

Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale

Spécialité : **Océanographie Physique**

Présentée par

Jean-François Legeais

**CIRCULATION DE BORD OUEST DE
L'ATLANTIQUE SUD : ANALYSE
D'OBSERVATIONS LAGRANGIENNES ET
HYDROLOGIQUES**

Date de soutenance : 4 novembre 2008

Composition du Jury :

M. Alain Colin de Verdière	Président du jury	LPO, Brest
Mme Christine Provost	Rapporteur	LOCEAN, Paris
M. Yves Gouriou	Rapporteur	IRD, Brest
M. Young-Hyang Park	Examineur	MNHN, Paris
M. Bernard Le Cann	Examineur	LPO, Brest
M. Michel Ollitrault	Directeur de thèse	LPO, Brest
M. Michel Arhan	Directeur de thèse	LPO, Brest

Thèse préparée au Laboratoire de Physique des Océans
UMR n°6523 IFREMER - CNRS - UBO - IRD

Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale

Spécialité : **Océanographie Physique**

Présentée par

Jean-François Legeais

**CIRCULATION DE BORD OUEST DE
L'ATLANTIQUE SUD : ANALYSE
D'OBSERVATIONS LAGRANGIENNES ET
HYDROLOGIQUES**

Thèse préparée au Laboratoire de Physique des Océans
UMR n°6523 IFREMER - CNRS - UBO - IRD

Remerciements

On a l'impression que ça ne se terminera jamais et pourtant même si c'est la première page qui est lue (et parfois la seule...), ces remerciements sont les derniers paragraphes que j'écris de cette thèse : c'est un soulagement ! Une thèse, c'est long et difficile mais ça, on nous l'avait déjà dit avant de commencer et je le confirme a posteriori... Il n'en reste pas moins que ce travail fut une expérience extrêmement intéressante et enrichissante. J'estime aujourd'hui avoir eu de la chance de pouvoir travailler aussi librement et aussi longtemps sur un sujet passionnant. Donc merci.

Merci à toi Michel A. pour la patience que tu as eu avec moi pendant tout ce temps mais surtout pour tout ce que tu m'as apporté : ton expérience, ton approche scientifique et ton sens de l'analyse. Merci également Michel O. d'abord pour le formidable jeu de données que tu as constitué et qui a servi de base à cette thèse mais aussi pour ton sens critique et la rigueur que tu as apportés.

Merci aux rapporteurs Christine Provost et Yves Gouriou ainsi qu'à Alain Collin de Verdière et tous les membres du jury d'avoir pris le temps d'exercer votre jugement sur mon travail.

Merci au LPO de m'avoir accueilli, à Sabrina de m'avoir donné l'opportunité de réaliser mon projet de fin d'études à Cape Town mais aussi de m'avoir permis de terminer ma thèse dans de bonnes conditions et mes remerciements vont là aussi à Herlé. Merci à Richard pour les tous premiers cours d'océanographie que j'ai reçu et qui m'ont marqué (et aussi pour les souvenirs de pauses avec vues sur le goulet...). Merci à Jocelyne pour ton accueil toujours souriant et à tous les membres du labo pour les échanges que j'ai pu avoir avec eux.

J'ai évidemment une pensée particulière pour celles et ceux avec qui j'ai partagé ce travail au fil des années : Eric D. et nos délires dans nos bureaux des premiers algécos, Claire G., Claire M., Guillaume, Camille, Eric dB, Catherine pour tous les moments passés en pause devant la rade à se dire qu'on vient de passer 2h sur un truc qui servira à rien... mais aussi Nicolas K., Héloïse, Gaël, Marc D., Marc F., Gildas, Xavier, Marc P., Raphaël D., Nicolas D., Arnaud, Maxime... Bises à Carole, partie « dans le sud » après ces longues années passées dans les algécos (!) et un immense merci à Thierry d'avoir partagé notre quotidien, pour tes innombrables coup de main informatiques mais surtout pour ces bons moments passés avec toi à

discuter bateau !

Toutes les années que j'ai passées à Brest me laissent de très bons souvenirs et m'ont permis de rencontrer des personnes qui m'ont marqué, notamment pendant les années passées à l'IFREMER à réaliser cette thèse : Marie, Claire Ma., Vincent et Beci, Clément, Damien et Marie-So, Elodie, Sebastiaan, Hélène, Emilie, Nicolas et Coralie, Laurent et Laëtitia, Samuel, Amandine, Xavier, Vanessa, Anne, Raphaël, Thomas, Rodolphe. Les années à Brest n'auraient pas été ce qu'elles ont été sans ces longs moments passés sur l'eau et je n'oublie donc pas ici Pol, Jeff « Sénior », Guy et Jacqueline, le Mainpos, Grégoire, Nicolas K., Nicolas G., Benoit, Jean-Yves, Frédéric et tous ceux avec qui j'ai trinqué à l'arrivée !

Je remercie ma famille et en particulier papa et maman : vous m'avez toujours encouragé dans ce que j'ai fait et incité à aller de l'avant et ça a été le cas pour cette thèse donc merci mille fois simplement d'être là. Et enfin ces années n'auraient pas eu du tout le même intérêt et je n'aurais pas eu la même motivation si ma petite Manou n'avait pas été là. Donc un grand merci à toi de m'avoir supporté et soutenu, d'avoir partagé ce bout de chemin avec moi et de continuer à m'accompagner.

Table des matières

Contexte et motivation scientifique	4
1 Introduction générale	5
1.1 Etat des connaissances	5
1.2 Objectifs et plan de la thèse	11
1.3 Les données utilisées dans l'étude	12
1.3.1 Les radiales hydrologiques	12
1.3.2 Les flotteurs lagrangiens	14
1.4 Circulation moyenne et propriétés de la AAIW dans l'Atlantique Sud- Ouest par les flotteurs lagrangiens	16
1.4.1 Vitesse moyenne	17
1.4.2 Température moyenne	19
1.4.3 Energie cinétique turbulente	19
2 Combinaison de données hydrologiques et de flotteurs lagrangiens pour l'étude du régime de bord ouest dans l'Atlantique Sud de 50°S à 5°S	22
2.1 Les masses d'eau	22
2.2 Niveaux et vitesses de référence	24
2.2.1 Radiales transverses au talus continental	25
2.2.2 Radiale quasi méridienne A17	26
2.3 Structure méridienne des courants de bord ouest par la radiale A17 .	34
2.3.1 Limites méridiennes et verticales des courants entre la côte et A17	34
2.3.2 Apport du SEC et transports du BC et du NBUC	37
2.4 Structure des courants de bord ouest par les radiales transverses . . .	41
2.4.1 Largeur des courants	42
2.4.2 Variation méridienne de la structure transverse des courants .	44
2.4.3 Distribution verticale des transports des courants	47
2.4.4 Circulation thermohaline et forcée par le vent	49
2.4.5 Surfaces de vitesse nulle le long des radiales transverses	50

3	Caractérisation du régime de courant de bord ouest par les flotteurs lagrangiens aux profondeurs intermédiaires	53
3.1	Sélection des flotteurs dans l'IWBC	54
3.1.1	Méthode	54
3.1.2	Critères de sélection	55
3.1.3	Temps de résidence et distance parcourue par les flotteurs dans l'IWBC	64
3.2	Structure méridienne des courants dans la région de bord ouest	65
3.2.1	Le courant du Brésil vu par les flotteurs lagrangiens	65
3.2.2	Variation méridienne des vitesses de l'IWBC et du BC	67
3.3	Structure transverse des courants dans la région de bord ouest	70
3.3.1	Coupes transverses des vitesses	70
3.3.2	Les contre-courants dans le régime de bord ouest	73
3.3.3	Structure verticale des courants et transport de AAIW	77
3.4	Activité de méso-échelle	81
3.4.1	Régime tourbillonnaire aux abords du bord ouest	81
3.4.2	Activité de méso-échelle dans le régime de bord ouest	85
3.5	Temps de parcours des flotteurs dans l'IWBC	88
3.6	Entrées et sorties des flotteurs dans et depuis l'IWBC	89
3.6.1	Méthodes	89
3.6.2	Comparaison et analyse des résultats	91
3.6.3	Paramètres influençant les entrées et sorties des flotteurs dans et depuis l'IWBC	92
4	Zoom sur la bifurcation de Santos et la région du bord ouest entre VTR et 15°S	94
4.1	La bifurcation de Santos : naissance de l'IWBC	94
4.1.1	Trajectoires des flotteurs	94
4.1.2	Vitesses et transports	96
4.1.3	Energie cinétique	99
4.1.4	Formation de tourbillons sur le plateau de Santos	100
4.2	Écoulement dans la zone de bathymétrie perturbée entre 20°S et 15°S	104
4.2.1	Continuité de l'IWBC de part et d'autre de la région	104
4.2.2	Traversée de VTR par l'écoulement de AAIW	106
4.2.3	Formation de tourbillons en aval de VTR	110
4.2.4	Échange entre l'intérieur du bassin et le bord ouest entre VTR et 18°S	114
4.2.5	Reprise de l'IWBC au nord de 15°S	116

5	Influence de la bathymétrie sur l'écoulement	120
5.1	Caractérisation de la bathymétrie le long du bord ouest	120
5.1.1	Bathymétrie latérale à l'IWBC à 800m	122
5.1.2	Bathymétrie sous-jacente à l'IWBC	122
5.2	Relation entre la bathymétrie et l'écoulement au bord ouest	124
5.2.1	Bathymétrie latérale et écoulement moyen	124
5.2.2	Bathymétrie sous-jacente et écoulement moyen	131
5.3	Analyse locale d'effets bathymétrique sur l'IWBC	133
5.3.1	Décollement d'un courant de bord au passage d'un cap	133
5.3.2	Développement d'un contre-courant en aval d'un cap	136
5.3.3	Formation d'un tourbillon au passage d'un cap	137
5.3.4	Instabilité d'un courant de bord induit par une variation de la bathymétrie	139
5.3.5	Onde solitaire en aval d'un cap	140
5.4	Rôle de la bathymétrie sur les entrées et sorties des flotteurs vers et depuis l'IWBC	141
5.4.1	Lien entre les variations de la bathymétrie et les lieux d'entrées et sorties	141
5.4.2	Analyse locale des trajectoires lors des entrées et sorties	142
	Conclusions et perspectives	147
	Annexes	150
	A Caractéristiques du régime tourbillonnaire	151
	B Sigles utilisés	157
	Bibliographie	158

Contexte et motivation scientifique

L'océan Atlantique Sud joue un rôle essentiel dans le mélange des masses d'eau car il constitue un lieu de passage obligé des branches « chaude » et « froide » de la circulation thermohaline mondiale (*Stommel, 1957*). Les « eaux chaudes » de la couche supérieure comprennent les eaux centrales et intermédiaires qui transitent vers l'Atlantique Nord. Les « eaux froides » sont constituées de l'eau profonde nord atlantique qui s'écoule vers le sud et de l'eau antarctique de fond qui s'écoule vers le nord. Le flux de chaleur net est dirigé vers le nord, contrairement à la situation dans les autres océans et le flux de masse net est négligeable. La part la plus importante de la circulation a lieu à plusieurs niveaux le long du bord ouest et des recirculations sont trouvées dans l'intérieur océanique, notamment dans les couches hautes forcées par le vent. Un tel régime de courants de bord ouest intenses est un phénomène important de la circulation océanique que l'on retrouve dans tous les océans (*Stommel, 1948; Stommel and Arons, 1960*).

Différentes études ont permis d'améliorer la connaissance des courants de bord ouest dans l'Atlantique Sud mais celles-ci sont généralement locales et ne fournissent pas d'information sur la structure d'ensemble. *Wienders et al. (2000)* ont eu une approche expérimentale couvrant l'ouest du bassin et s'appuyant sur l'hydrologie mais elle ne résoud pas les variations fines des écoulements.

Ces mouvements de petite échelle sont en revanche bien échantillonnés par les flotteurs lagrangiens acoustiques dont un grand nombre ont été lâchés dans l'Atlantique Sud au sein de l'eau antarctique intermédiaire (AAIW)¹. Dans cette étude, nous tirons profit du large domaine couvert par ces données et les utilisons comme référence pour le calcul des vitesses géostrophiques en les combinant avec des mesures d'hydrologie. Cela permet d'estimer les transports des courants de bord ouest entre la surface et le fond sur un vaste domaine latitudinal. De plus les flotteurs autorisent une analyse fine de la structure des courants de bord ouest (aux profondeurs intermédiaires) s'appuyant contre la bathymétrie et permettent de caractériser l'influence de celle-ci sur les écoulements.

¹Nous utilisons dans cette étude les sigles anglais pour le nom de toutes les masses d'eau et des grands courants océaniques, communément utilisés dans la littérature scientifique. La liste de tous les sigles et leur signification est indiquée dans l'annexe B.

Chapitre 1

Introduction générale

Nous présentons dans ce chapitre l'état des connaissances sur la circulation de bord ouest de l'Atlantique Sud et nous montrons que de nouvelles données permettent d'approfondir les études précédentes de façon significative. Les objectifs et le plan de la thèse sont indiqués avant de présenter les données utilisées.

1.1 Etat des connaissances

Les principales caractéristiques de la bathymétrie de l'Atlantique Sud-Ouest sont visibles sur la *figure 1.1*. Le bassin d'Argentine présente des profondeurs supérieures à 6000m vers 45°S-47°S et est bordé au sud par l'escarpement des Malouines. La pente du talus continental est relativement élevée sur le bord ouest de ce bassin et devient plus faible au niveau du plateau de Santos qui s'étend entre 25°S et 27°S. Plus au large à 31°S, le mont Rio Grande culmine à une profondeur inférieure à 1000m et est séparé du plateau par le chenal de Véma (4600m). Entre 20°S et 18°S le banc des Abrolhos constitue un élargissement du plateau continental qui est prolongé au large à 20.5°S par la chaîne de monts sous-marins zonale Vitoria-Trindade (dénommée dans cette étude *Vitoria Trindade ridge* ou VTR). Le passage le moins profond entre ces monts est celui le plus proche de la côte avec un seuil à 1800m de profondeur. Entre VTR et 15°S, l'orientation du talus varie fortement avec une pente élevée. Des monts sous-marins isolés à ~100km au large du plateau atteignent presque la surface. Le talus continental devient plus régulier au nord avec une pente toujours élevée mais est interrompu par le plateau de Recife à 8°S. La plaine abyssale du bassin du Brésil est accidentée par les monts sous-marins de Bahia à ~13°S et de Pernambuco à ~9°S. L'orientation du talus continental varie de 90° au cap Sao Roque (à 5°S) et il s'oriente vers le nord-ouest plus au nord. La dorsale Fernando de Noronha s'étend zonalement à 4°S jusqu'à l'île du même nom à 32°W.

