperature, salinity, and oxygen content on the three CTD sections are shown in Fig. 2. Property–property correlation diagrams are shown in Fig. 3, although presenting separately those over the shallow platform (<600 m, station numbers 1–7 on each section) from the ones over the steep eastern escarpment (station numbers 8–11 on each section). This is because only limited water masses are found in the former region with often contrasting property distributions from the latter region due to different dynamics and circulations between the two regions. Useful information on these subtle differences, which could hint at the origins of water masses and their circulation patterns, may be discerned by a careful examination of the vertical property sections in combination with property–property correlations. Note that the supersaturation of oxygen at the surface seen in Fig. 3B is not due to data error but is a commonly observed feature in this sector of the Southern Ocean (e.g., Park et al., 1993).

#### 3.1. Hydrographic characteristics over the plateau

We observe here a typical upper layer structure of the Antarctic Zone in the austral summer (e.g., Park et al., 1998a), which is best characterized below the surface mixed layer by a subsurface temperature minimum layer centered at around 200 m, the so-called Winter Water (WW). The temperature of the surface mixed layer (having a thickness of 70–100 m) ranges from 2.7 to 3.6 °C over the plateau, decreasing to the south (Fig. 2, panels A, B, C). However, the corresponding WW temperatures do not show such a monotonic decrease with latitude, but are highly variable according to sections and also to geographical positions even on the same section. For example, the greatest variability occurs on section C (C1–C7) where WW temperatures vary from a maximum of 2.2 °C at C4 to a minimum of 0.5 °C at C6 (see Fig. 3A). This is in great contrast to section A (A1–A7) where property–property correlations are most tightly established, with WW temperatures varying within a narrow range of

1.2–1.4 °C. Also remarkable is that the property–property correlations in section B (B1–B7) are heterogeneous and ill-defined. Moreover, WW temperatures there (1.6–2.0 °C) are significantly higher by about 0.5 °C than those in section A, despite the fact that the latter section is placed farther north by about 200 km, on average. This counter-intuitive feature in section B probably reflects enhanced turbulent mixing by tidal currents interacting with much shallower and rugged topography due to several surrounding seamounts in the west of the section (see Fig. 1A), possibly erasing the original WW characteristics by mechanical mixing with waters above and below. Similar mechanical mixing can be evoked for stations C1 and C4. On the other hand, stations C5 to C7 are unique in that they reveal the coldest WW (0.5–0.8 °C) as well as the Upper Circumpolar Deep Water (UCDW) that is unseen in other sections over the plateau. The latter water mass can be characterized by a subsurface temperature maximum and an oxygen minimum at about 500 m. Supporting visual evidence for these interpretations is given in Fig. 4 by selected vertical profiles of water properties. Station C6, where the coldest WW is observed, is located at the entrance to the northwestwardly elongated HMI Trough (of a maximum depth of 700 m) that is separated from the rugged eastern escarpment by a chain of shallow seamounts (~150–400 m) (see Fig. 1A). Considering this geomorphology and the observed water characteristics, this HMI Trough appears as a preferential northward pathway for waters originating from the south and flowing onto the plateau.

#### 3.2. Hydrographic characteristics over the eastern escarpment

In contrast to the one over the shallow platform, the coldest (−0.4 °C) and most oxygenated (7.6 ml l<sup>−1</sup>) WW over the steep eastern escarpment is found in section B (B9), not in the southernmost section C, where the local WW temperature minimum at C11 (0.1 °C) is warmer by about 0.5 °C than at B9 (see Fig. 3C). Another noticeable feature is that the WW over the escarpment is significantly denser ( $\sigma_0 \sim 27.28$ ) than that over the platform ( $\sigma_0 \sim 27.22$ ). Roquet et al. (2008) showed clearly that the coldest WW varieties of temperatures below zero are only found within the Fawn Trough Current originating from the eastern Enderby Basin south of 58°S. This suggests two important facts: (1) a branch of the Fawn Trough Current extends northward along the eastern flank of the Northern Kerguelen Plateau, transporting cold Antarctic waters of eastern Enderby Basin origin and travelling northward by more than 7° in latitude; (2) the core of this northward cold branch did not cut section C, at least during the KEOPS cruise, but should have passed somewhat east of C11. Due to the northward advection of cold Antarctic waters along the eastern flank of the plateau, a remarkable east-west contrast in WW temperature occurs between the shallow platform and the steep eastern escarpment. For example, at



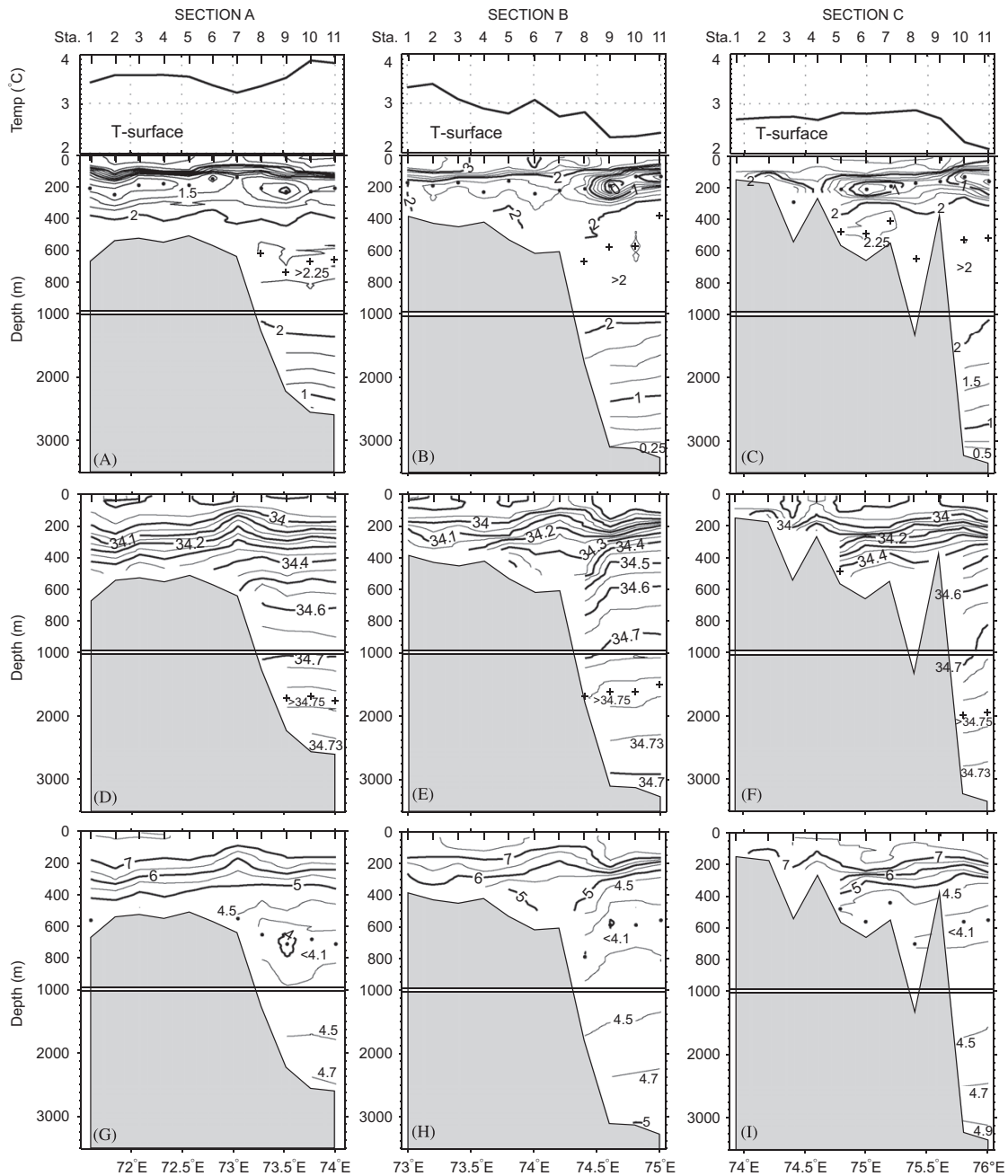


Fig. 2. Vertical distributions of potential temperature (A, B, C), salinity (D, E, F), and dissolved oxygen (G, H, I) on sections A, B, and C. Positions of maxima (minima) water properties are indicated by plus signs (dots). Surface temperatures along each section are shown in top panels. Note that the vertical scale of sections changes across the 1000 m depth.

the latitude of 51°S, the WW temperature over the eastern escarpment (e.g., B9) is up to 2 °C colder than that over the platform (e.g., A1). Such a northward advection of cold waters has previously been noticed as a subsurface cold-water tongue detected as far north as the latitude of the Kerguelen Islands (Park and Gambèroni, 1997; Charrassin et al., 2004).

Below the WW, we identify three water masses, namely: the UCDW associated with a temperature maximum and an oxygen minimum, as previously mentioned; the Lower Circumpolar Deep Water (LCDW) characterized by a deep salinity maximum; and the Antarctic Bottom Water (AABW) with decreasing temperature and salinity but sharply increasing oxygen content towards the bottom

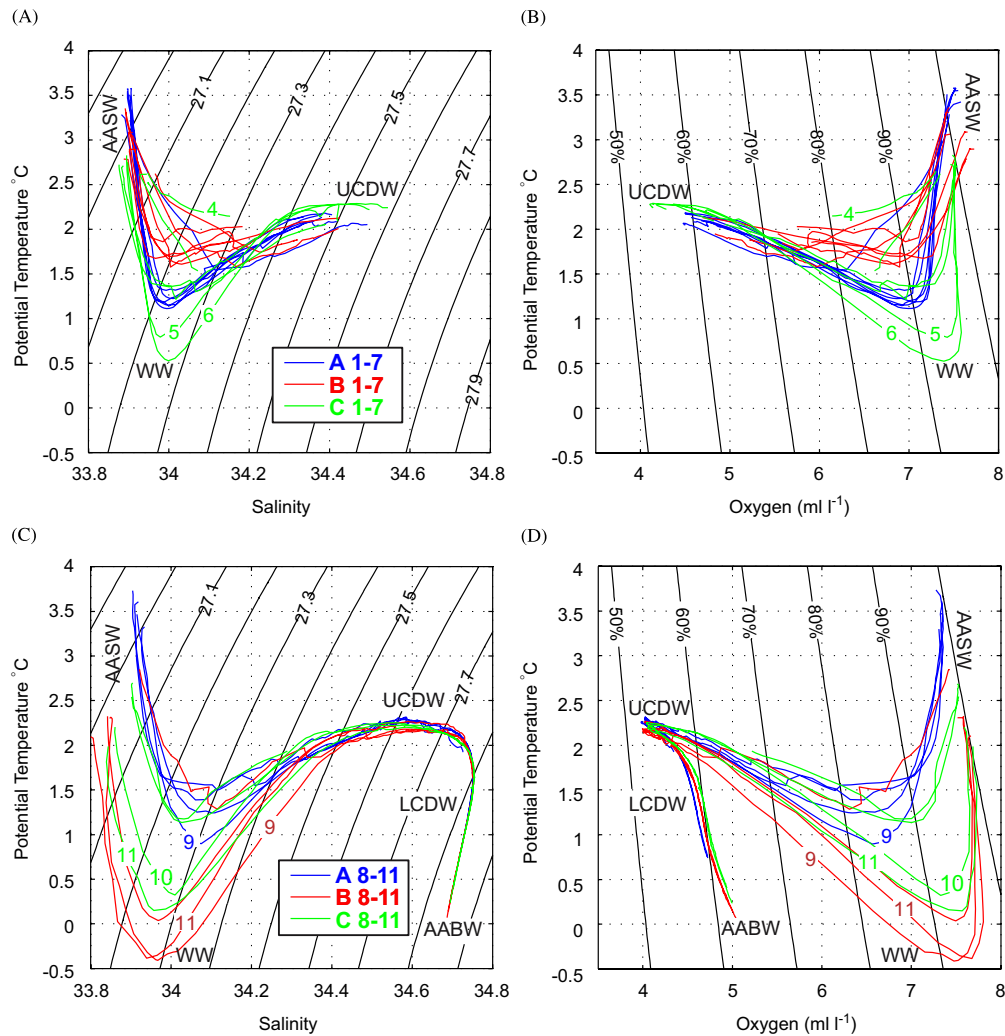


Fig. 3. Temperature–salinity and temperature–oxygen diagrams for stations over the shallow plateau (top) and those over the eastern escarpment (bottom). Major water masses identified are indicated: the Antarctic Surface Water (AASW), Winter Water (WW), Upper Circumpolar Deep Water (UCDW), Lower Circumpolar Deep Water (LCDW), and Antarctic Bottom Water (AABW).