Au sein de la cellule méridienne de circulation associée à la circulation thermohaline, le courant profond de bord ouest (DWBC) transporte vers le sud à tra-

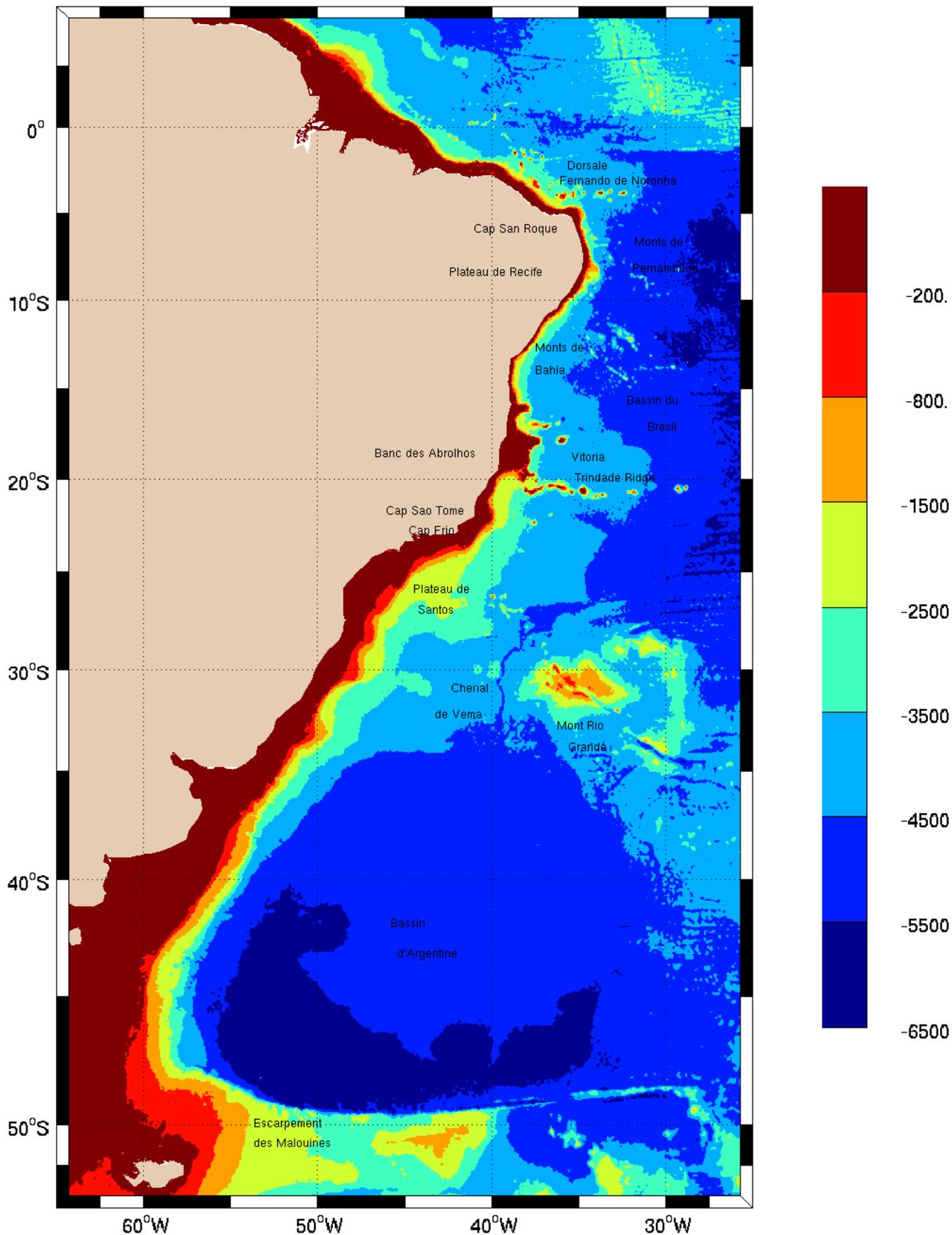


FIG. 1.1: Carte de la bathymétrie de l'Atlantique Sud-Ouest.

vers l'équateur l'eau profonde nord atlantique (NADW), qui surplombe l'écoulement d'eau antarctique de fond (AABW) dense et froide vers le nord. Le DWBC se déstabilise à 8°S pour former des tourbillons anticycloniques, qui selon *Dengler et al.* (2004) assureraient seuls le transport de NADW vers le sud près du bord ouest. A 20°S une part importante de cette masse d'eau est dévié vers l'est par la chaîne de monts sous-marins VTR (*fig. 1.1*) (*Zangenberg and Siedler, 1998; Weatherly et al., 2000; Hogg and Thurnherr, 2005*).

L'eau antarctique intermédiaire (AAIW) et les eaux centrales de l'Atlantique Sud (SACW) sont transportées vers le nord par la branche de retour de la circulation thermohaline mais le chemin suivi par ces masses d'eau dans l'Atlantique Sud est longtemps resté approximatif. Aux profondeurs intermédiaires, les premières données hydrologiques disponibles à l'extrémité sud du bassin ont permis de mettre en évidence le maximum d'oxygène et le minimum de sel caractérisant la AAIW. Cette masse d'eau qui provient du passage de Drake est transportée vers le nord par le courant des Malouines (FC) (*Taft, 1963; Buscaglia, 1971; Reid et al., 1977; Reid, 1989*) contre le bord ouest jusque ~40°S à la zone de confluence (*fig. 1.2*), (*Gordon and Greengrove, 1986; Peterson and Stramma, 1991; Stramma and England, 1999*) où ce courant rencontre le courant du Brésil (BC) dirigé vers le sud.

Le BC apparaît en surface entre 10°S et 15°S (*Stramma et al., 1995*), forme un méandre au cap Frio à 23°S (*Da Silveira et al., 2008*) et *Zemba* (1991) précise qu'il s'intensifie en s'approfondissant vers le sud avec une largeur de l'ordre de 300km entre 27°S et 36°S (dont une partie s'écoule au-dessus du plateau continental). A 36°S, *Zemba* (1991) obtient un transport du BC de 80Sv¹ en incluant les contributions profondes jusqu'à la base de la NADW (~3 500m). Cette valeur élevée est liée à une intense cellule de recirculation vers le nord (*Arhan et al., 2000*).

Les eaux intermédiaires issues de la zone de confluence rejoignent la circulation anticyclonique du gyre subtropical et rentrent dans le bassin du Brésil depuis l'est entre 20°S et 30°S. L'écoulement bifurque alors en deux branches à l'approche du talus continental, l'une vers le pôle Sud et l'autre vers l'équateur. Ce schéma a été confirmé avec plus de détails par *Warner and Weiss* (1992) et *Suga and Talley* (1995). La AAIW est enrichie d'eau intermédiaire de l'océan Indien qui pénètre dans le gyre subtropical dans sa partie orientale via le courant des Aiguilles (*Suga and Talley, 1995; Stramma and England, 1999*). *Talley* (1996) et *Boebel et al.* (1999a) précisent que les eaux intermédiaires nouvellement intégrées dans le gyre sont mélangées avec des eaux qui y ont déjà circulé et dont le maximum d'oxygène s'est atténué. La bifurcation de l'écoulement au bord ouest a lieu vers 28°S au-dessus du plateau de Santos (*fig. 1.2, Boebel et al. (1999a)*). Les 2/3 du courant s'écoulent vers le sud jusqu'à la zone de confluence et recirculent dans le gyre subtropical tel

¹Sv≡10⁶m³.s⁻¹

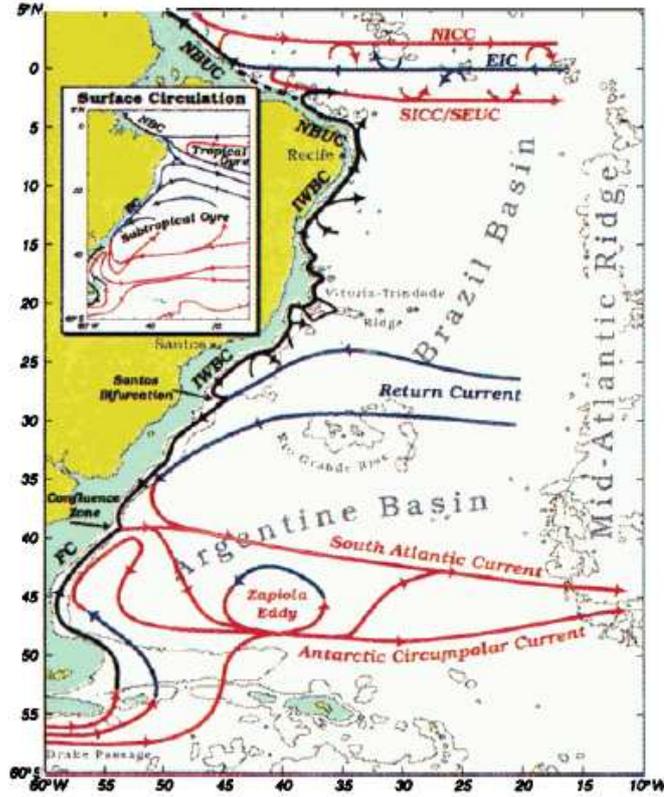


FIG. 1.2: Schéma de la circulation moyenne aux profondeurs intermédiaires dans l'Atlantique sud. Les contours indiquent les isobathes 1000m et 3000m. Les lignes en rouge indiquent des vitesses vers l'est et en bleu vers l'ouest. Un insert issu de *Peterson and Stramma* (1991) montre la circulation proche de la surface. La signification des sigles est indiquée dans l'annexe B (*Boebel et al.*, 1999a).

que mentionné plus haut. *Boebel et al.* (1999a) précisent que le transport des eaux intermédiaires entre 28°S et 38°S a lieu exclusivement vers le sud, tel que l'avait suggéré *Reid* (1994), ce qui peut être vu comme un approfondissement du BC. Le tiers restant s'écoule vers le nord au sein du courant de bord ouest intermédiaire (IWBC) (*fig. 1.2*).

Après son apparition au sein de l'eau intermédiaire vers 800m, l'écoulement vers l'équateur le long du bord ouest est progressivement renforcé vers le nord par de l'eau centrale sud atlantique (SACW) pour devenir le sous-courant nord brésilien (NBUC) qui atteint la surface vers 13°S. Le NBUC est intensifié vers 200m de profondeur entre 10°S et 5°S et ne recevrait aucun apport de l'intérieur du bassin entre ces deux latitudes (*Stramma et al.*, 1995; *Schott et al.*, 1998, 2002). L'intensification en subsurface apparaît sur la coupe de vitesse à 11°S de *Schott et al.* (2005) (*fig. 1.3*) avec un transport du NBUC de $25.4 \pm 7.4 \text{ Sv}$. A 800m au coeur de l'AAIW, la vitesse atteint 25 cm s^{-1} et la largeur est de $\sim 55 \text{ km}$. Plus au large, *Stramma et al.* (1995); *Stramma and Schott* (1999); *Boebel et al.* (1999b); *Schott et al.* (2005) remarquent un contre-courant vers le sud aux profondeurs intermédiaires entre 5°S et 11°S (*fig. 1.3*) mais sans réussir à déterminer son origine ni le chemin qu'il emprunte en aval.

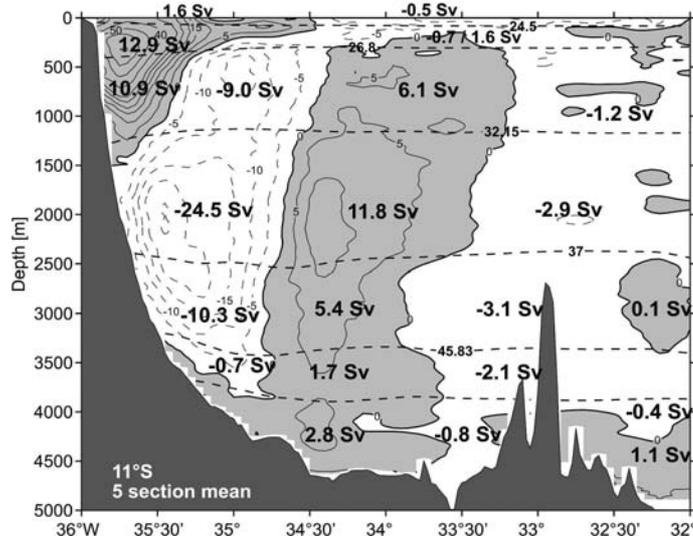


FIG. 1.3: Vitesses ADCP/LADCP (cm s^{-1}) moyennées entre 5 sections normales à la côte réalisées entre 2000 et 2004 à $\sim 11^\circ\text{S}$. Les valeurs de transport sont pour les écoulements vers le nord (en gris) au sein de 3 couches au-dessus de l'isopycne $\sigma_1=32.15\text{kg.m}^{-3}$ et pour l'écoulement vers le sud (en blanc) de NADW dans 3 couches entre cette isopycne et la surface $\sigma_4=45.90\text{kg.m}^{-3}$ qui marque l'interface entre cette masse d'eau et l'eau antarctique de fond (AABW). Les transports de recirculations au large sont également indiqués (*Schott et al.*, 2005).

Contrairement au courant de retour du gyre subtropical qui bifurque vers 28°S à $\sim 800\text{m}$ (*fig. 1.2*), le courant sud-équatorial (SEC) rejoint le bord ouest en surface vers 5°S où il renforce le NBUC (*Peterson and Stramma*, 1991). Celui-ci devient le courant nord brésilien (NBC) intensifié en surface, qui longe la côte vers le nord et traverse l'équateur (insert de la *figure 1.2*). Aux profondeurs intermédiaires la AAIW effectue une excursion dans l'intérieur océanique via les contre-courants intermédiaires sud et nord (SICC et NICC) centrés à $\pm 2^\circ$ de latitude (*fig. 1.2*) (*Stramma and England*, 1999; *Boullès et al.*, 2003; *Schott et al.*, 2003, 2005). Cette eau revient au bord ouest par le courant intermédiaire équatorial (EIC) qui longe l'équateur sous le sous-courant équatorial (EUC) avec une atténuation du maximum d'oxygène de cette masse d'eau. Les trajectoires de flotteurs lagrangiens à 800m et 1 000m de profondeur montrent que ces courants intermédiaires zonaux sont une caractéristique robuste de la circulation équatoriale de l'Atlantique (*Ollitrault et al.*, 2006). Plus en surface, des échanges ont également lieu entre le NBC et le sous-courant équatorial (EUC) centré sur l'équateur à 100m de profondeur, le contre-courant nord équatorial (NECC) en surface entre 3°N et 10°N et le sous-courant nord équatorial (NEUC) à 200m entre 3°N et 5°N , tous dirigés vers l'est (*Peterson and Stramma*, 1991).

L'IWBC qui transporte la AAIW vers le nord intervient d'une part dans la cellule méridienne de circulation en s'opposant au transport d'eau profonde vers le sud par le DWBC et d'autre part dans la cellule de circulation subtropicale en assurant la connexion entre les régions de subduction de l'Atlantique Sud subtropical et les

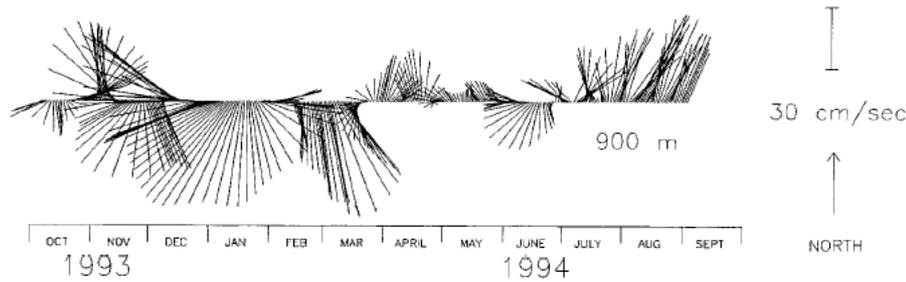


FIG. 1.4: Série temporelle de mesures courantométriques à $18.7^{\circ}\text{S}/37.3^{\circ}\text{W}$ à 900m de profondeur. Les valeurs sont moyennées quotidiennement après 4 lissages par un filtre de Hanning (de poids $1/4, 1/2, 1/4$), équivalent à un filtrage passe-bas de période 8 jours (*Weatherly et al.*, 2000).

courants équatoriaux vers l'est (*Schott et al.*, 2002). L'IWBC joue un rôle important sur le calcul du flux de chaleur vers l'hémisphère Nord car les eaux relativement froides qu'il transporte ($4\text{-}5^{\circ}\text{C}$) tendent à restreindre ce flux de chaleur.

Il est donc important de connaître la structure de l'IWBC et son transport, d'autant plus que l'activité de méso-échelle dans le régime de bord ouest est susceptible de perturber ce transport. *Weatherly et al.* (2000) décrivent une intense activité tourbillonnaire à 900m au pied du talus continental à 19°S à l'aide de mesures courantométriques (*fig. 1.4*). Une autre chaîne de courantomètres à 28°S (*Tarbell et al.*, 1994) a conduit à diverses études qui révèlent toutes une forte activité de méso-échelle aux profondeurs intermédiaires aux abords de la bifurcation de Santos (*Boebel et al.*, 1997; *Müller et al.*, 1998; *Hogg et al.*, 1999).

Toutes les études citées plus haut sont régionales et ne renseignent que sur des aspects locaux de l'écoulement sans fournir une vision d'ensemble du régime de bord ouest. *Reid* (1989) présente la structure globale de l'écoulement mais ne décrit que ses principales caractéristiques. *Wienders et al.* (2000) réalisent une étude d'une grande emprise latitudinale à l'aide de la radiale WOCE² A17 qui s'étend à environ 600km au large entre 50°S et 10°N (*fig. 1.5*). Ils déterminent les transports des masses d'eau parallèles à la côte entre celle-ci et le tracé de A17 avec un modèle inverse. Ce modèle utilise des vitesses à un niveau de référence, données *a priori* et des contraintes de conservation (masse, chaleur, sel, silicate) dans trois boîtes délimitées par la côte et cette radiale. Ils identifient ces transports à ceux des courants de bord ouest et la section A17 procure une bonne résolution méridienne mais de fortes incertitudes subsistent sur la structure zonale des courants car ils ne disposent dans leur étude que de trois radiales transverses sur tout le domaine.

Une description du régime de courants de bord ouest plus précise que celle obtenue jusqu'à présent s'avère nécessaire et certaines caractéristiques de la circulation demandent à être approfondies, telles que l'écoulement de AAIW, sa bifurcation

²World Ocean Circulation Experiment

au-dessus du plateau de Santos, la structure transversale de l'IWBC, l'activité de méso-échelle qui lui est associée, l'existence d'un contre-courant vers le sud.

Les trajectoires d'une centaine de flotteurs lagrangiens de l'expérience SAMBA³ (Ollitrault *et al.*, 1995; Ollitrault, 1999), contribution française au programme WOCE, sont disponibles depuis 2003 et ces flotteurs ont bien échantillonné le régime de bord ouest. Combinées avec la radiale quasi méridienne A17 et avec 16 radiales hydrologiques historiques transverses au talus continental (*fig. 1.5*), ces données à 800dbar permettent d'étendre la description de l'écoulement à toute la colonne d'eau et de fournir une vision globale du régime de bord ouest avec une large emprise latitudinale en précisant les variations fines de l'écoulement. Notre approche se place dans la continuité des travaux de *Wienders et al.* (2000) et présente l'originalité d'utiliser les vitesses des flotteurs pour référencer les profils de vitesse géostrophique à travers les radiales hydrologiques. Contrairement au modèle inverse de *Wienders et al.* (2000) qui requiert un choix de vitesses de référence *a priori*, notre approche utilise des vitesses mesurées. De plus le grand nombre de radiales transverses utilisées assure une bonne résolution latérale de l'écoulement. Par ailleurs, l'IWBC ayant été bien échantillonné par les flotteurs, cela permet d'étudier la structure de ce courant et l'effet de la bathymétrie.

1.2 Objectifs et plan de la thèse

Nous avons présenté dans les paragraphes précédents les principales caractéristiques de la circulation dans l'Atlantique Sud-Ouest et nous avons montré que des précisions sont encore nécessaires. Les données d'un nombre important de flotteurs lagrangiens de subsurface sont disponibles dans cette région de l'océan. Relativement aux mesures d'hydrologie et de courantométrie eulérienne, les mesures lagrangiennes présentent l'avantage de fournir une mesure directe de l'écoulement sur de grandes étendues géographiques. Elles complètent les mesures d'altimétrie satellitaires qui ne donnent les courants géostrophiques que dans des couches superficielles. Elles renseignent également sur les propriétés turbulentes de l'écoulement à moyenne échelle. Ces éléments ont motivé notre travail de thèse dont le fil conducteur est l'exploitation de ces données dans le but de décrire et comprendre l'écoulement de bord ouest qui assure le transfert des masses d'eau inter bassins et inter hémisphérique.

Les objectifs de la thèse sont donc :

- fournir une vision globale de la structure méridienne et zonale (ou transverse) des courants de bord ouest sur toute la colonne d'eau avec une vaste emprise latitudinale en combinant les données flotteurs aux mesures d'hydrologie,
- caractériser la structure de l'IWBC à l'aide des flotteurs à 800dbar,

³SubAntarctic Motions in the Brazil bAsin

- quantifier l’activité de méso-échelle aux profondeurs intermédiaires et
- évaluer l’influence de la bathymétrie sur le courant de bord.

Le plan de la thèse s’articule comme suit : nous terminons ce chapitre d’introduction par la présentation des données utilisées dans l’étude et par une première analyse des mesures lagrangiennes sur tout le domaine échantillonné, afin d’aborder la circulation à grande échelle avant d’étudier des échelles plus petites. Le chapitre 2 présente l’analyse du régime de bord ouest entre 50°S et 5°S en combinant les données flotteurs à la radiale quasi méridienne A17 et aux radiales transverses, dans la continuité des travaux de *Wienders et al.* (2000) et *Arhan et al.* (2000). Disposant d’une vision globale des courants de bord ouest de l’Atlantique Sud, nous nous focalisons dans le chapitre 3 sur la caractérisation de ces courants aux profondeurs intermédiaires, notamment l’IWBC, à l’aide des trajectoires des flotteurs à 800dbar. Celles-ci permettent d’étudier les contre-courants vers le sud et nous mettons en évidence une variation de l’activité de méso-échelle le long du bord ouest. Dans le chapitre 4, nous détaillons la circulation d’une part au-dessus du plateau de Santos où le courant de retour du gyre subtropical bifurque pour donner naissance à l’IWBC et d’autre part entre 20°S et 15°S où la bathymétrie est accidentée et ce courant présente de fortes perturbations. Nous tentons d’évaluer l’influence de la bathymétrie sur l’écoulement dans le chapitre 5 à l’aide du comportement des flotteurs. Enfin, les annexes apportent des précisions sur des éléments abordés dans le manuscrit.

1.3 Les données utilisées dans l’étude

1.3.1 Les radiales hydrologiques

Dans la continuité des travaux de *Wienders et al.* (2000), nous tirons profit de l’existence de la radiale A17 longeant le talus continental sud américain (*fig. 1.5*) pour estimer les transports entre celle-ci et la côte. Les mesures sur toute la colonne d’eau de différents paramètres, incluant la température et la salinité, ont été réalisées entre janvier et mars 1994 pendant la campagne CITHER⁴-2, contribution française au programme WOCE, au sein duquel la radiale est dénommée A17. Une présentation de la campagne et des données peut être trouvée dans *CITHER-2* (1995, 1996). Cette radiale est constituée de 235 stations espacées de 30 milles nautiques⁵, mais plus resserrées au-dessus des fortes variations de la bathymétrie. Pour obtenir une bonne résolution latérale des courants estimés à l’ouest de A17, qui n’a pas été fournie par *Wienders et al.* (2000), nous utilisons 16 autres radiales transverses au talus continental (*fig. 1.5*). Le tableau 1.1 en présente la liste.

⁴CITHER : CIRCulation THERmohaline

⁵1 mille nautique $\equiv 1/60^e$ degré de latitude $\equiv 1.852\text{km}$

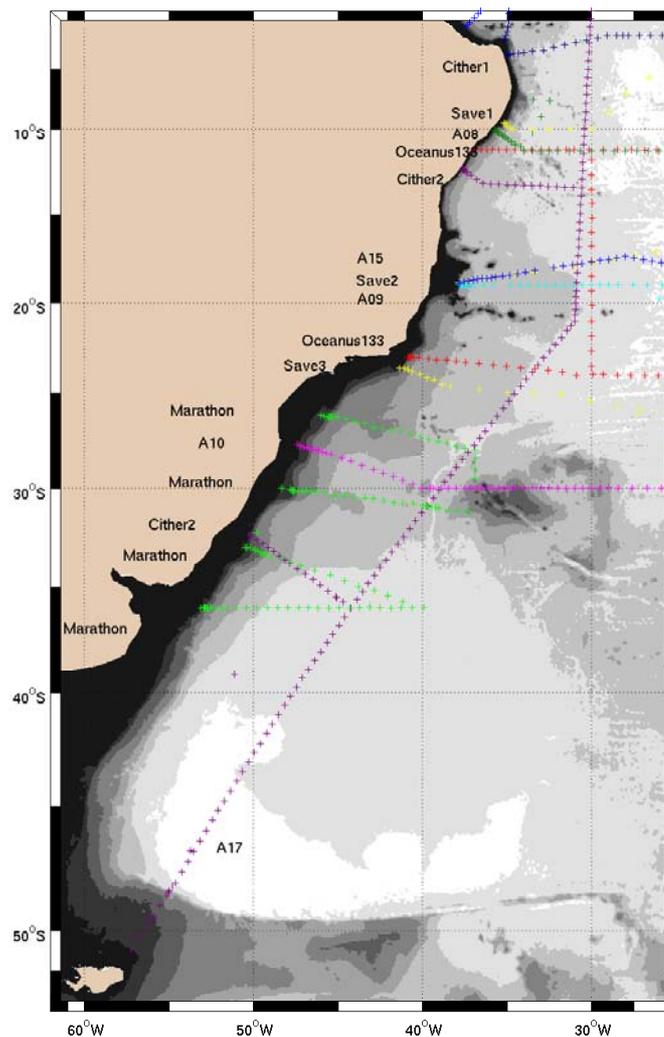


FIG. 1.5: Tracé des radiales hydrologiques utilisées dans cette étude avec les noms correspondants. La bathymétrie est représentée par les isobathes 200m, 800m et tous les 1 000m de 1 500m à 5 500m.

Campagne	Latitude	Date	Campagne	Latitude	Date
Cither-1	5°S	jan - 1993	Oceanus-133	23°S	fév - 1983
Save 1	10°S	nov - 1987	Save 3	24°S	fév - 1988
A08	10.5°S	avr - 1994	Marathon	27°S	déc - 1984
Oceanus-133	11°S	mar - 1983	A10	29°S	jan -1993
Cither-2	13°S	fév - 1994	Marathon	31°S	déc - 1984
A15	19°S	mai - 1994	Marathon	34°S	nov - 1984
Save 2	19°S	jan - 1988	Cither-2	35°S	jan -1994
A09	19°S	fév - 1991	Marathon	36°S	nov - 1984

TAB. 1.1: Radiales hydrologiques normales au talus continental utilisées dans l'étude.

1.3.2 Les flotteurs lagrangiens

Le développement et l'utilisation de techniques lagrangiennes dans les programmes expérimentaux ont connu un essor important depuis une vingtaine d'années. L'intérêt de ces appareils est qu'ils dérivent avec la masse d'eau dans laquelle ils se trouvent. Plusieurs types d'instruments existent et *Davis and Zenk* (2001) présente une revue des différents flotteurs.

Les flotteurs que nous utilisons dans notre étude sont des flotteurs Marvor⁶ qui ont été déployés au cours de l'expérience SAMBA (*Ollitrault et al.*, 1995; *Ollitrault*, 1999), dans le but d'étudier la circulation de la AAIW dans l'Atlantique équatorial et le bassin du Brésil. Ces flotteurs décrivent des cycles au cours desquels ils plongent jusqu'à 800dbar, dérivent pendant 2 ou 3 mois puis remontent en surface. Ils sont de type RAFOS⁷ car ils reçoivent et enregistrent les signaux émis par des sources acoustiques fixes, ce qui permet de les positionner en profondeur une fois par jour (*Rossby et al.*, 1986). Des mesures de la pression et de la température sont également effectuées en profondeur quotidiennement. Une fois remonté en surface à la fin du cycle, les données sont transmises via les satellites du système ARGOS et le flotteur enchaîne des cycles successifs pendant 3 à 5 ans. Leurs positions sont calculées a posteriori par triangulation à partir des temps de propagation entre sources acoustiques et flotteurs. Le nombre de sources acoustiques a varié au cours de l'expérience SAMBA entre 1994 et 2003 et l'incertitude sur le positionnement des instruments sera discutée par la suite. Ces flotteurs sont isobares et sont donc susceptibles de traverser les surfaces d'iso densité potentielle (isopycne), particulièrement près du bord ouest où celles-ci peuvent être très inclinées. Un filtrage de Lanczos est effectué sur les séries temporelles des latitudes et longitudes des flotteurs (positions brutes) avec une période de coupure de 3 jours et une demi-largeur du filtre de 10 jours. Des fonctions splines cubiques sont ensuite adaptées à ces séries temporelles de latitudes et longitudes pour estimer les composantes vers l'est et le nord des vitesses des instruments (*Ollitrault et al.*, 1995). Les trajectoires ainsi obtenues de la centaine de flotteurs Marvor couvrent l'Atlantique Sud-Ouest et équatorial vers 800dbar (*fig. 1.6*) et représentent en cumulé environ 300 ans de données.