(e.g., Park et al., 1993, 2001). In our area, these water masses were found roughly in the following depth intervals:  $400\text{ m} < \text{UCDW} < 1400\text{ m}$ ;  $1400\text{ m} < \text{LCDW} < 2600\text{ m}$ ;  $\text{AABW} > 2600\text{ m}$ .

Closer examination of Figs. 2 and 3 indicates that the deep and bottom waters in section B are significantly colder, less saline and more oxygenated than those on section C. This feature can be seen more clearly in the property profiles of the three deepest stations of each section (Fig. 5). Bottom property values at those stations are as follows:  $0.24\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $34.695$ ,  $5.00\text{ ml l}^{-1}$  at 3300 m at C11;  $0.07\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $34.685$ ,  $5.04\text{ ml l}^{-1}$  at 3220 m at B11;  $0.75\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $34.717$ ,  $4.72\text{ ml l}^{-1}$  at 2530 m at A11. These observations indicate that the coldest, freshest and most oxygenated near-bottom water, i.e. the water of southernmost origin should have passed somewhere east of C11 before arriving

at B11. This feature is consistent with the afore-mentioned pathway of the northward branch of the Fawn Trough Current. We remark also that the oxygen profile at B11 shows a net change in its vertical gradient at around 2500 m, which is very close to the sill depth of the Fawn Trough (2650 m). This suggests that the water below 2600 m in section B should be a mixture with the AABW coming from the Antarctic coast along the eastern escarpment of the Southern Kerguelen Plateau south of the Fawn Trough (McCartney and Donohue, 2007). At C11, we observe a similar change in water characteristics below 3000 m, i.e. a depth 500 m deeper than at B11, indicating a more limited influence of the AABW at C11 compared to B11. Moreover, station B11 also reveals a sharp change in the LCDW properties below 1400 m, showing significantly colder, less saline, and more

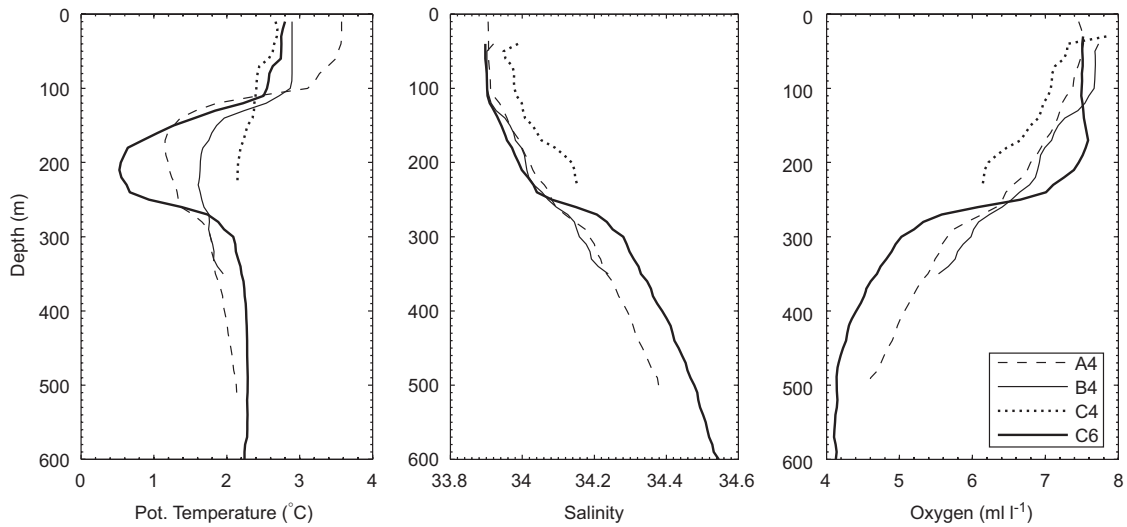


Fig. 4. Vertical profiles of temperature, salinity, and oxygen content for four selected stations over the shallow plateau.

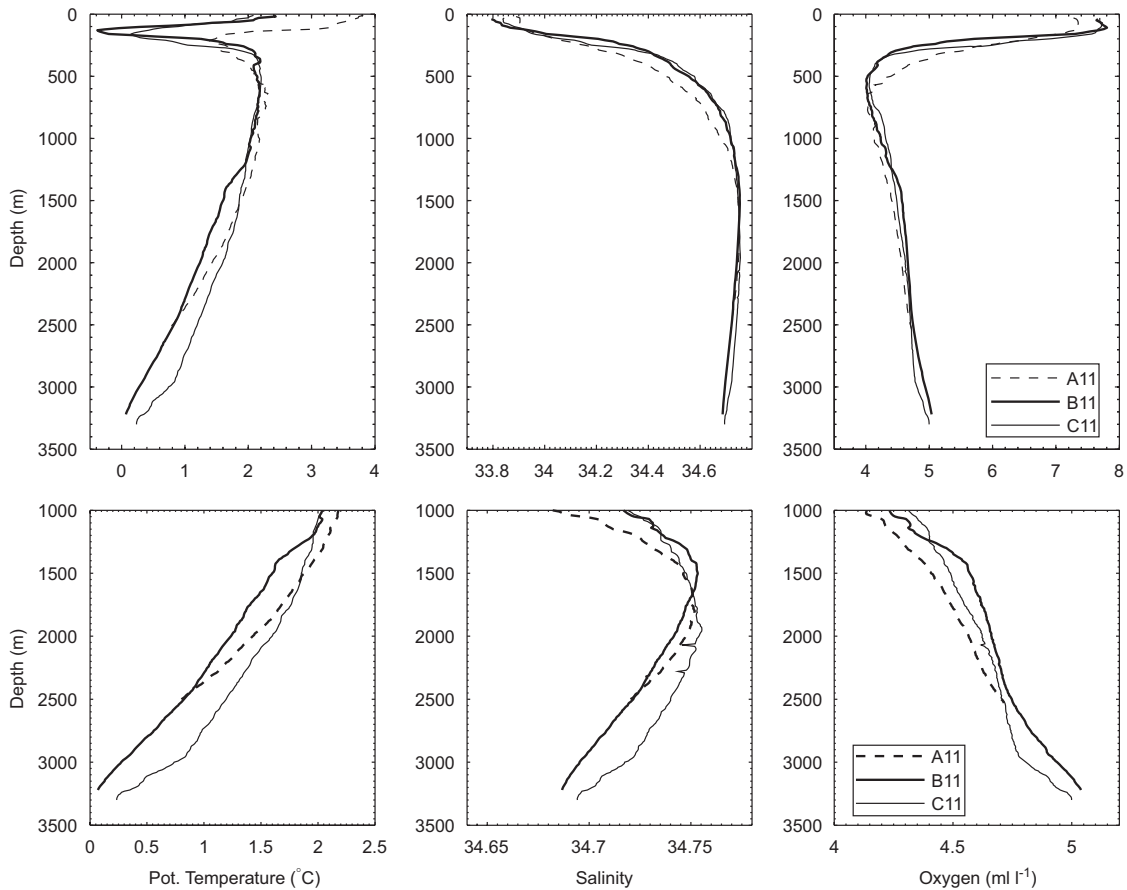


Fig. 5. (Top) Vertical profiles of temperature, salinity, and oxygen content for the easternmost stations A11, B11, and C11. (Bottom) Same as the top panels, but for zoomed profiles below 1000 m.

oxygenated profiles compared to the two other stations. This further strengthens our conjecture that B11 was placed precisely within the northward branch of the Fawn Trough Current. This can be explained by the fact that the latter current originates from far southern latitudes (Roquet et al., 2008) and that the LCDW property isolines in the Antarctic Zone shoal gradually toward Antarctica (e.g., Park et al., 2001). The latter fact also explains why property profiles at B11 appear shifted upward by about 500 m compared to those at C11 (see Fig. 5, bottom panels).

### 3.3. Geostrophic currents

We calculated geostrophic currents perpendicular to our three CTD sections relative to the deepest common depths between adjacent station pairs (Fig. 6). By this method, we obtain only the baroclinic shear relative to the bottom, which should underestimate (overestimate) the absolute geostrophic flow if the non-zero bottom flow has the same (opposite) sign as the shear. Based on the analysis of the one-year long current meter mooring data at M1 and M2 together with repeated LADCP measurements at A3 and C11 during KEOPS (see Appendix A), we are not certain that our bottom-referenced geostrophic calculation may be valid for weak velocities less than  $3 \text{ cm s}^{-1}$ . We did not try to constrain the geostrophic velocity to fit with the direct velocity measurements from the ship (using either the vessel-mounted ADCP or the CTD rosette-mounted LADCP) because instantaneous currents are dominated by tidal currents of velocities of order  $20 \text{ cm s}^{-1}$  over the shallow platform (see Appendix A). The removal of these would require a highly accurate tide model with a velocity error of order  $1 \text{ cm s}^{-1}$ . In addition, there are also baroclinic (or internal) tidal currents of order  $10 \text{ cm s}^{-1}$  (Park et al., 2008), a realistic modelisation of which also seems to be premature.

Calculated geostrophic currents over the shallow platform show a dominant northward component, except for the station pair A1–A2 where there appears a significant southward flow ( $< 6 \text{ cm s}^{-1}$ ). Current speeds in section B are insignificantly weak ( $< 2\text{--}3 \text{ cm s}^{-1}$ ). There is also an insignificant eddy-like feature between stations C1 and C5, probably due to shallow bathymetry close to the Heard/McDonald Islands. The strongest currents of the order of  $8 \text{ cm s}^{-1}$  are found at the surface of section A (station pairs A2–A3 and A6–A7) only, while the aforementioned entrance to the HMI Trough in section C (station pair C5–C6) is associated with modest ( $< 5 \text{ cm s}^{-1}$ ) northward flow.

Geostrophic currents over the eastern escarpment in sections B and C are all northward and much stronger by a factor of three to five than those over the shallow plateau. The strongest northward currents ( $< 18 \text{ cm s}^{-1}$ ) are found in section B, tightly concentrated over the steep escarpment (station pair B8–B9), consistent with the aforementioned observations of the coldest ( $-0.4 \text{ }^\circ\text{C}$ ) and most oxygenated ( $7.6 \text{ ml l}^{-1}$ ) WW there. The strongest currents in section C ( $< 12 \text{ cm s}^{-1}$ ) are significantly weaker than those in section B and are found over the base of the escarpment (station pair C10–C11), which is also consistent with the second coldest WW observed at C11. Repeated LADCP measurements at C11 during KEOPS, although limited in time, also show consistent deep-reaching northward flow with a velocity stronger than  $12 \text{ cm s}^{-1}$  at the surface and a depth-mean velocity of  $8 \text{ cm s}^{-1}$ . It is very likely that we are seeing there a part of the northward branch of the Fawn Trough Current whose core must have been located a little east of C11, as we have postulated using hydrographic features. Therefore, we may confirm that the strong northward flow at B8–B9 is the continuation of the northward branch of the Fawn Trough Current. Finally, farther north in section A, geostrophic currents over the escarpment are modest and mostly southward ( $< 6 \text{ cm s}^{-1}$

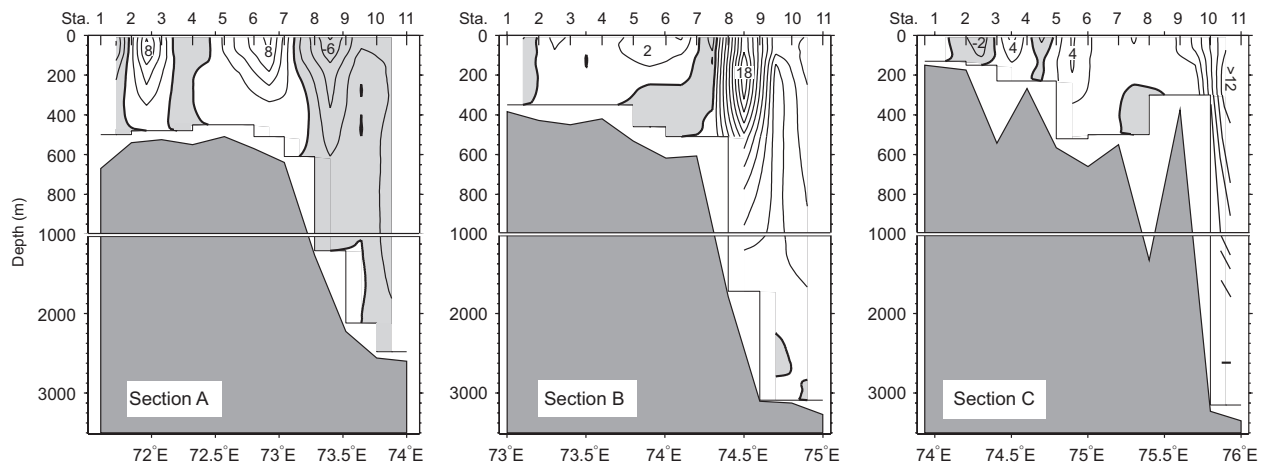


Fig. 6. Geostrophic speeds ( $\text{cm s}^{-1}$ ) relative to the deepest common sample depths for station pairs on the three KEOPS sections. Isotachs are every  $2 \text{ cm s}^{-1}$ . Shading indicates a southward flow. Note that the vertical scale of sections changes across the 1000 m depth.

at A8–A9,  $<3 \text{ cm s}^{-1}$  at A10–A11), although they are interrupted by a faint near-bottom northward flow at A9–A10. Considering the existence of the coldest WW ( $0.9^\circ\text{C}$ ) of the section at A9 (see Figs. 2 and 3), we suggest that the northward branch of the Fawn Trough Current, although much weakened, should have extended as far north as the latitude of the Kerguelen Islands, in agreement with previous work (Park and Gambérone, 1997, Charrassin et al., 2004). The southward flow at A8–A9 thus appears to be contradictory to the presence of the coldest WW, suggesting that the direction of this modest flow might be wrong due to the inability of our method to detect the bottom intensified northward flow over the eastern escarpment. It also could be caused by some transient eddy activity. Unfortunately, our data set does not permit to be conclusive on this issue.

#### 4. Circulation pattern and current field from historical data

##### 4.1. Upper layer circulation pattern from hydrographic data

The general circulation of a region can be documented by mapping dynamic heights at a chosen level in reference to a deep reference level, assuming a zero or very weak flow at the latter level. In our case of the Kerguelen region, the shallow bottom topography of the Northern Kerguelen Plateau does not permit choosing a deep reference level commonly applicable to the entire domain. Despite this difficulty, we tried to map the near-surface (20 m) dynamic heights of the region relative to 500 m, in comparison with a map of potential density at 200 m (Fig. 7). Of course, it is not our intention to obtain an absolute geostrophic current field, especially in strong current regimes of deep surroundings where mid-depth currents are quite strong, as we will

see in the next subsection. We may expect, however, to gain some meaningful insight of the circulation pattern of relative baroclinic currents when both dynamic height and density maps show a similar spatial pattern. This is because a geostrophic flow can be considered, to a first approximation, as an isopycnal flow. Fig. 7 shows that such is in fact our case, permitting us to use either map to interpret the upper layer circulation pattern over the plateau in comparison with neighboring flows. However, we acknowledge that this method may fail in some areas where the bottom intensified barotropic flow is a significant contributor to absolute flow so that even the signs of flow can be wrong there. We will defer a critical comparison in reference to an altimetry-derived optimal inverse solution until Section 4.4.

In Fig. 7 we recognize without ambiguity two principal current systems rounding the Northern Kerguelen Plateau: the ACC and the Fawn Trough Current. The ACC north of the Kerguelen Islands (north of  $47^\circ\text{S}$ ) hugs the northern escarpment, shifting gradually southward, while the Fawn Trough Current found initially south of the Elan Bank (south of  $58^\circ\text{S}$ ) bends sharply to the north from  $72^\circ\text{E}$  to pass through the Fawn Trough. Therefore, the two currents initially flowing separately by a distance up to  $11^\circ$  in latitude in the west of the Kerguelen Plateau join each other just east of the plateau close to the outlet of the Fawn Trough Current in the Australian–Antarctic Basin ( $52^\circ\text{S}$ ,  $82^\circ\text{E}$ ).

The flow over the Northern Kerguelen Plateau is sandwiched by those dominant currents and appears as a secondary circulation directed mostly to the northwest roughly in parallel with local bathymetry. This is related to the fact that the broad, featureless upstream flow impinging on the western flank of the plateau between the

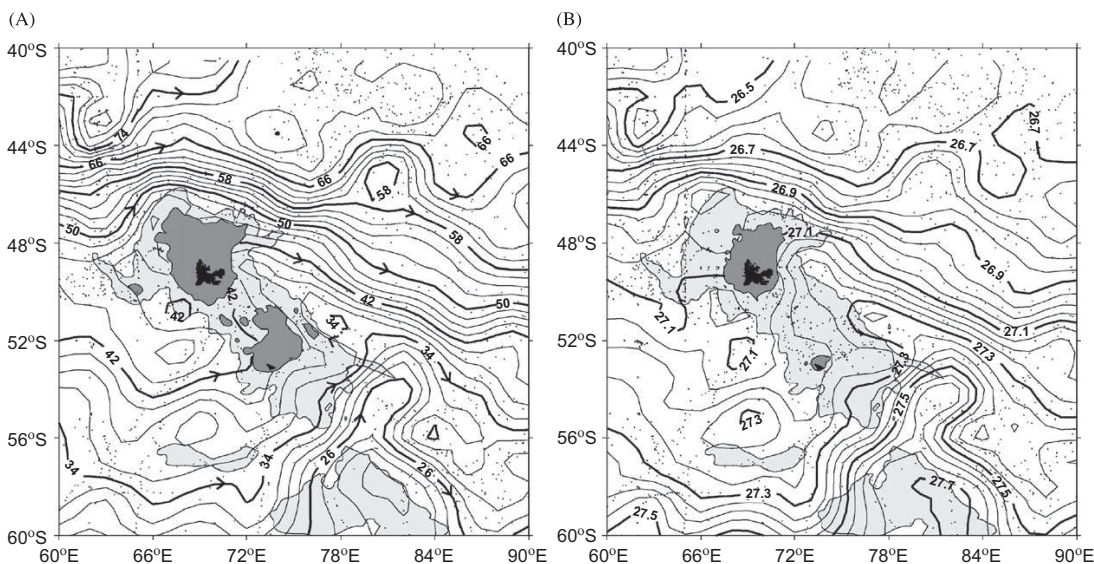


Fig. 7. (A) Dynamic heights (dyn cm) at 20 m relative to 500 m. Areas shallower than 2000 m (500 m) are lightly (darkly) shaded. (B) Potential density anomalies ( $\text{kg m}^{-3}$ ) at 200 m. Areas shallower than 2000 m (200 m) are lightly (darkly) shaded.

Kerguelen Islands and the Elan Bank do not cross directly over the plateau but bend sharply northward on approaching the western escarpment. Also, the streamlines running along the eastern flank of the plateau partly originate from the Fawn Trough Current, in agreement with the already-mentioned northwestward branch of the current evidenced from the KEOPS hydrographic data. All streamlines over the plateau converge in the east of the Kerguelen Islands before undergoing a complete retroflexion to the southeast to merge into the southeastward flowing Polar Front. By geostrophy, this results in the development of a narrow band of dense water (or the so-called cold tongue) with somewhat depressed dynamic heights appearing along the eastern escarpment.

Finally, we note strong southeastward flow along the eastern flank of the Southern Kerguelen Plateau, which appears at odds with the northwestward-flowing deep WBC evidenced by McCartney and Donohue (2007), suggesting that our shallow reference level may not be adequate there. We will come back to this point later in Section 4.4.

#### 4.2. Current field at 900 m from mid-depth floats

Davis (2005) presents maps of time-mean circulation at 900 m of the Indian and South Pacific Oceans measured by ALACE floats. However, only large-scale circulation patterns of spatial scales much greater than 300 km can be detected from these current fields constructed by spatial averaging using a decorrelation length scale of 300 km (Davis, 2005). Although useful for larger-scale oceanography, those maps are of only limited use for our Kerguelen region where interesting circulation features are of much smaller scales. Therefore, we examined instead original raw velocities (Gille, 2003; Davis, 2005). To isolate any subtle signatures of the secondary circulation around the Northern Kerguelen Plateau from noisy raw velocity vectors, the latter were ensemble averaged on a grid of  $0.5^\circ$  latitude by  $1^\circ$  longitude.

The resultant float-derived current field at 900 m is given in Fig. 8A, with several schematic streamlines guided by float trajectories being superimposed to aid interpretation. To be clear, we present in Fig. 8B four individual trajectories of ALACE with three additional ARGO floats drifting at different depths between 750 m and 2000 m. North of the Kerguelen Islands we see the powerful ACC with a width of  $2\text{--}3^\circ$  in latitude and a representative velocity of the order of  $20\text{--}30\text{ cm s}^{-1}$ . Farther south, we see also the Fawn Trough Current of the order  $10\text{--}20\text{ cm s}^{-1}$ , increasing to the east. It bends sharply to the north after its initial travel along the southern flank of the Elan Bank ( $57\text{--}58^\circ\text{S}$ ) to flow along the northern flank of the Fawn Trough close to the 2000-m isobath. It crosses the Chun Spur to penetrate into the Australian–Antarctic Basin as far north as  $51^\circ\text{S}$ ,  $82^\circ\text{E}$  where it makes a cyclonic turn to flow southeastward. Another cyclonic feature (centered at  $55^\circ\text{S}$ ,  $81^\circ\text{E}$ ) is noticed just downstream from the Fawn

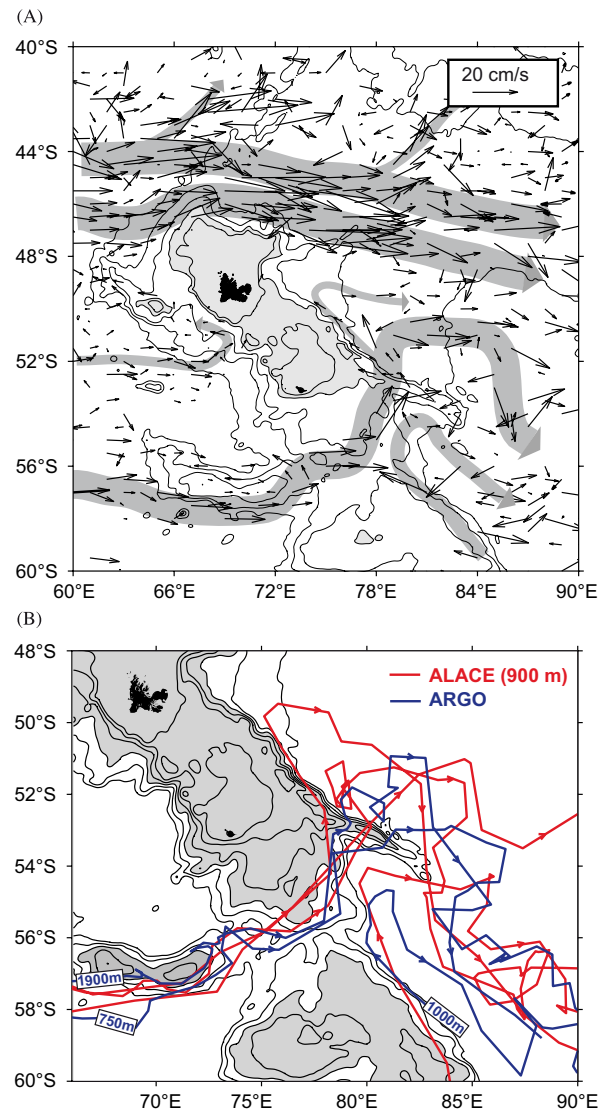


Fig. 8. (A) ALACE float-derived velocities at 900 m. The original velocity vectors (courtesy of Gille) were ensemble averaged on a  $1^\circ$  longitude by  $0.5^\circ$  latitude grid before mapping. Schematic stream lines are superimposed as guides. Areas shallower than 1000 m are shaded. (B) Trajectory of several selected ALACE (red) and ARGO (blue) floats which drifted either through the Fawn Trough or along the eastern escarpment of the Southern Kerguelen Plateau. Areas shallower than 2000 m are shaded.