Dans le chapitre 2, nous référençons les vitesses géostrophiques à travers A17 avec les vitesses des flotteurs mais le jeu de données ne couvre pas le sud de la zone et nécessite donc d'être complété. Nous utilisons pour cela les flotteurs de l'expérience DBE⁸ (*Boebel et al.*, 1999a,b), également de type RAFOS mais monocycles. Ils ont échantillonné une partie de l'Atlantique subtropical près du bord ouest dans les eaux intermédiaires. Enfin des flotteurs de type ALACE⁹ (*Davis et al.*, 1996) viennent

⁶Hippocampe en breton

⁷Acronyme inverse de SOFAR : Sound Fixing and Ranging"

⁸Deep Basin Experiment

⁹Autonomous LAGRangian Circulation Explorer

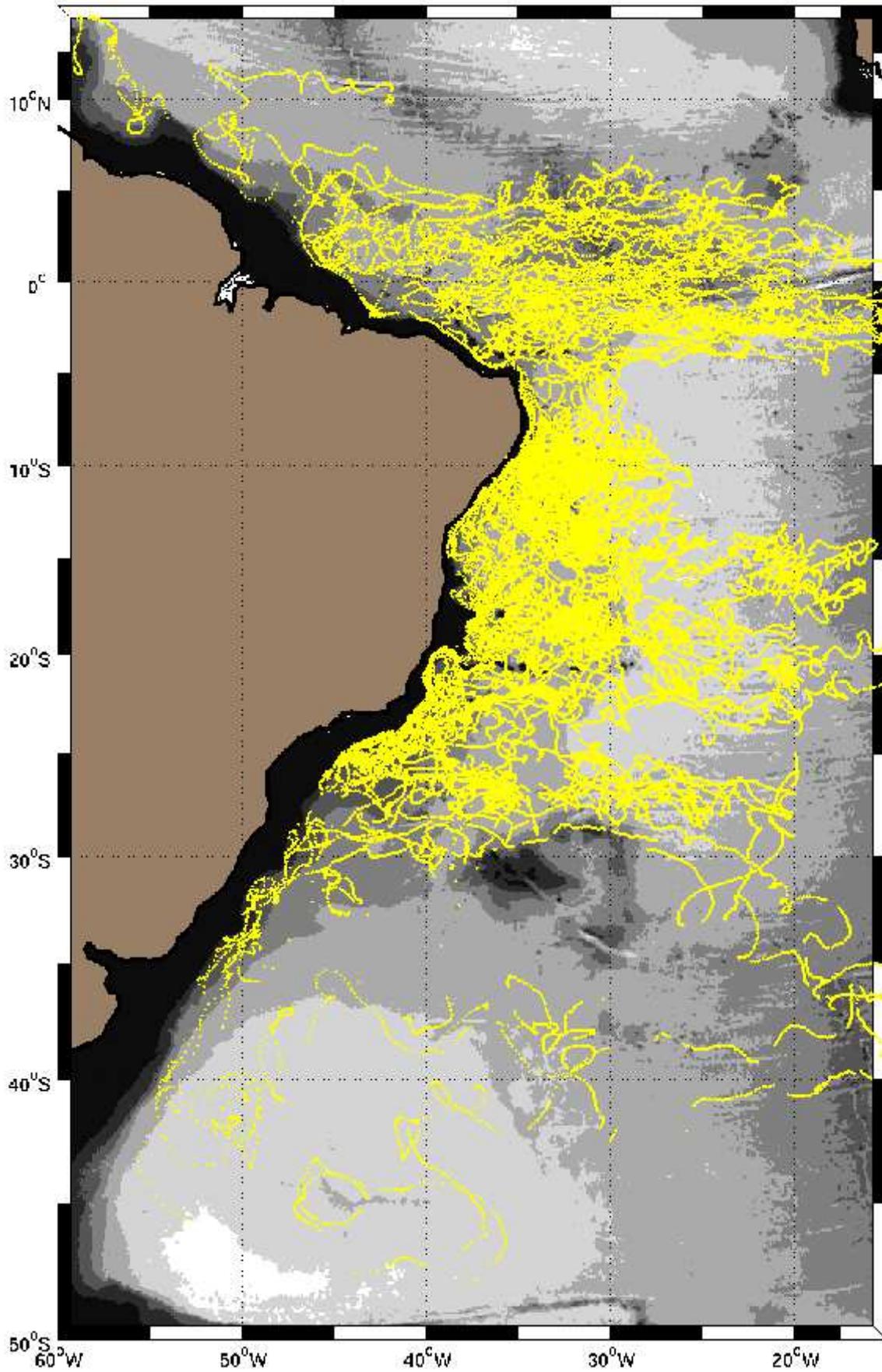


FIG. 1.6: Trajectoires des flotteurs de l'expérience SAMBA dans l'Atlantique Sud-Ouest. Les contours bathymétriques sont les isobathes 800m et de 1 000m à 6 000m tous les 1 000m.

compléter l'ensemble des données dans le bassin d'Argentine. Ceux-ci plongent à 800dbar, dérivent à cette profondeur et remontent en surface où ils restent pendant plusieurs heures pour être positionnés. Contrairement aux RAFOS, les flotteurs ALACE ne sont pas localisés de façon acoustique en profondeur mais uniquement par leurs positions en surface (données par le système ARGOS) à la fin de chaque cycle. La durée de ceux-ci est inférieure à 15 jours pour 86% des 2437 mesures disponibles mais peut atteindre 25 jours. Les données qu'ils fournissent ne sont donc que des déplacements entre le début et la fin des cycles.

1.4 Circulation moyenne et propriétés de la AAIW dans l'Atlantique Sud-Ouest par les flotteurs lagrangiens

Dans cette section, nous regroupons l'ensemble des données des flotteurs SAMBA, essentiellement réparties entre 30°S et 5°N, par boîtes de 1°×1° afin d'obtenir au sein de la AAIW, les champs moyens de la vitesse, de la température et de l'énergie cinétique turbulente (EKE).

Davis (1991) rappelle que les valeurs de ce type de champ eulérien issu de données lagrangiennes moyennées par boîtes sont sujettes à un biais dû à la distribution non uniforme des données. En effet, comme un traceur, les flotteurs se déplacent des régions où ils sont en moyenne en forte concentration vers les régions de plus faible concentration. Si C est la concentration des flotteurs moyennée sur la période utilisée pour déterminer la vitesse moyenne U , alors l'erreur sur la vitesse moyenne des flotteurs sera $\delta U = -K \text{grad} \ln C$ (*Davis*, 1991). Dans le cas de flotteurs déployés dans un courant de bord typique où la concentration moyenne de ceux-ci double sur une distance de 200km avec un coefficient de diffusivité K de $O(4 \times 10^3 \text{m}^2 \text{s}^{-1})$, l'erreur à travers le courant peut atteindre une valeur significative de 2cm s^{-1} sur l'écoulement moyen mesuré par les flotteurs.

Si on néglige ce biais dû à la distribution non uniforme des données, l'erreur sur la moyenne calculée dans une boîte est donnée par le rapport de l'écart-type et de la racine carrée du nombre de degrés de liberté dans la boîte, $\sigma / \sqrt{N_{ddl}}$ (*Ollitrault et al.*, 1995). Ce nombre de degrés de liberté (N_{ddl}) est représentatif du nombre de mesures non corrélées (approximativement indépendantes) et $N_{ddl} \sim T/2 T_L$ où T est la durée de l'échantillon et T_L le temps intégral lagrangien. Les plus fortes densités de données flotteurs sont relevées le long du bord ouest du bassin du Brésil jusqu'au plateau de Santos à 27°S où l'on trouve plusieurs boîtes de 1°×1° regroupant jusqu'à plus de 600 mesures quotidiennes, soit 30 degrés de liberté si $T_L=10$ jours, ordre de grandeur du temps intégral lagrangien dans la région (*Ollitrault*, 1999).

1.4.1 Vitesse moyenne

La *figure 1.7* présente le champ de vitesse moyenne issu des flotteurs et illustre la circulation de grande échelle à 800dbar dans l'Atlantique Sud-Ouest. Contrairement à la branche nord du gyre subtropical en surface qui s'écoule vers le nord-ouest en diagonale à travers le bassin (insert de la *figure 1.2*), l'écoulement aux profondeurs intermédiaires est zonal vers l'ouest et reste confiné au sud de VTR (20.5°S). L'échantillonnage du courant est interrompu à 30°S mais *Boebel et al.* (1999a) et *Boebel et al.* (1999b) précisent, en utilisant d'autres données lagrangiennes, qu'il s'étend plus au sud (cf. chapitre 4, *fig. 4.1*).

Les vitesses moyennes les plus faibles observées sont trouvées dans le bassin du Brésil (de ~ 0.1 à 2.5 cm s^{-1}). Cet affaiblissement de la circulation aux latitudes subéquatoriales est associé au déplacement vers le pôle du courant de retour du gyre subtropical de $\sim 13^\circ\text{S}$ près de la surface jusque 27°S - 28°S aux profondeurs intermédiaires (*fig. 1.2*). On trouve donc à ces dernières profondeurs une zone peu ventilée aux basses latitudes associée aux faibles vitesses dans le bassin du Brésil.

La bifurcation de l'écoulement de AAIW est visible au-dessus du plateau de Santos à 27°S - 28°S . La circulation dans cette zone sera étudiée dans le chapitre 4. Cette bifurcation conduit d'une part à un courant vers le sud longeant le talus continental qui constitue l'approfondissement du courant du Brésil (près de la côte au sud de 30°S sur la *figure 1.7*). Ce courant ferme la circulation anticyclonique du gyre subtropical en rejoignant la zone de confluence. Aucun écoulement moyen vers l'équateur n'est mesuré près du bord ouest entre 38°S et 28°S , en accord avec *Boebel et al.* (1999a). D'autre part, l'IWBC est décelable vers le nord avec des vitesses moyennes élevées le long du talus continental jusqu'à l'équateur. Celles-ci peuvent atteindre 20 cm s^{-1} et contrastent avec les vitesses plus faibles au large.

Entre 6°S et 13°S , les vitesses adjacentes à l'IWBC indiquent un contre-courant vers le sud, en accord avec les études de *Boebel et al.* (1999b) et *Schott et al.* (2005) (*fig. 1.3*). Un écoulement vers le sud-ouest est également observé au large de l'IWBC entre 22°S et 26°S . Ces contre-courants seront étudiés dans le chapitre 3 à l'aide des trajectoires des flotteurs qui permettent de déterminer leur origine et leur devenir.

La *figure 1.7* révèle une alternance de jets zonaux entre 5°S et 5°N . L'EIC vers l'ouest centré sur l'équateur est encadré par le SICC et le NICC dirigés vers l'est et centrés à $\pm 2^\circ$ de latitude tels que cités au début de ce chapitre. Deux courants vers l'ouest sont également repérés à 4°S et 4°N , appelés Courants Intermédiaires Sud et Nord Equatoriaux (SEIC et NEIC) (*Firing et al.*, 1998). *Ollivrault et al.* (2006) étudient ces jets zonaux et leur variabilité saisonnière avec ces mêmes données de flotteurs et ces éléments ne seront pas discutés dans notre étude.

La circulation de la AAIW dans l'Atlantique Sud-Ouest mise en évidence par ce champ de vitesses moyennes précise le schéma de circulation général suggéré par

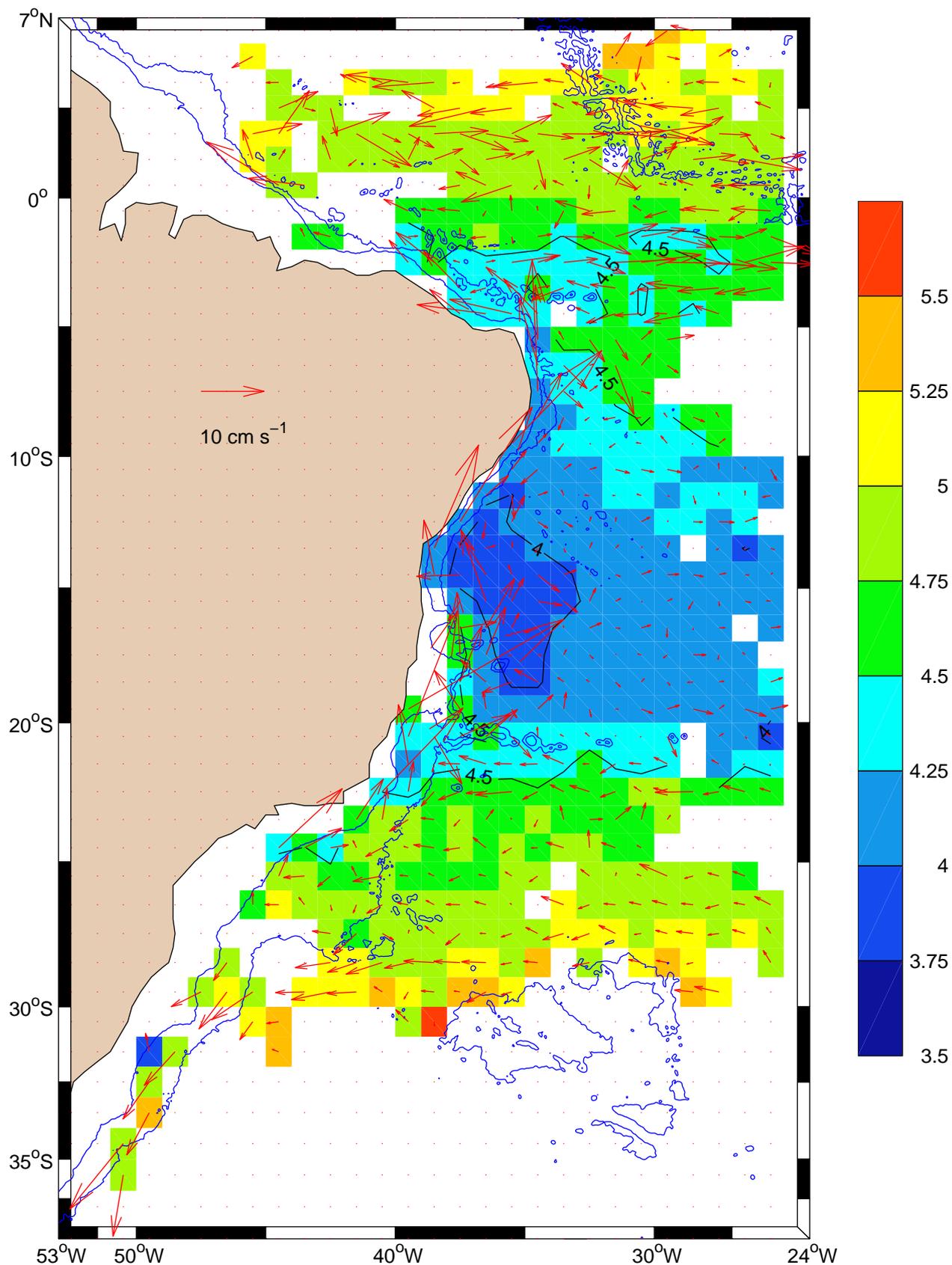


FIG. 1.7: Température mesurée par les flotteurs SAMBA, moyennée par boîtes de $1^\circ \times 1^\circ$ avec au moins 30 valeurs journalières par boîte. Une échelle de couleur est ajoutée et les isothermes 4°C et 4.5°C sont indiquées en noir. Les vitesses des flotteurs moyennées dans ces mêmes boîtes avec au moins 30 valeurs de vitesse quotidienne par boîte (soit 1.5 degré de liberté) sont superposées. Les isobathes 800m et 3000m sont représentées en bleu.

les études précédentes utilisant des mesures in situ (*Peterson and Stramma, 1991; Reid, 1994; Boebel et al., 1999a*) ou des modèles numériques (*England and Garçon, 1993; Marchesiello, 1995*).

1.4.2 Température moyenne

Pour compléter la circulation à grande échelle montrée par les vitesses, la *figure 1.7* présente également le champ de température moyenne mesurée par les flotteurs. Un fort gradient méridien de température est observé à la transition entre les gyres tropical et subtropical avec des valeurs variant de 5.5°C à 4°C entre 30°S et 19°S. Ce gradient est en accord avec les mesures des sections WOCE A10 (30°S) et A09 (19°S) et illustre le caractère zonal du courant de retour du gyre subtropical à ces profondeurs.

Une région d'eau froide inférieure à 4°C est observée le long du bord ouest sur une zone orientée nord-nord-ouest / sud-sud-est entre 19°S et 12°S et à l'ouest de 33°W (*Reid, 1989*). Ce minimum de température à 800m, situé à la latitude du centre du gyre cyclonique tropical (*Stramma and Schott, 1999*), pourrait être une signature de cette circulation cyclonique. Ceci est cependant peu visible par le champ de vitesse moyenne à 800dbar (*fig. 1.7*). Nous associons le décalage de l'isotherme 4°C vers le large dans sa partie sud à l'élargissement du plateau continental entre 16°S et 20°S. Dans le chapitre 4, nous préciserons la circulation dans cette région à l'aide des trajectoires des flotteurs.

La température à 800m augmente dans la direction de l'équateur et dépasse 4.5°C dès 8°S au large à 30°W. Le long des côtes brésiliennes, une langue d'eau inférieure à 4.5°C est repérée presque jusqu'à l'équateur à 40°W, illustrant le transport de AAIW par l'IWBC. L'intrusion de cette langue d'eau froide dans l'intérieur du bassin à 2°S s'atténuant vers l'est est associée au SICC, également mis en évidence par les vitesses moyennes des flotteurs (*fig. 1.7*).

1.4.3 Energie cinétique turbulente

Les champs de vitesse et température moyenne issus des flotteurs ont donné un aperçu de la circulation de la AAIW dans l'Atlantique Sud-Ouest. Les instruments ont suffisamment bien échantillonné la zone pour permettre de d'établir une carte de l'énergie cinétique turbulente (EKE) (*fig. 1.8*). Un fort contraste apparaît entre les valeurs de l'ordre de 10-20 cm² s⁻² dans l'intérieur du bassin et les valeurs de 50 à 100 cm² s⁻² le long du bord ouest. Dans cette bande longeant la côte, on distingue trois zones où les valeurs sont supérieures à 100 cm² s⁻² et traduisent une variabilité accrue de l'écoulement : au-dessus du plateau de Santos à 24°S-27°S, entre 21°S et

¹⁰10 cm² s⁻² = 1 J m⁻³

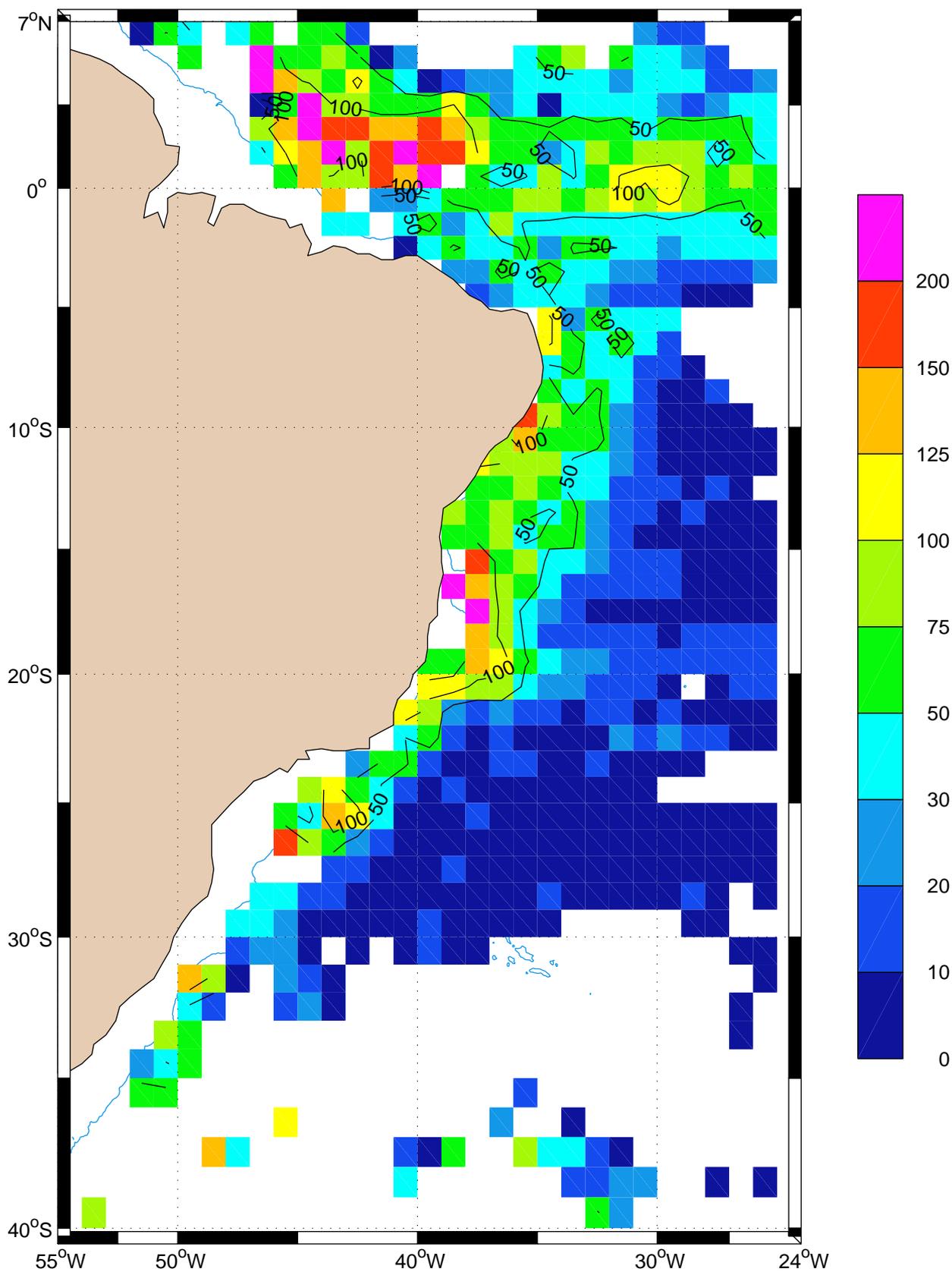


FIG. 1.8: Energie cinétique turbulente moyennée à partir des flotteurs par boîtes de $1^\circ \times 1^\circ$ avec au moins 10 valeurs par boîte. L'isobathe 800m et les contours de 50 et 100 $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ sont indiqués.

15°S ($\sim 150 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$) où la bathymétrie est accidentée et sur le plateau de Recife à 8°S-10°S.

Dans l'étude de la bifurcation au-dessus du plateau de Santos, *Boebel et al.* (1997) et *Boebel et al.* (1999b) donnent des valeurs de EKE de 1 à 2 J m^{-3} ($10\text{-}20 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$) au large du plateau qui augmentent fortement au-dessus de celui-ci, en accord avec le gradient zonal à 25°S montré ici. Au nord de VTR, la série temporelle de mesures courantométriques de *Weatherly et al.* (2000) (*fig. 1.4*) révèle de fortes variations des vitesses enregistrées, tel que montré par les valeurs de EKE élevées sur la *figure 1.8*. Entre 11°S et 5°S, *VonSchuckmann* (2006) présente des valeurs de EKE supérieures à $50 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ le long du bord ouest contrastant avec les valeurs plus faibles dans l'intérieur du bassin, en accord avec nos valeurs. Ces trois régions sont susceptibles d'être des lieux d'échanges entre le régime de bord ouest et l'intérieur du bassin. Après l'analyse de la structure de l'IWBC (chapitre 3), nous détaillerons l'écoulement dans ces trois zones (chapitres 4 et 5).

Nous souhaitons détecter une éventuelle corrélation entre le champ de EKE fourni par les flotteurs à 800dbar et la distribution de ce paramètre en surface. Nous utilisons pour cela les données hebdomadaires de vitesses géostrophiques calculées à partir de la topographie dynamique absolue de la surface de la mer issues de l'altimétrie (Topex/Poséidon)¹¹ entre 1992 et 2006 pour établir la carte de EKE en surface (non montrée). Le champ obtenu présente des valeurs élevées ($\sim 1000 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$) dans les régions de forte activité de méso échelle telles que le long du bord ouest à l'équateur et vers 35°S-40°S à la zone de confluence entre le FC et le BC. En opposition, on trouve des valeurs très faibles ($\sim 10 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$) au niveau du gyre subéquatorial où la variabilité est faible et l'énergie cinétique moyenne (MKE) domine. Contrairement aux profondeurs intermédiaires, le champ de EKE en surface ne présente pas de contraste entre le régime de bord ouest et l'intérieur du bassin.

Une brève analyse des vitesses issues des flotteurs a permis d'illustrer la circulation à grande échelle à 800dbar dans l'Atlantique Sud-Ouest, caractérisée par l'apport de AAIW dans le régime de bord ouest par le courant de retour du gyre subtropical, l'IWBC longeant le talus continental à partir du plateau de Santos et une circulation faible dans le bassin du Brésil. Le champ de EKE révèle une forte activité de méso-échelle dans le régime de bord ouest. Cette description va être précisée, développée et quantifiée dans le chapitre qui suit en combinant les données flotteurs avec les radiales hydrologiques disponibles dans la région.

¹¹données accessibles à l'adresse : www.aviso.oceanobs.com/fr/accueil/index.html

Chapitre 2

Combinaison de données hydrologiques et de flotteurs lagrangiens pour l'étude du régime de bord ouest dans l'Atlantique Sud de 50°S à 5°S

Dans la continuité de *Wienders et al.* (2000), nous utilisons la radiale quasi méridienne A17 (*fig. 1.5*) pour déterminer la structure méridienne des transports dans le régime de bord ouest sur toute la colonne d'eau et avec une vaste emprise latitudinale. Notre approche présente l'originalité d'exploiter les vitesses réelles des flotteurs pour référencer les profils géostrophiques et d'utiliser 16 radiales supplémentaires (section 1.3) pour préciser la structure transverse de l'écoulement. Nous commençons par un rappel des masses d'eau présentes dans le bassin avant de déterminer les vitesses de référence pour les calculs géostrophiques. Une première approximation des courants de bord ouest est obtenue avec les transports estimés entre la côte et A17. L'exploitation des radiales transverses permet ensuite de préciser la structure latérale des courants.

2.1 Les masses d'eau

Mémery et al. (2000) ont décrit la distribution des masses d'eau le long du bord ouest de l'Atlantique Sud sur la base de la radiale A17, permettant à *Wienders et al.* (2000) de déterminer les isopycnes ¹ séparant ces masses d'eau et de calculer les transports de volume à travers la radiale. Nous choisissons ici les mêmes iso-

¹Les densités utilisées sont des densités potentielles référencées aux multiples de 1 000 dbar ($\sigma_0, \sigma_1, \sigma_2, \dots$) et leur unité (kg m^{-3}) est omise par la suite.

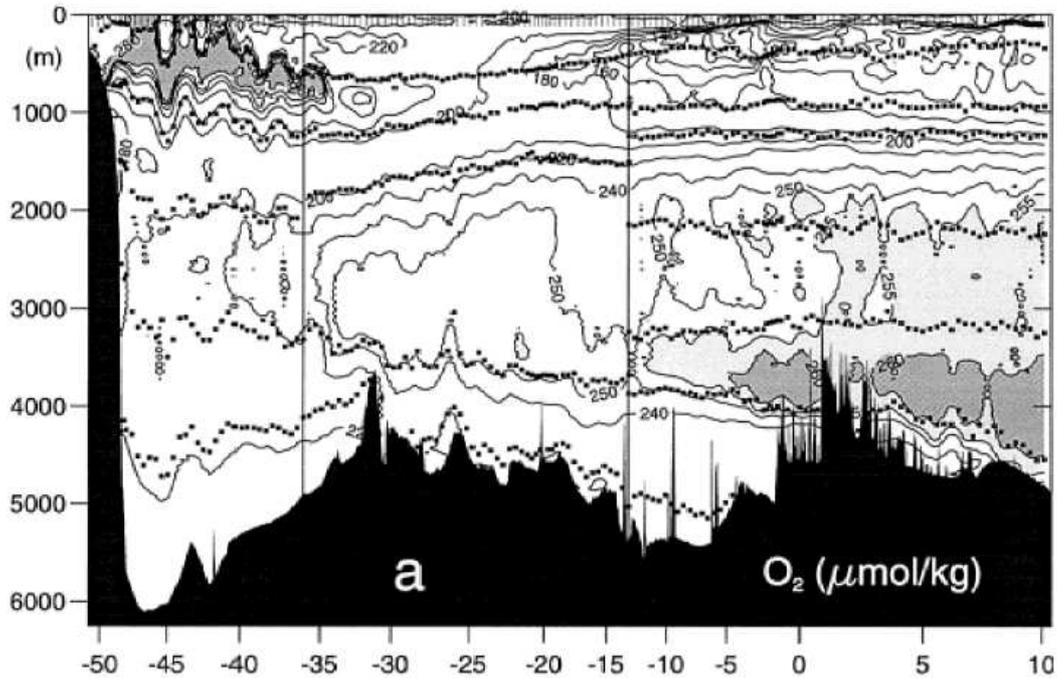


FIG. 2.1: Coupe d'oxygène dissout le long de A17 avec les limites isopycnales des masses d'eau superposées (*Wienders et al.*, 2000).

pycnes (voir *fig. 2.1* et première colonne du tableau 2.1). On y trouve les masses d'eau citées par *Reid* (1989) et déjà mentionnées dans l'introduction. La SACW est subdivisée par les isopycnes $25.2\sigma_0$ et $25.8\sigma_0$ qui marquent la thermocline saisonnière / équatoriale et la base de l'eau à salinité maximale respectivement. De même que *Wüst* (1935), nous distinguons les variétés supérieure, centrale et inférieure de la NADW (UNADW, MNADW, LNADW). La grande étendue latitudinale conduit à modifier les limites isopycnales supérieure et inférieure de la NADW aux latitudes indiquées dans la première colonne du tableau.