Trough sill, which seems to play the role of junction with the WBC coming from the south along the eastern flank of the Southern Kerguelen Plateau (McCartney and Donohue, 2007). An interesting feature is the existence of several weak vectors ( $\sim 5\text{ cm s}^{-1}$ ) branching from the Fawn Trough Current at its outlet and extending northwestward along the eastern flank of the Northern Kerguelen Plateau up to  $50^\circ\text{S}$  where they undergo an abrupt southeast retroflexion. In fact, these latter vectors are from a single float (Fig. 8B),

so the permanence of the feature cannot be ascertained. However, we have already given clear evidence for the existence of quasi-barotropic northward flow in the order of  $8 \text{ cm s}^{-1}$  at C11 (see Fig. A1B) that is a site in close proximity to the float trajectory.

Although it is not the main focus of the present study, the circulation in the area east of the Fawn Trough sill, covering the eastern flank of the Southern Kerguelen Plateau and the Chun Spur, appears to be quite different from the schematic transport streamlines suggested by McCartney and Donohue (2007). According to these authors, the Fawn Trough Current turns south (rather than north as shown in Figs. 7 and 8) on its exit from the sill to join the south retroflexion of the WBC initially flowing northwestward along the eastern flank of the Southern Kerguelen Plateau. They argue that the combined stream describes a subsequent east to north to northwest turn back, rounding the Chun Spur from the south, to return to the western boundary to the north of the spur. In Fig. 8B we see no evidence of a south turn of the Fawn Trough Current; rather all five floats passing through the Fawn Trough describe a remarkably compact along-isobath northeast pathway to cut near perpendicularly different places of the Chun Spur. The northwestward-flowing WBC of the Southern Kerguelen Plateau and its southeast retroflexion offshore is clear, as already remarked by McCartney and Donohue (2007). However, we observe no trajectories showing a northwest turn-back rounding the southern end of the Chun Spur; rather we remark general southeastward flow, albeit with tumultuous meandering, in the area east and southeast of the spur.

#### 4.3. Near-surface current field from drifting buoys

The raw near-surface velocities derived from drifting buoys were ensemble-averaged on the same grid ( $0.5^\circ$  latitude by  $1^\circ$  longitude) as for ALACE floats-derived velocities. The resulting map (Fig. 9) can be considered as showing the total near-surface velocity, i.e. the sum of the ageostrophic Ekman drift velocity and geostrophic velocity. Although these surface velocities are much stronger by a factor of 2–3 than mid-depth velocities (Fig. 8A), the general circulation pattern is quite similar in both layers, showing the two principal current systems, the ACC and the Fawn Trough Current. Another interesting feature is the clear appearance of the Polar Front running eastward along  $51^\circ\text{S}$  until the immediate south of the Kerguelen Islands and then hugging anticyclonically the southern and eastern edge of the KI Shoal. This is not evident from hydrography, except in the eastern flank of the shoal (see Fig. 7).

Apart from these relatively well-defined current systems, our drifter currents do not fit well with the geostrophic circulation over the shallow platform. Aside from the northwestward flow associated with a bathymetry-following anticyclonic circulation in the southeastern side of the HMI Shoal, which agrees rather well with the

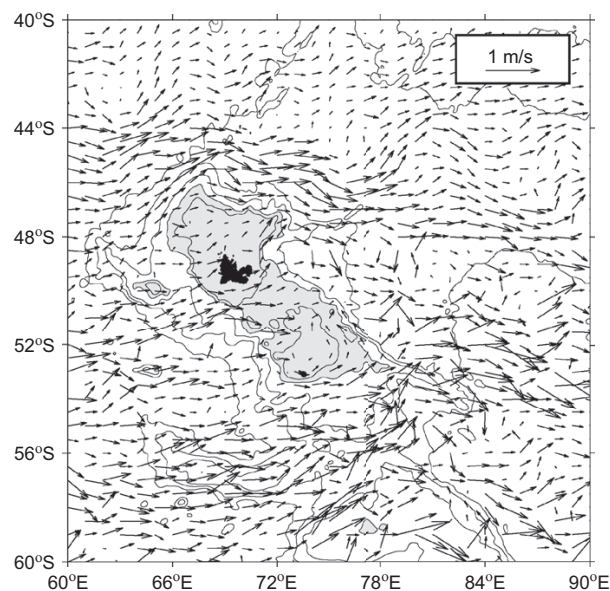


Fig. 9. Near-surface velocities derived from drifting buoys (courtesy of Niiler) averaged on a  $1^\circ$  longitude by  $0.5^\circ$  latitude grid. Areas shallower than 1000 m are shaded.

hydrographic solution (Fig. 7), there appears to be a general eastward flow in the drifter data. For example, all drifter vectors southeast of the KI Trough point to the east or northeast, in complete opposition to the northwestward flow seen from both hydrography (Fig. 7) and the one-year-long direct current measurements (Fig. A2). There is little evidence for the flow in the Fawn Trough turning northward and following the eastern flank of the Northern Kerguelen Plateau. In the western side of the HMI Shoal a great majority of drifter vectors are eastward, some of them even being abnormally strong.

Surface drifters include the Ekman drift that must have a northward component in this Southern Ocean area. Then, the dominance of eastward flow in the drifter data should imply general southeastward geostrophic flow over the plateau. This is exactly opposite to what is observed. Another abnormal feature appearing in the drifter data is that the current strength in the area south of the Kerguelen Islands, especially that of the Fawn Trough Current, appears to be unrealistically high compared to the ACC core north of the islands. A similar problem with the Southern Ocean drifter data has previously been remarked by Niiler et al. (2003) who showed that the surface geostrophic velocity derived from drifter data in the Southern Ocean is about 50% stronger than what is obtained from hydrographic data referenced to the ALACE float observations. These authors attribute this overestimation in the Southern Ocean to the high wind and concomitant large surface waves, which produce the Stokes drift causing increased slip of drifter drogues in the direction of the wind. For example, the Stokes drift for a  $10 \text{ m s}^{-1}$  wind is in excess of  $30 \text{ cm s}^{-1}$  in the direction of

the wind (Niiler et al., 2003). This information suggests that the drifter velocity field may not be so adequate for describing the surface circulation of the windy Southern Ocean, especially in a weak current area such as the shallow Northern Kerguelen Plateau. Therefore, we argue that this field must be considered as only indicative.

#### 4.4. Altimetry-derived mean dynamic topography

As our final analysis of the surface circulation of the study area, we refer to the mean dynamic topography of Rio and Hernandez (2004). The first guess of this topography is obtained by subtracting the geoid model EIGEN-2 from the altimetric mean sea-surface height CLS01 and then merging with the Levitus climatology. This first guess is then improved by synthesizing all available information from in situ data (hydrological and drifter) combined with altimetric data using an inverse method (see Rio and Hernandez, 2004, for details). We present the resulting combined mean dynamic topography (CMDT Rio05, available at [www.jason.oceanobs.com](http://www.jason.oceanobs.com)) of a spatial resolution of  $0.5^\circ$  latitude  $\times$   $1^\circ$  longitude in Fig. 10. As this solution optimally synthesizes useful information of various sources, it can be considered as the best currently available surface circulation of our study area. We discuss below the similarity and differences between this and different solutions already presented.

There is a good agreement among all solutions for the strong current systems such as the ACC north of the Kerguelen Islands and the Fawn Trough Current. In passing, however, we remark that the surface signature of

the Fawn Trough Current south of the Elan Bank west of  $75^\circ\text{E}$  as seen from both the hydrographic and altimetric solutions (Figs. 7 and 10) is found about  $1^\circ$  south of the float-derived current (Fig. 8). In reference to the satellite images of chlorophyll concentrations (Fig. 1C; see also Mongin et al., 2008), the altimetric solution presents the most realistic position of the Polar Front, which in the hydrographic solution is only partly evident along the eastern flank of the KI Shoal. In the southern and eastern sides of the HMI Shoal, both the altimetric and hydrographic solutions show a bathymetry-following anticyclonic circulation. The general northwestward flow along the eastern side of the HMI Shoal and its southeast retro-reflection offshore are remarkably similar in these solutions. The direct connection of this northwestward flow with the Fawn Trough Current is not as apparent in these surface circulation maps; however, we have provided a number of supporting pieces of evidence for that connection from KEOPS hydrography (Section 3), LADCP measurements at C11 (Fig. A1), and float trajectories (Fig. 8). Therefore, we suggest that the northward bifurcation of the Fawn Trough Current and its northwestward extension along the eastern escarpment of the Northern Kerguelen Plateau should take place in the subsurface layer and deeper, i.e. it can be considered as a deep WBC.

The Southern Kerguelen Plateau counterpart of the deep WBC is best illustrated in float trajectories. Here, the sense of flow seems to be opposite within the water column, with insignificant southeastward flow in the surface layer as can be seen in the altimetric solution (Fig. 10) and strong northwestward flow at mid-depth as shown by float trajectories (Fig. 8). On the other hand, the surface dynamic heights relative to 500 m (Fig. 7) indicate rather strong southeastward flow close to the eastern flank, highly overestimating the flow velocity compared to the altimetric solution. This seems to be related to the fact that the employed dynamic method takes the velocity of the strong WBC at the reference level (500 m) as zero, by definition. The method thus fails there. Lastly, the circulation in the western side of the HMI Shoal is most ill defined. The sense of flow there is completely different among solutions: N to NW from hydrography (Fig. 7); E from drifters (Fig. 9); S to SE from altimetry (Fig. 10). This last solution is our favorite considering the southward velocity component observed at the westernmost stations in KEOPS sections A and B (Fig. 6). However, we refrain from drawing a formal conclusion, because this area where the bottom topography is very complex with a number of shallow seamounts, has not been well covered by KEOPS.

## 5. Conclusions

We have made a detailed analysis of the KEOPS CTD data in terms of the vertical structure of water masses and associated geostrophic currents. This analysis of in situ data within a limited area was extended to a more regional analysis of the general circulation using historical

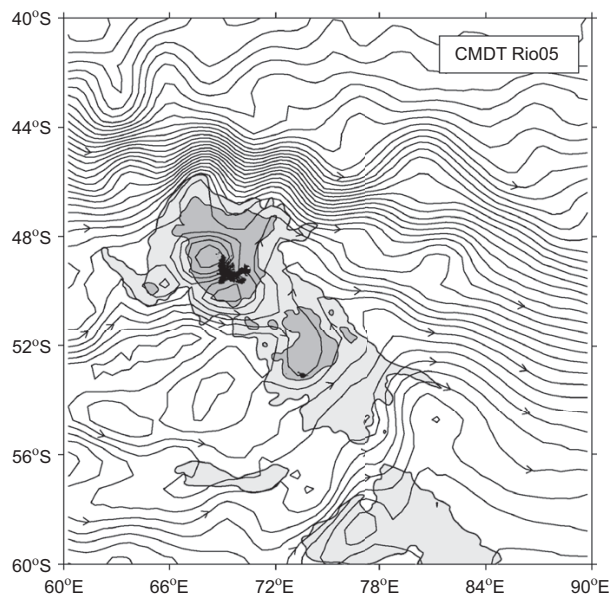


Fig. 10. Combined mean dynamic topography (CMDT Rio05) from Rio and Hernandez (2004). Streamlines are every 5 dyn cm. The isobaths 500 and 2000 m are shown. Arrows indicate the direction of the geostrophic flow.



hydrographic data together with mid-depth and near-surface velocity information derived from ALACE floats, surface drifting buoys, and altimetry-derived optimal inverse solution. We found a number of common features appearing in both instantaneous and climatological fields. This suggests a quasi-permanent nature of most circulation features observed during KEOPS, which is likely related to the shallow topography of the plateau constantly steering the local circulation of water masses. This enables us to establish a synthetic picture of the upper layer circulation pattern over and around the Northern Kerguelen Plateau by combining all instantaneous and climatological information exploited in this study (Fig. 11). This schematic is sufficiently self-explanatory so that we do not feel it is necessary to reiterate a detailed description of each component of the general circulation already given in previous sections. We summarize rather that the KEOPS area appears as a “cul de sac” formed by surrounding strong current systems. The geostrophic circulation over the shallow platform is quite weak ( $3\text{--}5\text{ cm s}^{-1}$ ) and anticyclonic, with the flow in the eastern side of the HMI Shoal consistently northwestward, a direction perpendicular or opposed to the dominant westerlies of the region. This feature appears to be somewhat surprising at a first glance; however, it is strongly supported by depth-averaged (over the first 500 m depth) time-mean currents directly measured by one-year-long current meter moorings at M1 ( $6\text{ cm s}^{-1}$ ,  $296^\circ$ ) and M2 ( $4\text{ cm s}^{-1}$ ,  $264^\circ$ ), as well as by repeated LADCP measurements at A3 ( $3\text{ cm s}^{-1}$ ,  $8^\circ$ ) and C11 ( $11\text{ cm s}^{-1}$ ,  $344^\circ$ ) (see Appendix A). Compared to this

relatively robust northwestward flow in the eastern side, the circulation in the western side of the HMI Shoal is much less well defined, although we propose that there is a tentatively weak topography—following southward flow. The verification of this is left to a future study. The most remarkable feature clearly identified by the present study is a much stronger (up to  $18\text{ cm s}^{-1}$ ) northwestward branch of the Fawn Trough Current, which advects cold Antarctic waters of eastern Enderby Basin origin along the eastern flank of the Northern Kerguelen Plateau.