Cependant à l'extrémité sud de la radiale (au sud de 48°S), la colonne d'eau présente la particularité de n'être occupée que par des eaux d'origine australe (*Arhan et al.*, 1999) contrairement au reste de la radiale où les eaux proviennent aussi du nord. Ces eaux issues essentiellement du passage de Drake pénètrent dans le bassin d'Argentine par le courant des Malouines (FC) qui transporte la AAIW dans les couches supérieures. La couche de densité occupée par la NADW plus au nord est occupée à ces latitudes par de l'eau circumpolaire. La part de cette eau circumpolaire qui surplombe la NADW plus au nord est la UCDW (*Reid*, 1989). L'eau de fond transportée par le FC est composée d'eau profonde de la mer de Weddell (WSDW) et d'une petite partie d'eau profonde du Pacifique Sud-Est (*Sievers and Nowlin*, 1984) alors que sur le reste du domaine cette eau de fond est subdivisée par l'isopycne $46.04\sigma_4$ entre l'eau profonde de la mer de Weddell (WSDW) et l'eau circumpolaire inférieure (LCPW).

Les deux dernières colonnes du tableau 2.1 présentent les limites isopycnales

	A17	Radiales au sud de 27°S	Radiales au nord de 24°S
Surface	SACW	SACW	SACW
$\sigma_0=27.0$	AAIW	AAIW	AAIW
$\sigma_1=32.0$	UCPW	UCPW	UCPW
$\sigma_2=36.88 / 36^\circ\text{S} / \sigma_2=36.83 / 13^\circ\text{S} / \sigma_1=32.2$	UNADW	$\sigma_2=36.88$	$-\sigma_1=32.2$
$\sigma_2=36.98$	MNADW	NADW	MNADW
$\sigma_3=41.49$	LNADW		LNADW
$\sigma_4=45.87 / 13^\circ\text{S} / \sigma_4=45.90$	AABW	$\sigma_4=45.87$	$\sigma_4=45.90$
Fond			

TAB. 2.1: Limites isopycnales séparant les masses d'eau le long de A17 (cf. *fig. 2.4*) et des radiales transverses au talus continental. Les interfaces sont les mêmes que celles choisies par *Arhan et al.* (2000) et *Wienders et al.* (2000).

le long des radiales transverses au talus continental. Les surfaces retenues sont les mêmes que celles utilisées le long de A17 et le changement d'isopycne au sommet et à la base de la NADW est fait au niveau du plateau de Santos ($\sim 26^\circ\text{S}$), séparant les 6 radiales au sud des 10 autres plus au nord. Pour ces 6 premières, aucune subdivision n'est faite au sein de la SACW et de la NADW.

2.2 Niveaux et vitesses de référence

Nous voulons déterminer les transports des masses d'eau à partir des vitesses géostrophiques à travers les radiales disponibles. Or les mesures d'hydrologie (densité de l'eau sur toute la colonne d'eau) ne permettent d'estimer que des vitesses relatives, nécessitant une information supplémentaire pour référencer les profils de vitesse. *Wienders et al.* (2000) utilisent pour cela un modèle inverse basé sur des considérations de conservation de certains paramètres et nécessitant de fixer des vitesses de référence (à des valeurs raisonnables) *a priori*. Les flotteurs lagrangiens fournissent une vitesse absolue pouvant être utilisée comme référence. Nous présentons dans cette section la détermination de ces vitesses de référence pour les radiales transverses au talus continental puis pour la radiale quasi méridienne A17.

2.2.1 Radiales transverses au talus continental

Radiales transverses de 5°S à 24°S

Les 10 radiales transverses au talus continental entre 24°S et 5°S (*fig. 1.5*) sont situées dans une zone où la densité de données des flotteurs SAMBA (*fig. 1.6*) peut atteindre 3 ans de mesures quotidiennes par degré carré. Ces mesures sont utilisées pour déterminer des vitesses de référence à 800m le long des radiales entre la côte et le tracé de A17. Pour cela les positions des flotteurs situées dans une fenêtre de 160km de large centrée sur le tracé de chaque radiale sont sélectionnées. Les composantes des vitesses normales à la radiale en ces positions sont calculées et celles situées entre deux stations consécutives sont moyennées pour obtenir les vitesses moyennes de référence à 800m.

Les coupes de vitesse géostrophique sont calculées à l'aide de ces vitesses de référence à 800m. Pour les stations situées à des profondeurs plus faibles en haut du talus, les vitesses des flotteurs sont extrapolées vers la côte et les valeurs obtenues sont utilisées comme référence au fond. Ce choix est préféré plutôt que d'utiliser une vitesse nulle au fond car les courants de bord (BC et NBUC) s'appuient contre le relief dans cette région. Pour chaque paire de stations, les profils de vitesse sont calculés de la surface jusqu'à la profondeur commune la plus grande. Les triangles de fond sont complétés en prolongeant la vitesse calculée la plus profonde jusqu'au fond. La présence des courants de bord exclut la solution de faire décroître linéairement la vitesse dans ce triangle jusqu'à zéro au fond. Les transports géostrophiques sont alors calculés entre deux surfaces isopycnales entre la côte et le tracé de A17.

La principale limitation de cette approche est liée d'une part au fait que l'on compare des vitesses flotteurs moyennes et une section hydrologique considérée instantanée et d'autre part à la non simultanéité de la réalisation des radiales hydrologiques et du passage des flotteurs. La dérive d'un instrument à travers le tracé d'une radiale au moment de sa réalisation aurait pu permettre de fournir une vitesse absolue de référence mais cela n'a pas eu lieu. Au mieux un flotteur a traversé la radiale transverse Cither2 à 13°S quatre jours après sa réalisation et un autre la radiale A08 à 11°S douze jours avant. De plus, nous négligeons le fait que les flotteurs puissent ne pas être strictement en équilibre géostrophique.

A 23°S-24°S et au nord de 13°S, les trajectoires des flotteurs montrent que l'IWBC est stable, suggérant que la moyenne des vitesses des flotteurs à 800dbar est adaptée pour référencer les courants géostrophiques. En revanche, autour des 3 radiales à ~19°S, la moyenne des vitesses des flotteurs fournit des vitesses de référence pour chaque paire de stations très faibles à cause de la forte activité de méso-échelle aux profondeurs intermédiaires (*fig. 1.4*). Pour valider la référence aux flotteurs, nous tirons profit de la concomittance (spatiale et temporelle) de la radiale A15 et des mesures courantométriques de *Weatherly et al.* (2000). De plus, nous utilisons

les mesures d'altimétrie pour comparer les vitesses géostrophiques de surface. Cela indique que pour la radiale A15, la moyenne des vitesses des flotteurs est une bonne référence le long du talus continental mais qu'au-delà de 300km vers le large, une vitesse nulle entre les eaux profondes et de fond semble plus appropriée. Nous gardons cependant la référence aux vitesses des flotteurs pour les 3 radiales à $\sim 19^\circ\text{S}$ en sachant qu'une forte incertitude peut affecter les transports calculés.

Radiales transverses de 27°S à 36°S

Les flotteurs SAMBA n'ayant que rarement dérivé au sud de 27°S (*fig. 1.6*), d'autres données sont nécessaires pour pouvoir déterminer des vitesses de référence pour les radiales transverses au sud de cette latitude. D'autres flotteurs dérivant aux mêmes profondeurs sont disponibles dans cette région (section 1.3) mais la densité des données est trop faible, en particulier le long du talus continental où le courant est le plus intense et où les stations des radiales plus rapprochées nécessitent un échantillonnage élevé. A noter qu'aujourd'hui, des flotteurs profileurs ARGO sont disponibles en nombre conséquent mais ceux-ci ne sont positionnés que tous les 10 jours et dérivent à 1000m, ne permettant pas de référencer les profils de vitesses les plus proches du talus continental. Les vitesses des flotteurs ne peuvent donc être utilisées pour référencer les profils de vitesse géostrophique le long des 6 radiales transverses les plus au sud.

Pour palier ce problème, nous tirons profit de l'existence de surfaces isopycnales séparant deux masses d'eau se déplaçant en sens opposé où les vitesses sont supposées quasi-nulles. La radiale de la campagne « Marathon » à 27°S est située à la latitude de bifurcation du courant de retour du gyre subtropical (*Boebel et al.*, 1999a) ce qui impose des vitesses méridiennes nulles au-dessus du plateau continental. Nous choisissons donc une vitesse de référence nulle sur la surface $26.90\sigma_0$ ($\sim 600\text{m}$) au-dessus du plateau et à la base de la NADW ($45.87\sigma_4$, $\sim 3000\text{m}$) plus au large (choix fait par *Zemba* (1991)). A 31°S , l'écoulement de AAIW à la côte est vers le sud (*fig. 1.2*) et la surface $45.87\sigma_4$ séparant les eaux NADW et AABW (ou le fond près de la côte) est choisie le long de toute la radiale. La même référence est retenue pour les deux autres sections de cette campagne à 34°S et 36°S , ainsi que pour les radiales A10 à 29°S et Cither2 à 35°S . *Wienders et al.* (2000) utilisent également cette radiale à 35°S et font le même choix de surface isopycnale.

2.2.2 Radiale quasi méridienne A17

Les isopycnes de référence a priori

Comme pour les radiales transverses, le calcul des vitesses géostrophiques à travers A17 nécessite la connaissance de vitesses de référence à une profondeur donnée.

Latitude	Surface de référence
50.7°S - 47.7°S	Fond
47.7°S - 36°S	45.87 σ_4
36°S - 19°S	36.83 σ_2
19°S - 8.5°S	45.90 σ_4
8.5°S - 5°S	36.98 σ_2

TAB. 2.2: Choix des surfaces isopycnales de référence le long de A17. Les vitesses sur ces surfaces sont prises nulles sauf au sud de 47.7°S où nous utilisons les vitesses au fond déduites de mesures ADCP de coque.

Nous calculons d'abord les transports référencés à des surfaces de vitesse nulle que l'on comparera ensuite aux transports référencés aux flotteurs. Les isopycnes utilisées sont indiquées dans le tableau 2.2 et sont les mêmes que celles choisies par *Wienders et al.* (2000) pour le calcul de leur solution inverse (leur *figure 4*). Le choix d'un niveau de vitesse nulle pose néanmoins problème au-dessus du talus continental à l'extrémité sud de la radiale car le courant des Malouines est barotrope (*Peterson*, 1992). Dans cette région concernant les 10 premières paires de stations de la section (au sud de 47.7°S), les données d'ADCP de coque² acquises lors de la réalisation de la radiale sont utilisées pour référencer les vitesses géostrophiques (voir *fig. 2.2* où le caractère barotrope du FC apparaît nettement).

Confrontés au même problème, *Wienders et al.* (2000) avaient aussi utilisé ces données. L'incertitude qui leur est associée ($\pm 5\text{cm s}^{-1}$) peut être à l'origine d'une erreur importante sur les estimations des transports cumulés vers le nord. Pour quantifier leur validité, les vitesses géostrophiques à 800m référencées aux données ADCP sont comparées aux vitesses (issues des déplacements) des flotteurs ALACE (section 1.3) traversant la radiale dans cette région à cette profondeur. La densité de flotteurs ne permet d'effectuer cette comparaison que pour deux paires de stations consécutives (stations 6-7 et 7-8) au-dessus du talus continental, où le courant vers l'ouest est le plus intense (*fig. 2.2*). Pour la paire de stations 6 et 7, la moyenne des vitesses de 4 flotteurs est supérieure de 10cm s^{-1} à la vitesse géostrophique référencée aux données ADCP (19cm s^{-1} vs 9cm s^{-1}). Néanmoins, la coupe de vitesse indique à cette latitude (49.2°S) l'existence d'un gradient horizontal de vitesse dépassant 10cm s^{-1} sur 30km pouvant expliquer une grande part de cette différence. Pour la paire de stations suivante plus au large où le FC est le plus intense, la moyenne sur 5 déplacements de flotteurs ne dépasse la vitesse géostrophique que de 3cm s^{-1} (27cm s^{-1} vs 24cm s^{-1}). L'ordre de grandeur des vitesses obtenues (*fig. 2.2*) est en accord avec les mesures directes de *Peterson* (1992) et *Vivier and Provost* (1999) entre 46°S et 38°S. La différence de 3cm s^{-1} obtenue où le FC est le

²ADCP, profileur de courant acoustique à effet Doppler

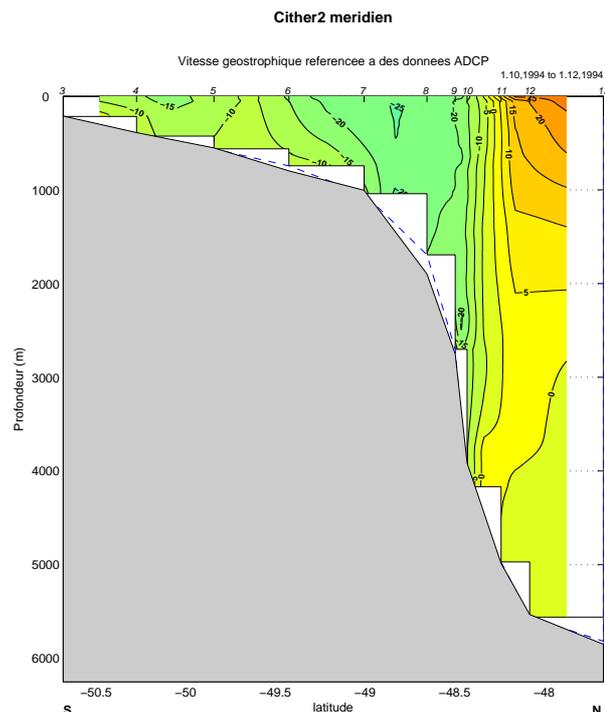


FIG. 2.2: Coupe de vitesse géostrophique à travers A17 (11 premières stations) référencées aux données ADCP de coque, acquises dans les 400 premiers mètres.

plus intense (25cm s^{-1}) entre des mesures issues d'instruments différents indiquent qu'une confiance suffisante peut être accordée aux données ADCP pour référencer les profils de vitesse géostrophique au sud de la radiale.

Les vitesses géostrophiques référencées aux données ADCP et aux surfaces de vitesse nulle plus au nord permettent le calcul des transports de volume à travers A17. Leurs valeurs cumulées vers le nord le long de la section sont représentées en traits fins sur la *figure 2.5* pour les cinq masses d'eau et pour toute la colonne d'eau (>0 vers l'est). Par conservation du volume, ces valeurs sont aussi considérées comme la distribution latitudinale des transports parallèles au talus continental, positifs vers le sud entre la côte et A17. Cette interprétation est aussi supposée valable pour les masses d'eau de UCPW, NADW et LCPW malgré les changements de surfaces isopycnales choisies pour les délimiter à 35°S et 13°S (tableau 2.1, section 2.1) car les transports à travers ces sauts de densités sont $<1\text{Sv}$ (*Wienders et al.*, 2000). Par ailleurs ces derniers estiment que le transport d'Ekman à travers A17 ne dépasse pas 0.05Sv par bande de 1° de latitude dans les ~ 30 premiers mètres de profondeur et que le transport cumulé entre 50°S et 5°S ne dépasse pas 1.3Sv . Nous n'incluerons pas cette composante dans les transports calculés par la suite. (A noter cependant que le transport d'Ekman à travers les radiales transverses cumulé entre la côte et A17 est très faible aux latitudes subtropicales mais peut atteindre 1.5Sv vers le sud pour les radiales au nord de 13°S).

Vitesses des flotteurs comme référence à 800m

Plutôt que de choisir des surfaces de vitesse nulle pour référencer les vitesses géostrophiques à travers la radiale A17, nous utilisons les vitesses moyennes des flotteurs pour fournir une vitesse absolue de référence. A travers une partie de la radiale, ces vitesses moyennes surestiment les transports et nous déterminons plutôt une vitesse sur une isopycne de référence en tenant compte de la circulation générale.

- **Combinaison de plusieurs jeux de données de flotteurs**

Les flotteurs SAMBA ne couvrant pas la radiale A17 au sud de $\sim 30^\circ\text{S}$ (*fig. 1.6*), d'autres flotteurs sont utilisés (section 1.3) et l'ensemble de tous les vecteurs vitesses disponibles sont regroupés par boîtes de $1^\circ \times 1^\circ$ conduisant à un champ de vitesse moyenne à 800dbar dans l'Atlantique Sud-Ouest. Les quatre valeurs encadrant le milieu d'une paire de stations sont interpolées bilinéairement³ pour fournir une vitesse moyenne de référence normale à la radiale. Cependant à l'extrémité sud de A17, les 4 premières stations sont à des profondeurs inférieures à 800m et la résolution de 1° est trop lâche pour résoudre le FC au-dessus du talus continental (*fig. 2.2*). Comme précédemment, les données ADCP de coque sont utilisées pour référencer les vitesses géostrophiques pour les 10 paires de stations les plus au sud.

Les profils de vitesse sont alors déterminés pour toute la radiale et les transports cumulés vers le nord calculés pour chaque masse d'eau. Ceux de AAIW et de UCPW+UNADW sont représentés en fonction de la latitude sur la *figure 2.3a* et *b*. Le transport entre les îles Malouines et l'Argentine étant estimé à moins de 2Sv (*Saunders and King, 1995*), nous pouvons assimiler le transport à travers A17, cumulé vers le nord, à une latitude donnée, au transport entre la côte et la radiale⁴. Le courant de retour du gyre subtropical bifurquant à $\sim 28^\circ\text{S}$ au sein de la AAIW, cela doit entraîner un transport cumulé de cette masse d'eau qui s'annule à cette latitude, ce qui n'est pas le cas (*fig. 2.3a*). De plus au nord de 25°S , les courbes sont très supérieures aux valeurs issues des radiales transverses pour les mêmes tranches d'eau utilisant les vitesses flotteurs comme référence (section 2.2.1). Les *figures 2.3a* et *b* révèlent une très forte croissance des transports cumulés jusque $\sim 35^\circ\text{S}$, suggérant une surestimation des vitesses de référence des flotteurs au sud de cette latitude.

- **Adaptation des vitesses de référence des flotteurs entre 47°S et 35°S**

Une bonne confiance est accordée aux données ADCP servant de référence au sud de 47.7°S et sur le reste du domaine au sud de 35°S les données servant de référence proviennent essentiellement des flotteurs ALACE. Ceux-ci remontent en surface pour

³Une seconde méthode utilisant une moyenne gaussienne pondérée par la distance et par le nombre de données par boîtes fournit des résultats très proches.

⁴Un transport >0 vers l'est à travers la section est associé à un transport >0 vers le sud entre la côte et la radiale.

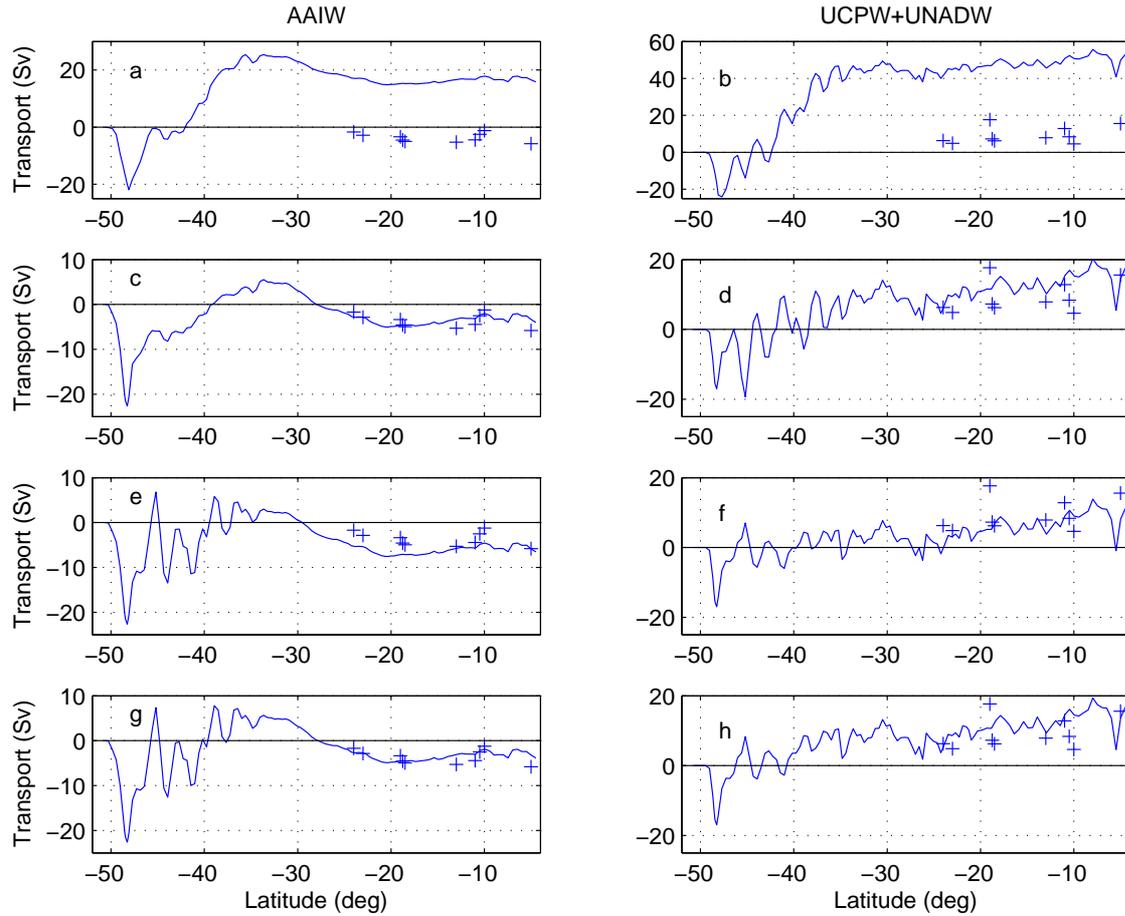


FIG. 2.3: Transports cumulés vers le nord de AAIW (colonne de gauche) et de UCPW+UNADW (colonne de droite). Les transports sont référencés aux données ADCP au sud de 47.7°S . Plus au nord, ils sont référencés aux vitesses des flotteurs à 800m (a et b), aux vitesses des flotteurs réduites de 63% de leur valeur entre 47.7°S et 35°S et non modifiées plus au nord (c et d), à une vitesse nulle le long de $45.87\sigma_4$ entre 47.7°S et 36°S et aux flotteurs plus au nord (e et f) et à 0.24cm s^{-1} sur la même isopycne dans la même bande latitudinale et aux flotteurs plus au nord (g et h).

être positionnés tous les $\sim 10\text{j}$. (cf. section 1.3) et les mouvements de méso-échelle intenses et les forts gradients verticaux de vitesse horizontale présents au sud de 35°S (fig. 2.4) peuvent contribuer localement à la surestimation des courants à travers A17. *Park et al.* (2005) quantifie l'erreur introduite sur les déplacements des flotteurs liée aux vitesses qu'ils subissent lorsqu'ils ne sont pas à leur profondeur de dérive. Mais ils utilisent les temps exacts enregistrés par les satellites qui les positionnent entre chacun de leurs cycles, ce dont on ne dispose pas ici.

Pour résoudre ce problème, une solution possible est de réduire les vitesses de référence obtenues entre 47.7°S et 35.0°S en exploitant le fait mentionné plus haut que le transport cumulé de AAIW doit s'annuler vers 28°S . Cette condition est vérifiée en réduisant les composantes normales à la radiale des vitesses moyennes des flotteurs de 63% de leur valeur (rapport trouvé empiriquement) pour les 31 paires de stations concernées. La référence aux données ADCP est gardée au sud ainsi qu'aux

flotteurs non modifiés au nord. Les transports cumulés par tranches isopycnales (*fig. 2.3 c et d* pour AAIW et UCPW+UNADW respectivement) révèlent alors la bifurcation de AAIW, le FC, le transport d'eau profonde vers le sud et sont en accord avec les valeurs issues des radiales transverses à diverses latitudes.

Il est possible que l'erreur sur la vitesse d'un flotteur soit localement très élevée à cause du cisaillement de vitesse important entre la surface et 800m et des tourbillons qui peuvent introduire un biais entre le déplacement à 800m et celui estimé par les positions en surface. Mais le traitement effectué sur les flotteurs ALACE (par R. Davis) laisse penser que l'erreur relative sur les vitesses ne dépasse pas 10% et d'autre part, les vitesses de référence que nous utilisons ici sont les moyennes par boîtes de $1^\circ \times 1^\circ$ de vitesses de flotteurs ayant dérivé à des dates différentes. Il n'est donc pas possible statistiquement que l'erreur soit si importante (63%) sur l'ensemble des vitesses de référence calculées entre 47.7°S et 35°S . L'utilisation de ces vitesses moyennes n'est donc pas adaptée pour référencer les profils géostrophiques *instantanés* dans cette région où règne une forte activité de méso-échelle. Plus au nord, l'écoulement est plus stable ($\frac{EKE}{MKE} \leq 1$) et nous verrons *a posteriori* que la référence aux flotteurs est plus adaptée.

• Solution retenue

Une alternative à l'utilisation des flotteurs est d'utiliser une vitesse sur un niveau de référence *a priori*. Une vitesse nulle est d'abord utilisée à la base de la NADW le long de l'isopycne $45.87\sigma_4$ entre 47.7°S et 36.0°S (tableau 2.2). Cette dernière latitude marque la transition entre deux isopycnes choisies comme référence *a priori* le long de A17. La *figure 2.3 e et f* présente les transports cumulés de AAIW et UCPW+UNADW respectivement avec une telle référence, en gardant les données ADCP au sud de 47.7°S et les vitesses des flotteurs non modifiées au nord de 36.0°S . Le transport de AAIW s'annule à 30°S soit un peu plus au sud que ce qu'observent *Boebel et al.* (1999a) et plus au nord, le transport vers l'équateur (<0 ici) est supérieur aux valeurs issues des radiales transverses. L'accord est en revanche meilleur concernant les masses d'eau plus profondes.

La référence *a priori* utilisée ici fournit de meilleurs résultats que ceux obtenus à l'aide des flotteurs dans cette région mais dans l'optique de calculer le transport de AAIW par le NBUC plus au nord, cette référence doit être choisie avec plus de précision. Nous cherchons ainsi à déterminer la vitesse non nulle normale à la radiale le long de l'isopycne $45.87\sigma_4$ entre 47.7°S et 36.0°S servant de référence pour les paires de stations concernées, telle que le transport cumulé de AAIW s'annule à 28°S . Le choix d'une vitesse de 0.24cm s^{-1} vers l'est (prise constante par manque d'information complémentaire) permet d'assurer cette dernière condition et la *figure 2.3 g et h* présente les transports cumulés des mêmes masses d'eau que sur le reste de la figure, qui sont maintenant en bon accord avec les estimations à diverses latitudes. Les vitesses géostrophiques à 800m entre 47.7°S et 36°S calculées avec cette référence

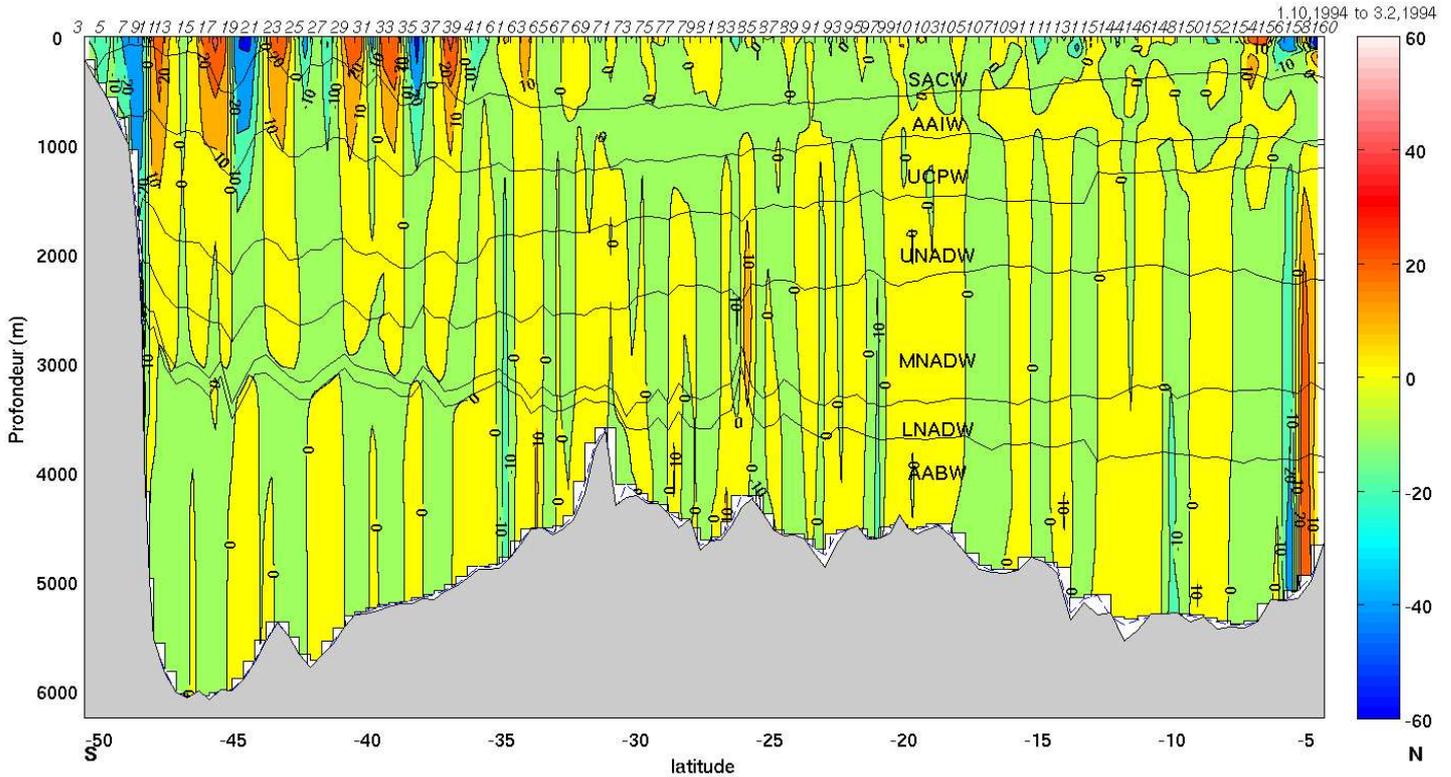


FIG. 2.4: Coupe de vitesse géostrophique de la radiale A17 au sud de 4°S référencée aux données ADCP (<47.7°S), à 0.24cm s^{-1} le long de $45.87\sigma_4$ (47.7°S / 36.0°S) et aux vitesses des flotteurs (>36.0°S). Les différentes masses d'eau et les isopycnes qui les séparent sont décrites dans la section 1.3.

peuvent dépasser de 20cm s^{-1} en valeur absolue les vitesses moyennes des flotteurs dans cette zone (non montré). Cela confirme que moyenniser les vitesses des flotteurs n'est pas adapté dans cette région à forte activité tourbillonnaire.