By comparing this schematic with the satellite image of chlorophyll in Fig. 1C, it is not difficult to ascertain that annual blooms develop only within sluggish areas in shallow water surrounded by strong currents, such as our KEOPS survey area over the HMI Shoal and the KI Shoal widely developed north of the Kerguelen Islands. Park et al. (2008) discuss this topic in details, in relation to elevated vertical mixing due to strong activity of internal tides observed at A3. The present study is complementary to that work, providing a consistent and comprehensive upper-layer circulation over and around the Northern Kerguelen Plateau and emphasizing the importance of the sluggishness of local circulation for preconditioning the recurrence of annual blooms.

Finally, we note that the region downstream from the Fawn Trough sill, which forms a semi-enclosed basin surrounded by the southeastern flank of the Northern Kerguelen Plateau to the west and the Chun Spur to the northeast, appears as a potentially important place of mixing where the waters of Antarctic coast origin carried

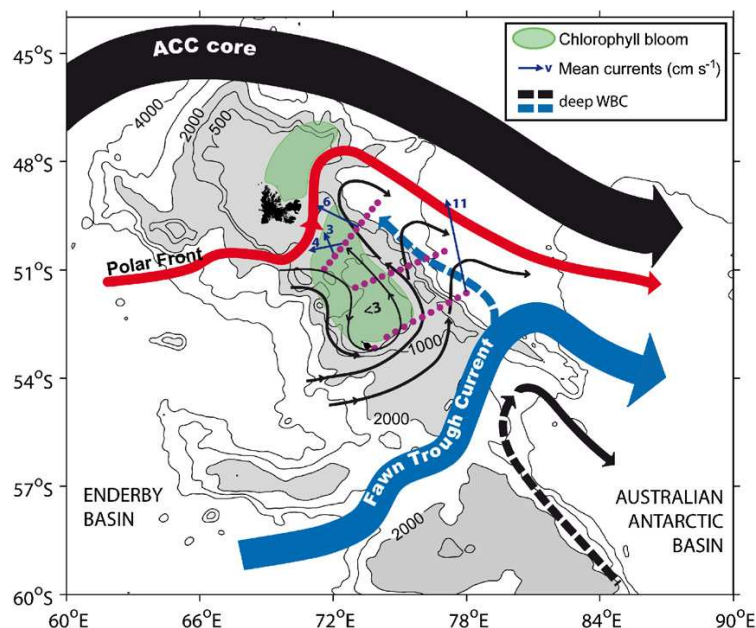


Fig. 11. Schematic of the geostrophic circulation over and around the Kerguelen Plateau based on the synthesis of our major findings. Thin arrows with Arabic numerals stand for directly measured time-mean current vectors averaged over the upper 500 m layer (see the text for details; see also Figs. A1 and A2). Subsurface western boundary currents are indicated by discontinuous bold lines. The apparent linkage between areas of annual chlorophyll bloom and those of a sluggish flow surrounded by strong currents is stressed.

north by the strong WBC along the eastern flank of the Southern Kerguelen Plateau meet the Enderby Basin waters carried by the Fawn Trough Current. We have shown that the latter current shifts to the north along the southeastern flank of the Northern Kerguelen Plateau before crossing the Chun Spur, consistent with the results from elephant seal data (Roquet et al., 2008). In the upper 2000 m, there does not appear any evidence of the northwest turn back of flow to the north of the Chun Spur as suggested by McCartney and Donohue (2007), although such a circulation pattern cannot be ruled out in deeper layers. To document better the local circulation and mixing of water masses, and to quantify the Fawn Trough Current transport and its variability, an extensive CTD survey in this mixing zone during 2009 with three lines of one year-long current meter moorings across the Fawn

Trough sill is being planned in the framework of the International Polar Year (Park, unpublished document, 2006).

#### Acknowledgments

We thank the IPEV (Institut Polair Français Paul-Emile Victor) for its financial and logistic support, and the captain, officers, and crew of the R/V Marion Dufresne for their professional assistance during the field experiment of KEOPS. Our thanks go also to Sarah Gille for ALACE floats-derived velocity data, to Peter Niiler for drifter-derived near-surface velocity data, the SISMER/IFREMER for historical hydrographic data, to Andrew Constable and his colleagues for HIPPIES CTD data, and to Mathieu Mongin for processed MODIS satellite images of

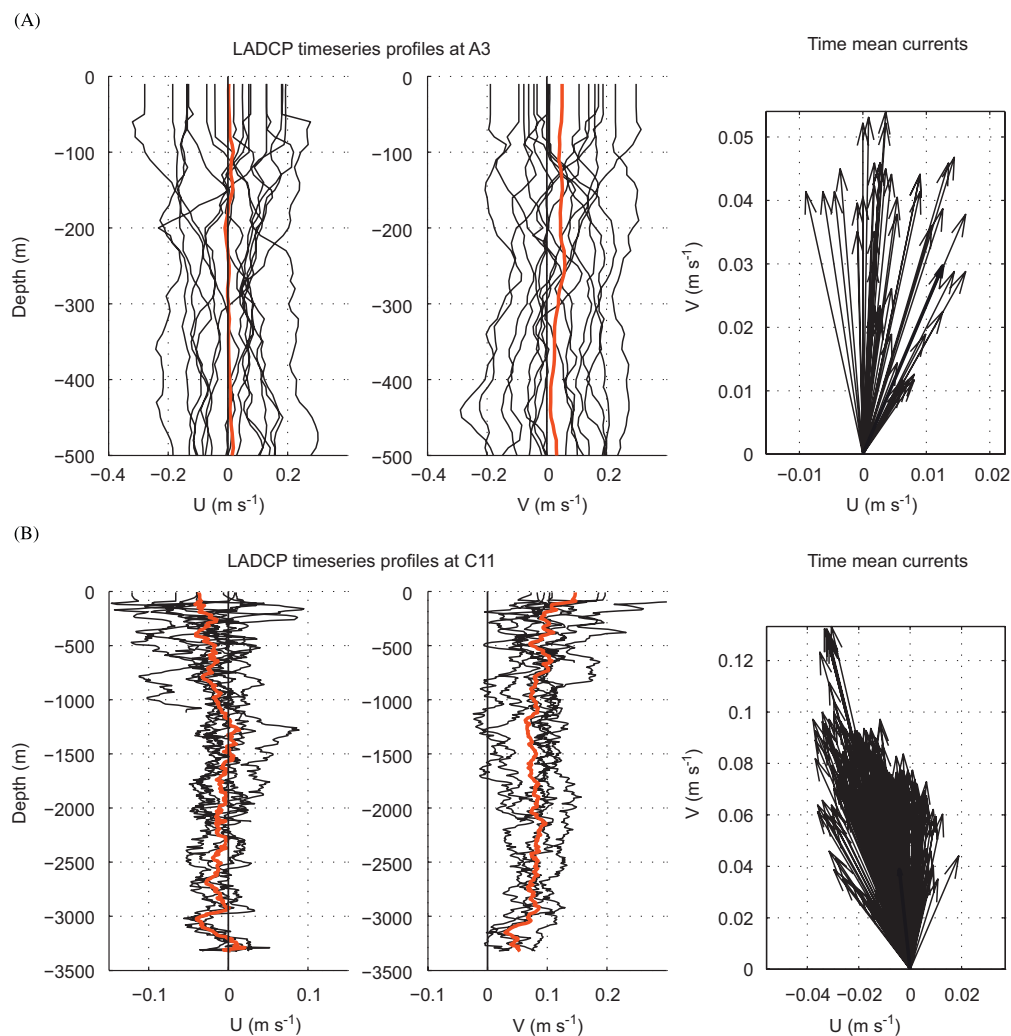


Fig. A1. Repeated LADCP measurements at (A) station A3 and (B) station C11 (see Fig. 1b for their positions). For both stations, the zonal (left) and meridional (middle) current profiles are shown in black together with the time-mean current profiles in red. In the right panels, time-mean current vectors are shown every 10 m in vertical. Note the different scales of time-mean currents used for A3 and C11.

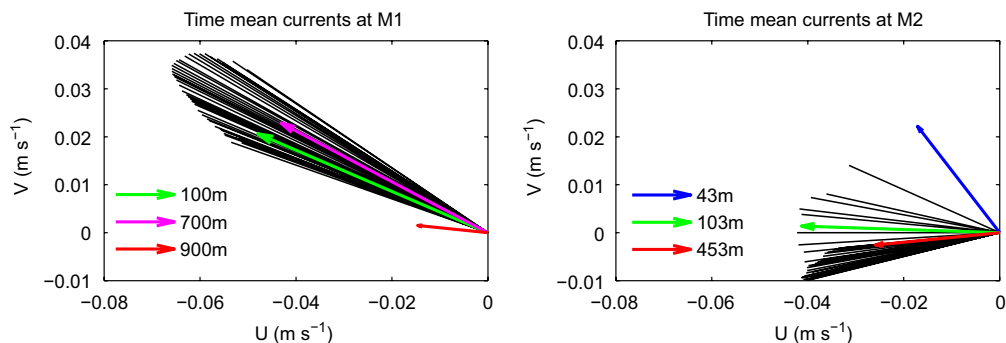


Fig. A2. One-year-mean current vectors at mooring sites M1 (left) and M2 (right). Both moorings contained an up-looking ADCP placed at the nominal depth of 500 m. For M1, two supplementary RCM current meters were placed at 700 and 900 m. ADCP velocity vectors are every 10 m beginning from 100 m for M1 and 43 m for M2. Velocity vectors at several selected depths are shown in color.

chlorophyll. We are also grateful for the financial support from the INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) and the TOSCA program of the CNES (Centre National d'Etudes Spatiales). The original manuscript has been greatly strengthened thanks to constructive comments of two anonymous reviewers.

#### Appendix A. Validity of the bottom reference level in the KEOPS area

In order to estimate the degree to which our estimation of geostrophic currents is affected by the choice of the bottom level of no motion, we examine first the repeated measurements of LADCP profiles at A3 and C11 (Fig. A1). Over the shallow plateau (A3), tidal currents of an amplitude of  $20 \text{ cm s}^{-1}$  constitute a predominant component of total currents, and the time-mean currents over 36-h represent less than 20% ( $< 5 \text{ cm s}^{-1}$ ) of the total currents, with a dominant direction to the north throughout the water column (Fig. A1A). In deep water at the base of the eastern escarpment (C11), tidal currents are much weaker by a factor of three than those over the shallow platform, but the average currents of a total of eight repeated profiles made at time intervals of 2- to 3-h are as strong as tidal currents ( $< 10 \text{ cm s}^{-1}$ ) with a predominant NNW direction throughout the 3300 m water column (Fig. A1B). At this station, the southward velocity component was rarely recorded during the whole period of repeated LADCP measurements. However, we consider these results as only indicative because the time interval used for averaging is too short to yield statistically meaningful time-mean values.

For this latter end, we show in Fig. A2 the one-year mean current vectors in the water column at two mooring sites near A7 (~1000 m depth, M1 hereafter) and A5 (~500 m depth, M2 hereafter) (see Fig. 1B for their geographical positions). At both sites, current measurements were made by up-looking ADCPs moored at around the 500 m depth, with two supplementary RCM current meters at 700 and 900 m at M1. The ADCP-derived time-

mean currents are shown every 10 m from 100 to 560 m for M1 and from 43 to 453 m for M2. The one-year mean near-bottom currents are  $1.6 \text{ cm s}^{-1}$ ,  $276^\circ$  at M1 and  $2.9 \text{ cm s}^{-1}$ ,  $264^\circ$  at M2, both showing an anticlockwise veering by  $30\text{--}60^\circ$  compared to the upper layer. All this information, although not exhaustive, suggests that our bottom referenced geostrophic currents could be biased by up to  $3 \text{ cm s}^{-1}$  at some places over the shallow platform. Consequently, in a weak current area of velocities  $< 3 \text{ cm s}^{-1}$  our method may not work well and even the correct sense of flow cannot be guaranteed.

#### References

- Blain, S., Quéguiner, B., Armand, L., Belviso, S., Bombled, B., Bopp, L., Bowie, A., Brunet, C., Brussard, C., Carlotti, F., Christaki, U., Corbière, A., Durand, I., Ebersbach, F., Fuda, J.-L., Garcia, N., Gerringa, L., Griffiths, B., Guigue, C., Guillerm, C., Jaquet, S., Jeandel, C., Laan, P., Lefèvre, D., Lomonaco, C., Malits, A., Mosseri, J., Obernosterer, I., Park, Y.-H., Picheral, M., Pondaven, P., Remy, T., Sandroni, V., Sarthou, G., Savoye, N., Scouarnec, L., Souhaut, M., Thuilleur, D., Timmermans, K., Trull, T., Uitz, J., van-Beek, P., Veldhuis, M., Vincent, D., Viollier, E., Vong, L., Vagner, T., 2007. Effect of natural iron fertilization on carbon sequestration in the Southern Ocean. *Nature* 446.
- Charrassin, J.-B., Park, Y.-H., Le Maho, Y., Bost, C.-A., 2004. Fine resolution 3D temperature fields off Kerguelen from instrumented penguins. *Deep-Sea Research I* 51, 2091–2103.
- Davis, R.E., 2005. Intermediate-depth circulation of the Indian and South Pacific Oceans measured by autonomous floats. *Journal of Physical Oceanography* 35, 683–707.
- Donohue, K.A., Hufford, G.E., McCartney, M.S., 1999. Sources and transport of the deep western boundary current east of the Kerguelen Plateau. *Geophysical Research Letters* 26, 851–854.
- Gille, S.T., 2003. Float observations of the Southern Ocean. Part I: estimating mean fields, bottom velocities, and topographic steering. *Journal of Physical Oceanography* 33, 1167–1181.
- McCartney, M.S., Donohue, K.A., 2007. A deep cyclonic gyre in the Australian-Antarctic Basin. *Progress in Oceanography* 75, 675–750.
- Mongin, M., Molina, E., Trull, T., 2008. Seasonality and scale of the Kerguelen plateau phytoplankton bloom: a remote sensing and modeling analysis of the influence of natural iron fertilization in the Southern Ocean. *Deep-Sea Research II*, this issue [doi:10.1016/j.dsr2.2007.12.039].
- Niiler, P., Maximenko, N.A., McWilliams, J.C., 2003. Dynamically balanced absolute sea level of the global ocean derived from

- near-surface velocity observations. *Geophysical Research Letters* 30 (22), 2164.
- Park, Y.-H., Gambéroni, L., 1995. Large-scale circulation and its variability in the South Indian Ocean from TOPEX/POSEIDON altimetry. *Journal of Geophysical Research* 100, 24,911–24,929.
- Park, Y.-H., Gambéroni, L., 1997. Cross frontal injections of Antarctic intermediate water and Antarctic bottom water in the Crozet Basin. *Deep-Sea Research II* 44, 963–986.
- Park, Y.-H., Gambéroni, L., Charriaud, E., 1991. Frontal structure, transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in the South Indian Ocean sector, 40°–80°E. *Marine Chemistry* 35, 45–62.
- Park, Y.-H., Gambéroni, L., Charriaud, E., 1993. Frontal structure, water masses, and circulation in the Crozet Basin. *Journal of Geophysical Research* 98, 12361–12385.
- Park, Y.-H., Charriaud, E., Fieux, M., 1998a. Thermohaline structure of the Antarctic surface water/winter water in the Indian sector of the Southern Ocean. *Journal of Marine Systems* 17, 5–23.
- Park, Y.-H., Charriaud, E., Ruiz Pino, D., Jeandel, C., 1998b. Seasonal and interannual variability of the mixed-layer properties and steric height at station KERFIX southwest of Kerguelen. *Journal of Marine Systems* 17, 233–247.
- Park, Y.-H., Charriaud, E., Craneguy, P., Kartavtseff, A., 2001. Fronts, transport, and Weddell Gyre at 30°E between Africa and Antarctica. *Journal of Geophysical Research* 106, 2857–2879.
- Park, Y.-H., Fuda, J.L., Durand, I., Naveira Garabato, A.C., 2008. Internal tides and vertical mixing over the Kerguelen Plateau. *Deep-Sea Research II*, this issue [doi:10.1016/j.dsr2.2007.12.027].
- Pazan, S., Niiler, P., 2001. Recovery of near-surface velocity from undrogued drifters. *Journal of Atmospheric and Oceanographic Technology* 18, 476–489.
- Speer, K.G., Forbes, A., 1994. A deep western boundary current in the South Indian Basin. *Deep-Sea Research I* 41, 1289–1303.
- Rio, M.-H., Hernandez, F., 2004. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in-situ measurements and a geoid model. *Journal of Geophysical Research* 109, C12032.
- Roquet, F., Park, Y.-H., Guinet, C., Bailleul, F., Charrassin, J.-B., 2008. Observations of the Fawn Trough Current over the Kerguelen Plateau from instrumented elephant seals. *Journal of Marine Systems*, accepted for publication.



## Annexe C

Article : Direct observations of the ACC transport across the Kerguelen Plateau.  
Park et al., 2009.



## 2 Direct observations of the ACC transport across the Kerguelen Plateau

3 Young-Hyang Park,<sup>1</sup> Frédéric Vivier,<sup>2</sup> Fabien Roquet,<sup>1</sup> and Elodie Kestenare<sup>3</sup>

4 Received 15 June 2009; revised 31 July 2009; accepted 12 August 2009; published XX Month 2009.

6 [1] Major pathways and transport of the Antarctic  
7 Circumpolar Current (ACC) crossing the Kerguelen Plateau  
8 were directly observed during the 2009 Track cruise. The net  
9 eastward transport to the south of the Heard/McDonald  
10 Islands is estimated as 56 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), 43 Sv of  
11 which is tightly channelled into the Fawn Trough that appears  
12 as a predominant cross-plateau gateway of circumpolar flow  
13 associated with the Southern ACC Front (SACCF). There are  
14 also two secondary passages, with one (6 Sv) being attached  
15 to the nearshore slope just south of the Heard/McDonald Islands  
16 and the other (7 Sv) passing through the northern Princess  
17 Elizabeth Trough. With an additional 2 Sv inferred just south  
18 of the Kerguelen Islands, the transport across the entire  
19 plateau amounts to 58 Sv, accounting for  $\sim 40\%$  of the total  
20 ACC transport transiting through the region, 147–152 Sv,  
21 quantities consistent with other independent estimates in  
22 the Indian sector of the Southern Ocean. **Citation:** Park, Y.-H.,  
23 F. Vivier, F. Roquet, and E. Kestenare (2009), Direct observations of  
24 the ACC transport across the Kerguelen Plateau, *Geophys. Res. Lett.*,  
25 36, LXXXXX, doi:10.1029/2009GL039617.

### 27 1. Introduction

28 [2] The Kerguelen Plateau is the largest ( $\sim 16^\circ$  in lati-  
29 tude) near-meridional submarine plateau in the Southern  
30 Ocean and constitutes a major topographic barrier for the  
31 eastward flowing ACC, diverting about two thirds of its  
32 total transport to the north of the plateau, with the remaining  
33 transport having to pass through the vast area between the  
34 Kerguelen Islands and Antarctica [Park et al., 1993]. The  
35 Kerguelen-Amsterdam passage has been relatively well  
36 documented by the Suzil cruise [Park et al., 1993] as well  
37 as by several historical hydrographic sections, yielding a  
38 bottom-referenced geostrophic transport of 95–100 Sv to  
39 the north of the Kerguelen Islands. By contrast, no system-  
40 atic high-quality observations have been made to the south,  
41 especially across the Fawn Trough, a deep passage ( $< 2760 \text{ m}$ )  
42 separating the Kerguelen Plateau into the northern and  
43 southern plateaux. Our knowledge of major flow branches  
44 and associated transports to the south of the Kerguelen  
45 Islands remains therefore largely indirect and debated, with  
46 previous transport estimates ranging from 30 to 100 Sv  
47 [Park et al., 1991; Sparrow et al., 1996; McCartney and  
48 Donohue, 2007, hereinafter referred to as MD07].

49 [3] In February–March 2009 we undertook full-depth  
50 hydrographic and direct current measurements in the Fawn

Trough area during the Track (Transport across the Ker- 51  
guelen Plateau) cruise on board the R/V Marion Dufresne 52  
II. This cruise, which occupied in particular a near-meridional 53  
section across the Fawn Trough and repeated the 54  
western boundary segment of the WOCE (World Ocean 55  
Circulation Experiment) I8S section at  $58^\circ\text{S}$ , has permitted 56  
us to estimate the ACC transport across the plateau and 57  
resolve the current structure south of the Kerguelen Islands. 58  
For a proper interpretation of observations, the frontal 59  
pattern of the study area is reviewed in the next section, 60  
followed by the analysis of Track data in Section 3 and 61  
conclusions in Section 4. 62

### 2. Circumpolar Fronts Across the Kerguelen Plateau

[4] Based on analyses of historical station data available 65  
up to 1990, Orsi et al. [1995] (hereinafter referred to as 66  
OWN) provided a comprehensive map of the ACC fronts. 67  
However, more recent studies utilizing high-quality synop- 68  
tic hydrography collected in the past decade show a sub- 69  
stantial difference in frontal locations compared with OWN. 70  
For example, OWN do not show any front passing through 71  
the Fawn Trough, while evidence of a concentrated strong 72  
flow there has been continuously accumulating [Park and 73  
Gambéroni, 1995; Sparrow et al., 1996; MD07; Park et al., 74  
2008b; Roquet et al., 2009]. The Southern Boundary of the 75  
ACC (SB) of OWN does not extend northward along the 76  
eastern flank of the Kerguelen Plateau but stays south of 77  
 $62^\circ\text{S}$  in the Australian-Antarctic Basin. This is in conflict 78  
with altimetric and direct observational evidence of a 79  
cyclonic subpolar gyre extending northward as far as  $57^\circ\text{S}$  80  
to the east of the Kerguelen Plateau [Park and Gambéroni, 81  
1995; MD07; Aoki et al., 2008]. 82

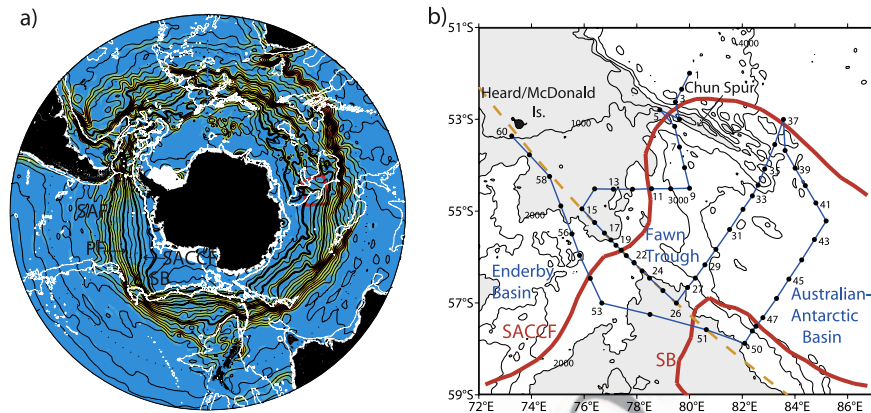
[5] Figure 1a shows the refined circumpolar fronts esti- 83  
mated from the altimetry-derived mean dynamic topography 84  
of Rio and Hernandez [2004], which is qualitatively consis- 85  
tent with those derived from float and subsurface buoy 86  
observations [Gille, 2003; Niiler et al., 2003]. Streamlines 87  
corresponding to four circumpolar fronts were determined 88  
as those associated with strong flow closely overlapping 89  
with previously well-defined frontal locations by OWN and 90  
others in the areas far upstream from the Kerguelen Plateau. 91  
The SB, which in our approach corresponds to the south- 92  
ernmost circumpolar streamline passing through the Drake 93  
Passage, differs near the Kerguelen Plateau by up to  $6^\circ$  in 94  
latitude from that defined by OWN using the property 95  
criterion of  $\theta_{\text{max}} = 1.5^\circ\text{C}$ . However, it lies close to their 96  
initial (but not finally adopted) definition using the 0.35 dyn 97  
m dynamic height contour or the southernmost extent of the 98  
Upper Circumpolar Deep Water using oxygen data (OWN, 99  
Figures 3 and 6). 100

[6] Our SACCF passes right through the Fawn Trough, 101  
corresponding thus to the so-called Fawn Trough Current 102

<sup>1</sup>LOCEAN, DMPA, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, France.

<sup>2</sup>LOCEAN, IPSL, Université Paris VI, Paris, France.

<sup>3</sup>LEGOS, IRD, CNES, CNRS, Université Toulouse 2, Toulouse, France.



**Figure 1.** (a) Surface streamlines in the Southern Ocean estimated from the mean dynamic height of Rio and Hernandez [2004]. Bold streamlines stand for four circumpolar fronts discussed in the text and colour shading represents the relative strength of surface geostrophic currents. The 3000 m isobath (white) and the study area (red) are also indicated. (b) Track cruise map showing the grid of 60 CTDO stations, with two southernmost circumpolar fronts being superimposed. A dotted line is the Jason altimeter ground track #94. Isobaths are every 1000 m and bottom depths <2000 m are shaded.

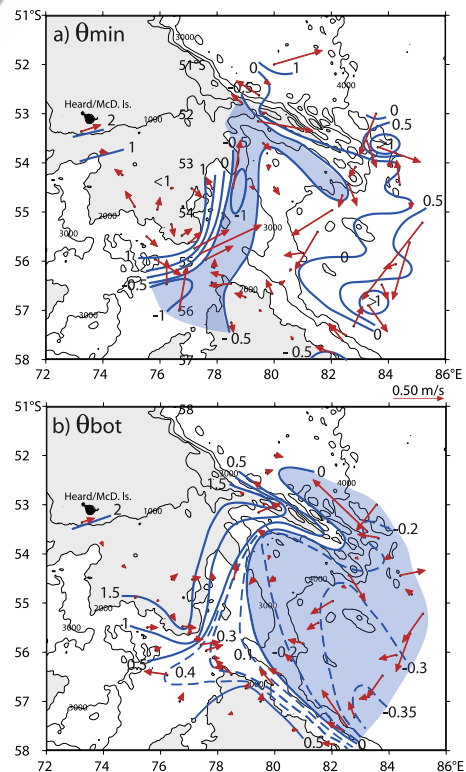
103 [MD07; Park et al., 2008b; Roquet et al., 2009], although  
 104 Sparrow et al. [1996] interpret the latter current as the  
 105 surface expression of the Polar Front (PF). It also differs  
 106 greatly from OWN who used the property criterion of  $\theta_{\max} =$   
 107  $1.8^{\circ}\text{C}$ , which runs rather closer to our SB. Such a difference  
 108 in frontal locations among authors is related to the fact that  
 109 the property value of a given front may not be constant all  
 110 along its circumpolar path [Park et al., 1993; Belkin and  
 111 Gordon, 1996], implying that a criterion using a constant  
 112 property value can locally differ significantly from other  
 113 phenomenological or streamline criteria, especially near the  
 114 Kerguelen Plateau, as already remarked by OWN.

115 [7] The refined SB and SACCF are superimposed on the  
 116 Track cruise map (Figure 1b), which shows a total of 60  
 117 conductivity-temperature-depth-oxygen (CTDO) stations.  
 118 The SB is shown to extend northward up to  $57^{\circ}\text{S}$  over the  
 119 eastern part of the southern plateau, cutting the southern  
 120 cruise track. A western section purposely follows the Jason  
 121 altimeter ground track #94, crossing precisely the Fawn  
 122 Trough at its narrowest point, almost orthogonally to the  
 123 SACCF. Encompassing both the SB and SACCF, this section  
 124 is therefore ideally situated to capture the ACC  
 125 transport across the plateau, while the Deep Western  
 126 Boundary Current (DWBC) originating from Antarctic  
 127 coasts (MD07) can be detected by the south(east)ern section  
 128 that is the repeat WOCE I8S section segment. A lowered  
 129 acoustic Doppler current profiler (LADCP) recorded cur-  
 130 rents throughout the whole water column, in addition to  
 131 measurements of surface-layer currents by a 75 kHz ship-  
 132 borne ADCP (SADCP).

### 133 3. Results

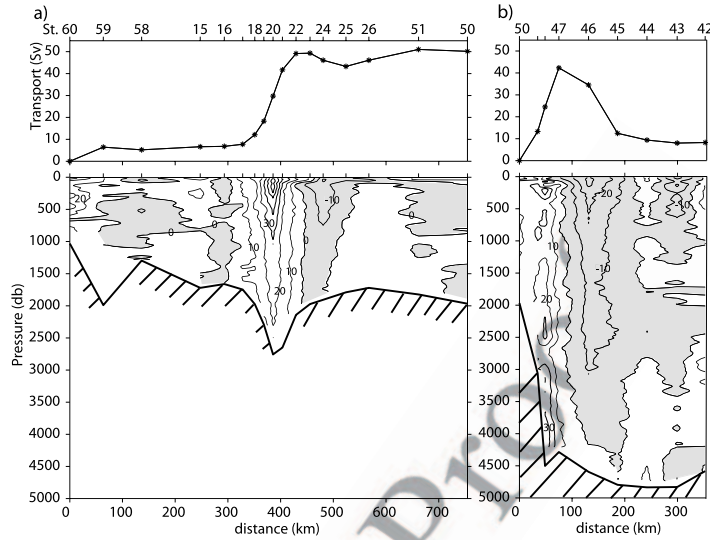
#### 134 3.1. Temperature and Velocity Fields in the Surface 135 and Bottom Layers

136 [8] The large-scale surface circulation pattern of the  
 137 study area is depicted in Figure 2a, which maps the  
 138 temperature of the subsurface temperature minimum (or  
 139 Winter Water) (observed at depths ranging from 60 to



**Figure 2.** Temperature distribution at (a) the subsurface temperature minimum depth and (b) the bottom. Superimposed are the LADCP velocities averaged in the 0–300 m layer for Figure 2a and in the 100 m-thick layer above the bottom for Figure 2b. Areas with temperatures  $<-0.5^{\circ}\text{C}$  and  $<0^{\circ}\text{C}$  are shaded in light blue respectively in Figures 2a and 2b.





**Figure 3.** Vertical profiles of cross-track LADCP velocities (in  $\text{cm s}^{-1}$ ) and cumulative top-to-bottom transport (in Sv) in the (a) western and (b) southern sections discussed in the text. Positive (negative; shaded) velocities stand for the NE (SW) component in Figure 3a and the NW (SE) component in Figure 3b.

140 290 m) together with the superimposed LADCP-derived  
 141 surface layer-mean (0–300 m) velocity vectors. The east-  
 142 ward flow from the Enderby Basin is strongly channelled  
 143 through the Fawn Trough before bending north towards the  
 144 Chun Spur’s northwestern junction, in good agreement with  
 145 *Roquet et al.* [2009]. Most remarkable is the presence of a  
 146 narrow band of very cold water ( $< -0.5^\circ\text{C}$ ) along the  
 147 SACCF, which advects northward through the Fawn Trough  
 148 the coldest Winter Water originating from the southeastern  
 149 Enderby Basin [*Roquet et al.*, 2009], confirming the origin  
 150 of the subsurface cold water tongue observed along the  
 151 eastern flank of the northern Kerguelen Plateau [*Park et al.*,  
 152 2008b].

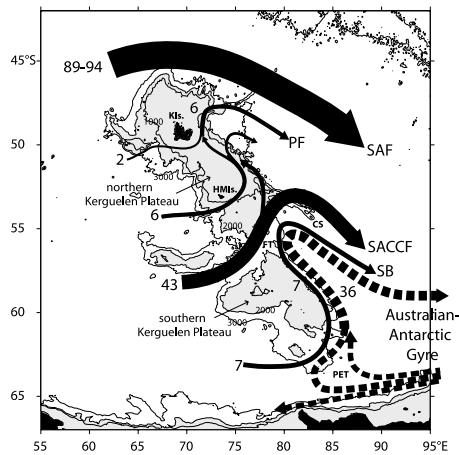
153 [9] Bottom temperatures and associated velocity vectors  
 154 (Figure 2b) reveal a cyclonic circulation pattern within the  
 155 semi-enclosed basin between the Kerguelen Plateau and  
 156 Chun Spur. The DWBC is also seen entering the area near  
 157  $57^\circ30'S$ ,  $82^\circ30'E$  as a concentrated northwestward flow  
 158 attached to the steep escarpment of the southern Kerguelen  
 159 Plateau. The AABW, as defined by temperatures  $< 0^\circ\text{C}$ , does  
 160 not cross the Kerguelen Plateau through the Fawn Trough  
 161 ( $\theta_{\text{bot}} > 0.26^\circ\text{C}$ ) but comes solely from the south alongside  
 162 the northwestward flowing DWBC ( $\theta_{\text{bot}} > -0.36^\circ\text{C}$ ). The  
 163 AABW fills the deep basin at depths  $> 3000$  m and reaches  
 164 as far north as  $53^\circ30'S$  before turning back to the south  
 165 along the western flank of the Chun Spur. Part of the  
 166 AABW rounds the spur to flow northwestward along its  
 167 eastern flank, consistent with the deep-layer transport sche-  
 168 matic of MD07.

### 169 3.2. Transport Estimates of the ACC and DWBC

170 [10] Vertical profiles of cross-track LADCP velocities  
 171 and corresponding transport across the western (Sts. 60–  
 172 58, 15–26, 51–50) and southern (Sts. 50–42) sections are  
 173 shown in Figure 3. In the western section (Figure 3a) most

of the eastward flow is tightly concentrated in the Fawn  
 174 Trough, with the strongest surface flow of  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  being  
 175 found at the deepest site (St. 20, 2760 m). Here, we also  
 176 observe the strongest vertical shear with a velocity decreas-  
 177 ing to  $0.3 \text{ m s}^{-1}$  at 1000 m, below which the velocity is  
 178 nearly constant reaching  $> 0.2 \text{ m s}^{-1}$  at 2000 m, indicating  
 179 that both the baroclinic and barotropic components of cur-  
 180 rent are equally important. A secondary eastward flow branch  
 181 with a depth-averaged velocity on the order of  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  is  
 182 observed on the nearshore slope just south of the Heard/  
 183 McDonald Islands (Sts. 59–60). The net transport across  
 184 this 750 km-long western section amounts to 50 Sv north-  
 185 eastward, 43 Sv of which are concentrated at the SACCF  
 186 passing through the Fawn Trough, mostly within a distance  
 187 of 100 km between Sts. 17 and 22, and 6 Sv immediately  
 188 south of the Heard/McDonald Islands.  
 189

[11] In the southern section (Figure 3b) the northwest-  
 190 ward flowing DWBC is highly barotropic and mostly  
 191 confined within a narrow ( $\sim 75$  km) continental slope (Sts.  
 192 50–47). It is also characterized by a bottom-intensified  
 193 flow, with the highest velocity  $> 0.3 \text{ m s}^{-1}$  being found at  
 194 the bottom at St. 48. With inclusion of a net transport of 1 Sv  
 195 between Sts. 23 and 50 together with 42 Sv at Sts. 50–47,  
 196 the total northward transport of the DWBC amounts to 43  
 197 Sv, a value somewhat smaller than 48 Sv estimated by  
 198 MD07 from the 1994/5 WOCE I8S data. Regarding the  
 199 origin of the DWBC, MD07 remarked that deep and bottom  
 200 waters with temperatures  $> 0.1^\circ\text{C}$  come from the Weddell  
 201 Enderby Basin via the northern Princess Elizabeth Trough,  
 202 while those with temperatures  $< 0.1^\circ\text{C}$  represent the north-  
 203 ward turning branch from the westward flowing Antarctic  
 204 Slope Current. In our data the bottom boundary between  
 205 these two sources (or  $0.1^\circ\text{C}$  bottom isotherm) runs midway  
 206 between Sts. 50 ( $0.39^\circ\text{C}$ ) and 49 ( $-0.22^\circ\text{C}$ ) (see Figure 2b),  
 207 which enables us to attribute  $\sim 7$  Sv (half transport between  
 208



**Figure 4.** Schematic of major pathways and transports (in Sv) of the ACC system (bold continuous lines) and DWBC of the Australian-Antarctic Gyre in the Kerguelen Plateau area based on the synthesis of our major findings and previous work discussed in the text. Topographic features are Kis, Kerguelen Islands; HMIs, Heard/McDonald Islands; FT, Fawn Trough; CS, Chun Spur; PET, Princess Elizabeth Trough.

209 Sts. 50 and 49 plus 1 Sv between Sts. 23 and 50) to the  
 210 contribution from the southernmost ACC branch passing  
 211 through the northern Princess Elizabeth Trough. This leaves  
 212 most of the DWBC transport, 36 Sv, being attributable to  
 213 the contribution from the northward turning of the Antarctic  
 214 Slope Current along the western limb of the cyclonic  
 215 subpolar gyre. Further offshore, the DWBC is largely  
 216 compensated by a poleward transport of 34 Sv that is  
 217 mostly confined within a width of 100 km centered at St.  
 218 46. *Aoki et al.* [2008] described a similar flow pattern,  
 219 although their transport values are much greater than ours.

220 [12] Finally, the reliability of our LADCP velocities has  
 221 been checked in comparison with independent data from the  
 222 SADC to obtain a small mean difference of  $-0.20 \pm$   
 223  $3.6 \text{ cm s}^{-1}$  between LADCP and on-station SADC  
 224 cross-track velocities averaged over the 24–264 m depth  
 225 for the western and southern sections. Uncorrected barotropic  
 226 tidal currents of amplitudes of  $3\text{--}5 \text{ cm s}^{-1}$  [MD07; *Park et*  
 227 *al.*, 2008b] may yield a tidal cycle-averaged rms error on the  
 228 order of  $3 \text{ cm s}^{-1}$ , which should by far dominate the depth-  
 229 averaged LADCP instrument error of  $1.0 \text{ cm s}^{-1}$  [*Hacker et*  
 230 *al.*, 1996], and may thus be considered as a representative  
 231 barotropic velocity error of our LADCP data. By multiply-  
 232 ing this velocity error by a sectional surface for those areas

with significant cross-track velocities, we roughly estimate a  
 transport error of 6–7 Sv for the Fawn Trough and DWBC  
 areas where the transport estimate is 42–43 Sv, suggesting a  
 relative error of  $\sim 15\%$  in our transport estimation.

#### 4. Conclusions

[13] The Track cruise has provided us with high-quality  
 hydrographic and direct current measurement data in the  
 Fawn Trough area, with its western and southern sections  
 having been adequately located to capture the quasi-totality  
 of the ACC transport crossing the entire Kerguelen Plateau.  
 The main results are synthesized in Figure 4 and Table 1  
 summarises our transport estimates in comparison with  
 previous work.

[14] The net eastward transport to the south of the Heard/  
 McDonald Islands amounts to 56 Sv, which is composed of  
 43 Sv associated with the SACCF passing through the Fawn  
 Trough, 6 Sv attached to the nearshore slope just south of  
 the Heard/McDonald Islands, and 7 Sv at the western end of  
 the DWBC flowing northwestward along the eastern flank  
 of the southern Kerguelen Plateau. The latter 7 Sv, which  
 is most likely to be originated from the eastward flow branch  
 associated with the SB through the northern Princess Elizabeth  
 Trough, while its major component (36 Sv) comes from the  
 northward turning of the Antarctic Slope Current along the  
 western limb of the cyclonic subpolar gyre.

[15] The PF just south of the Kerguelen Islands was not  
 directly observed during the cruise, but we infer  $\sim 2$  Sv  
 eastward over the steep nearshore slope with depths  $< 600$  m,  
 assuming a depth-averaged velocity of  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  and a  
 current width of 30 km, as estimated from *Park et al.*  
 [2008a]. We suggest therefore 58 Sv as the total eastward  
 transport across the entire Kerguelen Plateau. According to  
*Park et al.* [1993], the ACC main branch associated with the  
 Subantarctic Front (SAF) north of the plateau should carry  
 89–94 Sv out of the total 95–100 Sv estimated to the north  
 of the Kerguelen Islands because  $\sim 6$  Sv is attributed to the  
 northward flowing PF just east of the islands, where all  
 streamlines over the shallow plateau south of the islands  
 strongly converge [*Park et al.*, 2008a]. These transports  
 estimated to both the north and south of the PF sum up to  
 147–152 Sv as the total ACC transport at the Kerguelen  
 longitude, consistent with independent estimates of  $147 \pm$   
 10 Sv at  $140^\circ\text{E}$  [*Rintoul and Sokolov*, 2001] and 153 Sv  
 south of South Africa [*Gladyshev et al.*, 2008]. Note that  
 these ACC transport estimates in the Indian sector of the  
 Southern Ocean are also consistent with the Drake Passage  
 transport of  $137 \pm 8$  Sv [*Cunningham et al.*, 2003] aug-  
 mented by 10–15 Sv of the Indonesian Throughflow.

t1.1 **Table 1.** Transports (in Sv) of the ACC System and DWBC in the Kerguelen Plateau Area

t1.2	This Study	<i>Park et al.</i> [1991, 1993]	MD07	<i>Sparrow et al.</i> [1996]	<i>Aoki et al.</i> [2008]
t1.3	SAF N of Kerguelen Is.	89–94	95–100 <sup>a</sup>	143	
t1.4	PF S of Kerguelen Is.	2			
t1.5	S of Heard/McD. Is.	6			
t1.6	SACCF-Fawn Trough	43	30	38	65
t1.7	SB-P. Elizabeth Trough	7		21	35
t1.8	DWBC at 58°S	43		48	69

t1.9 <sup>a</sup>6 Sv at the PF just east of the Kerguelen Is. is included.

283 [16] **Acknowledgments.** We acknowledge the captain and crew of the  
 284 R/V Marion Dufresne II as well as all on-board colleagues for their devoted  
 285 contribution to the data acquisition. We thank IPEV for ship time and  
 286 CNES and CNRS/INSU for financial support. We are grateful to Igor  
 287 Belkin, Alejandro Orsi, and two anonymous reviewers for their constructive  
 288 comments, Isabelle Durand for data analysis, and Annie Kartavtseff for the  
 289 treatment of SADCP data.

## 290 References

- 291 Aoki, S., N. Fujii, S. Ushio, Y. Yoshikawa, S. Watanabe, G. Mizuta,  
 292 Y. Fukamachi, and M. Wakatsuchi (2008), Deep western boundary cur-  
 293 rent and southern frontal systems of the Antarctic Circumpolar Current  
 294 southeast of the Kerguelen Plateau, *J. Geophys. Res.*, *113*, C08038,  
 295 doi:10.1029/2007JC004627.
- 296 Belkin, I. M., and A. L. Gordon (1996), Southern Ocean fronts from the  
 297 Greenwich meridian to Tasmania, *J. Geophys. Res.*, *101*, 3675–3696,  
 298 doi:10.1029/95JC02750.
- 299 Cunningham, S. A., S. G. Alderson, B. A. King, and M. A. Brandon  
 300 (2003), Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current  
 301 in Drake Passage, *J. Geophys. Res.*, *108*(C5), 8084, doi:10.1029/  
 302 2001JC001147.
- 303 Gille, S. T. (2003), Float observations of the Southern Ocean. Part I: Esti-  
 304 mating mean fields, bottom velocities, and topographic steering, *J. Phys.*  
 305 *Oceanogr.*, *33*, 1167–1181, doi:10.1175/1520-0485(2003)033<  
 306 1167:FOOTSO>2.0.CO;2.
- 307 Gladyshev, S., M. Arhan, A. Sokov, and S. Speich (2008), A hydrographic  
 308 section from South Africa to the southern limit of the Antarctic Circum-  
 309 polar Current at the Greenwich meridian, *Deep Sea Res., Part I*, *55*,  
 310 1284–1303, doi:10.1016/j.dsr.2008.05.009.
- 311 Hacker, P., E. Firing, W. D. Wilson, and R. Molinari (1996), Direct ob-  
 312 servations of the current structure east of the Bahamas, *Geophys. Res.*  
 313 *Lett.*, *23*, 1127–1130, doi:10.1029/96GL01031.
- 314 McCartney, M. S., and K. A. Donohue (2007), A deep cyclonic gyre in the  
 315 Australian-Antarctic basin, *Prog. Oceanogr.*, *75*, 675–750, doi:10.1016/  
 316 j.pocean.2007.02.008.
- 317 Nilner, P. P., N. A. Maximenko, and J. C. McWilliams (2003), Dynamically  
 318 balanced absolute sea level of the global ocean derived from near-surface  
 319 velocity observations, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(22), 2164, doi:10.1029/  
 320 2003GL018628.
- Orsi, A. H., T. Whitworth III, and W. D. Nowlin (1995), On the meridional  
 extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current, *Deep Sea Res.,*  
*Part I*, *42*, 641–673, doi:10.1016/0967-0637(95)00021-W.
- Park, Y.-H., and L. Gambèroni (1995), Large-scale circulation and its varia-  
 bility in the south Indian Ocean from TOPEX/POSEIDON altimetry, *J.*  
*Geophys. Res.*, *100*, 24,911–24,929, doi:10.1029/95JC01962.
- Park, Y.-H., L. Gambèroni, and E. Charriaud (1991), Frontal structure and  
 transport of the Antarctic Circumpolar Current in the South Indian Ocean  
 sector, 40°–80°E, *Mar. Chem.*, *35*, 45–62.
- Park, Y.-H., L. Gambèroni, and E. Charriaud (1993), Frontal structure,  
 water masses and circulation in the Crozet Basin, *J. Geophys. Res.*, *98*,  
 12,361–12,385, doi:10.1029/93JC00938.
- Park, Y.-H., N. Gasco, and G. Duhamel (2008a), Slope currents around the  
 Kerguelen Islands from demersal longline fishing records, *Geophys. Res.*  
*Lett.*, *35*, L09604, doi:10.1029/2008GL033660.
- Park, Y.-H., F. Roquet, I. Durand, and J.-L. Fuda (2008b), Large-scale  
 circulation over and around the northern Kerguelen Plateau, *Deep Sea*  
*Res., Part II*, *55*, 566–581, doi:10.1016/j.dsr2.2007.12.030.
- Rintoul, S. R., and S. Sokolov (2001), Baroclinic transport variability of the  
 Antarctic Circumpolar Current south of Australia (WOCE repeat section  
 SR3), *J. Geophys. Res.*, *106*, 2815–2832, doi:10.1029/2000JC900107.
- Rio, M.-H., and F. Hernandez (2004), A mean dynamic topography  
 computed over the world ocean from altimetry, in-situ measurements  
 and a geoid model, *J. Geophys. Res.*, *109*, C12032, doi:10.1029/  
 2003JC002226.
- Roquet, F., Y.-H. Park, C. Guinet, F. Bailleul, and J.-B. Charrassin (2009),  
 Observations of the Fawn Trough Current over the Kerguelen Plateau  
 from instrumented elephant seals, *J. Mar. Syst.*, doi:10.1016/  
 j.jmarsys.2008.11.017, in press.
- Sparrow, M. D., K. J. Heywood, J. Brown, and D. P. Stevens (1996),  
 Current structure of the south Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *101*,  
 6377–6391, doi:10.1029/95JC03750.
- E. Kestenare, LEGOS, IRD, CNES, CNRS, Université Toulouse 2, 354  
 18, Av. Edouard Belin, F-31401 Toulouse CEDEX 09, France. 355  
 Y.-H. Park and F. Roquet, LOCEAN, DMPA, Muséum National 356  
 d’Histoire Naturelle, 43, rue Cuvier, F-75005 Paris CEDEX, France. 357  
 (yhpark@mnhn.fr) 358  
 F. Vivier, LOCEAN, IPSL, Université Paris VI, 4 Place Jussieu, F-75252 359  
 Paris CEDEX 05, France. 360