L'étude des courants de bord ouest entre la côte et la radiale A17 est donc faite à partir des vitesses géostrophiques à travers la section en utilisant les vitesses de référence suivantes :

- des données d'ADCP de coque entre 51°S et 47.7°S,
- une vitesse constante de 0.24cm s^{-1} vers l'est le long de l'isopycne $45.87\sigma_4$ entre 47.7°S et 36.0°S et
- les vitesses moyennes des flotteurs lagrangiens à 800dbar au nord jusqu'à 4°S.

La figure 2.4 présente la coupe de vitesse à travers A17 utilisant ces dernières références. On distingue le FC au-dessus du talus au sud, l'activité tourbillonnaire intense au sud de $\sim 36^\circ\text{S}$ au-dessus de 1000m et le courant de retour du gyre subtropical entraînant le coeur de AAIW vers l'ouest (en vert) entre 33°S et 21°S.

Les transports de volume à travers A17 sont déterminés avec ces vitesses pour les 5 masses d'eau et pour toute la colonne d'eau (fig. 2.5, trait fort). Au sud de 47.7°S,

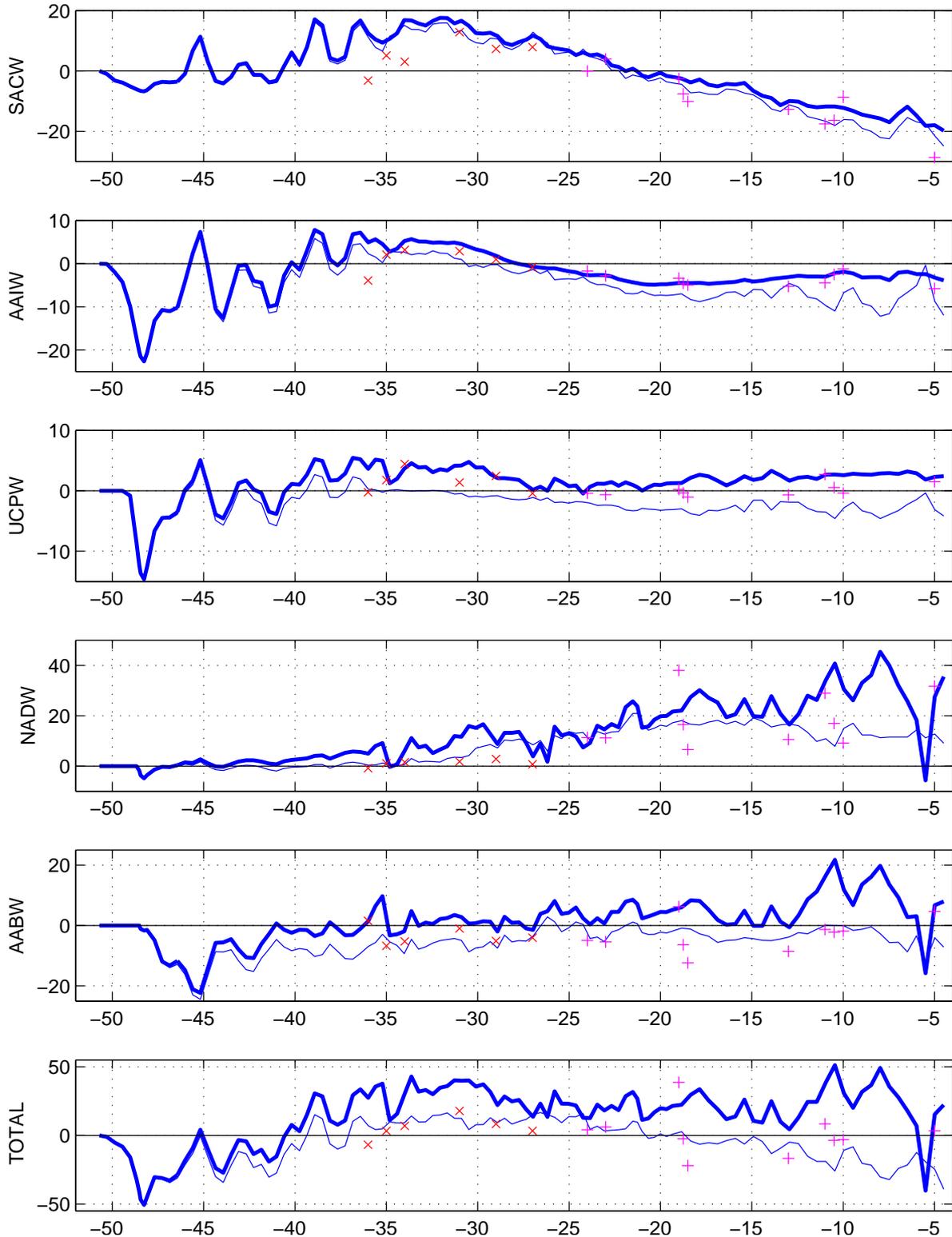


FIG. 2.5: Transports (Sv) cumulés vers le nord (>0 vers l'est) le long de A17 pour 5 masses d'eau et toute la colonne d'eau (en bas). Les courbes en trait fin sont issues des vitesses référencées à des données ADCP (au sud de 47.7°S) et des vitesses nulles le long d'isopycnes séparant deux masses d'eau. Les courbes en trait fort sont issues des vitesses référencées aux mêmes données ADCP (au sud de 47.7°S), à 0.24cm s^{-1} le long de $45.87\sigma_4$ ($47.7^{\circ}\text{S}/36.0^{\circ}\text{S}$) et aux vitesses des flotteurs à 800m (au nord de 36.0°S). Les courbes fournissent aussi les transports nets le long de la côte entre celle-ci et A17, positifs vers le sud. Les transports cumulés entre la côte et A17 le long de radiales transverses sont indiqués à diverses latitudes avec référence aux vitesses des flotteurs à 800m (+, au nord de 25°S) et à des vitesses nulles le long d'isopycnes (×, au sud de 25°S).

les courbes obtenues sont superposées avec celles calculées à partir des isopycnes de référence *a priori* (trait fin) car les transports sont référencés dans les deux cas aux données ADCP. A 36°S, les différences entre les courbes sont dues au choix de la vitesse de référence à la base de la NADW entre 47.7°S et 36°S, prise nulle dans un cas (trait fin) et à 0.24cm s⁻¹ dans l'autre (trait fort). Concernant cette bande latitudinale, la solution post inversion de *Wienders et al.* (2000) donne des résultats très proches de la solution *a priori* pour les différentes masses d'eau (leur *figure 4*, non montrée), ce qui confirme que l'isopycne 45.87σ₄ est un niveau de référence satisfaisant. Au nord de cette région jusqu'à 8.5°S, les variations similaires des deux courbes pour chaque masse d'eau montrent que les données flotteurs sont en accord avec l'hydrologie. L'erreur entraînée par la référence des profils de vitesse *instantanée* à la moyenne des vitesses des flotteurs est considérée acceptable pour étudier la structure du régime de bord ouest. Mais entre 8.5°S et 5°S, cette référence entraîne des fortes variations des transports (*fig. 2.5*, trait fort) et des vitesses intensifiées au fond peu communes dans cette région (*fig. 2.4*), liées à de fortes pentes des isopycnes. Comme au sud de 36°S, la référence à la moyenne des vitesses des flotteurs par boîte de 1°×1° n'est pas adaptée dans cette zone et des mesures concomitantes avec la radiale (flotteur ou ADCP) seraient nécessaires pour obtenir des résultats satisfaisants. L'utilisation de vitesses nulles à 36.98σ₂ entre 8.5°S et 5°S (*fig. 2.5*, trait fin) conduit à un transport de NADW anormalement faible mais c'est le plus acceptable pour garder des transports réalistes dans les couches hautes et profondes. Nous conservons néanmoins la référence aux flotteurs à ces latitudes.

2.3 Structure méridienne des courants de bord ouest par la radiale A17

Disposant des transports parallèles au talus continental entre la côte et A17, nous considérons dans cette section qu'ils constituent une première approximation des courants de bord ouest. Nous reprenons ainsi la démarche de *Wienders et al.* (2000) en y intégrant des vitesses de référence issues de mesures directes (au nord de 36°S) et de nombreuses radiales transverses permettant de valider les résultats. Nous déterminons d'abord les limites méridiennes et verticales des courants avant de quantifier l'apport du courant sud équatorial et les transports du BC et du NBUC.

2.3.1 Limites méridiennes et verticales des courants entre la côte et A17

Un célèbre diagramme de *Stommel* (1966, sa *figure 81*) montre comment les courants de bord ouest issus de la circulation forcée par le vent et ceux associés

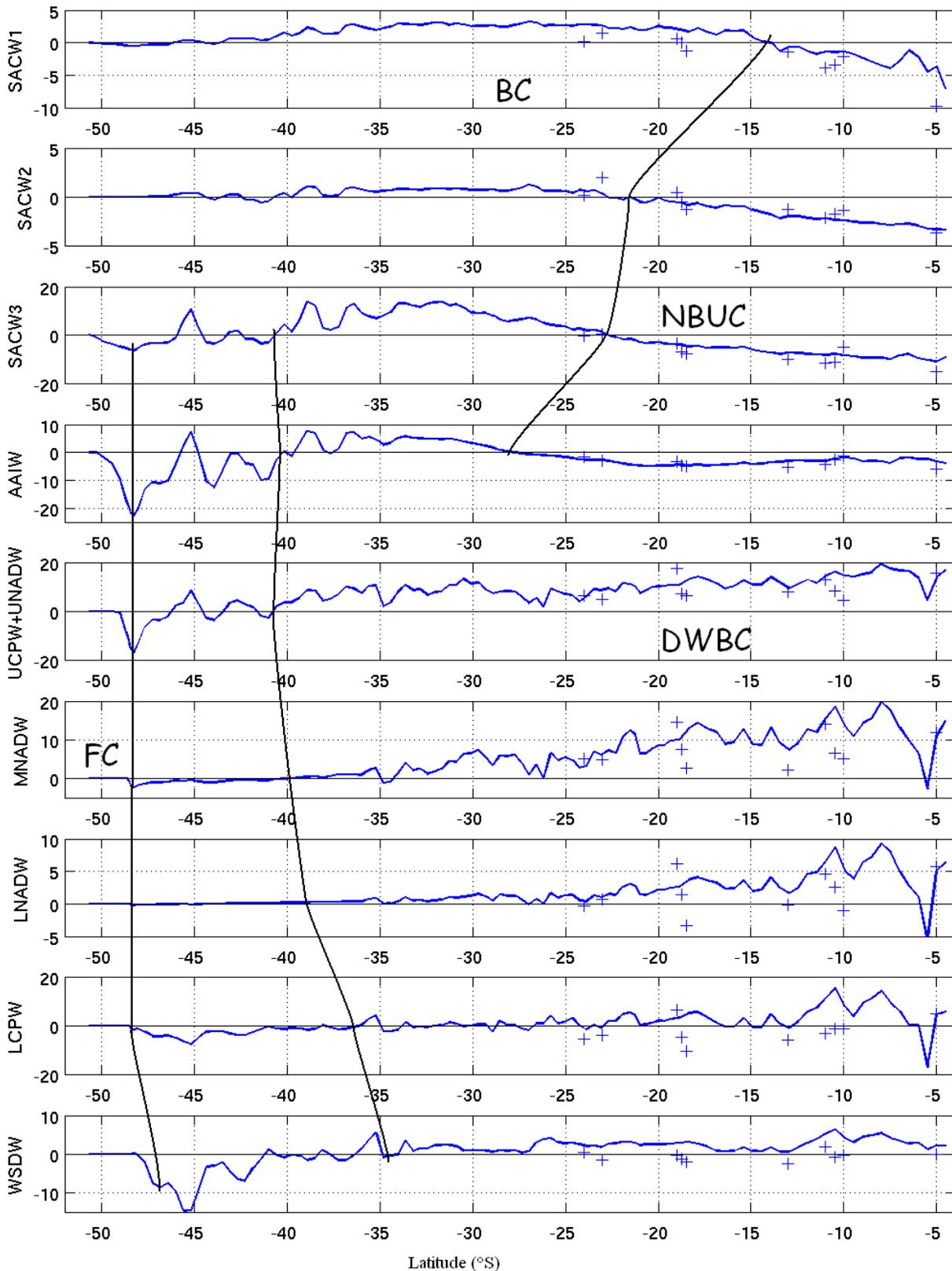


FIG. 2.6: Transports géostrophiques (Sv) cumulés vers le nord (> 0 vers le sud) par couche de densité le long de A17. Les vitesses sont référencées avec des données ADCP (au sud de $47.7^\circ S$), à $0.24 cm s^{-1}$ le long de $45.87\sigma_4$ ($47.7^\circ S/36^\circ S$) et aux vitesses des flotteurs à $800m$ (au nord de $36^\circ S$). Les transports à travers les radiales transverses, cumulés entre la côte et A17 et référencés aux vitesses des flotteurs sont indiqués à diverses latitudes (+). Les lignes verticales noires indiquent les limites des principaux courants.

à la circulation thermohaline se combinent pour constituer une structure verticale fortement barocline dans l'Atlantique Sud subtropical. L'écoulement de NADW vers le sud s'oppose à ceux de AAIW et AABW vers le nord. La *figure 2.6* présente les transports le long de la côte à l'ouest de A17 (> 0 vers le sud) dans 9 couches isopycnales représentatives des masses d'eau et de leurs subdivisions (section 2.1). Elle montre comment évolue en latitude la structure verticale des courants de bord, soit l'équivalent du schéma de *Stommel* (1966) avec une dimension méridienne. Les estimations des transports entre la côte et A17 issues des radiales transverses avec référence aux vitesses des flotteurs sont également indiquées (+) au nord de 25°S.

Les lignes verticales noires révèlent les limites des principaux courants. A l'extrémité sud de A17, la première diminution des transports visible depuis la base de l'eau centrale (SACW3) jusqu'au fond, correspond au courant des Malouines (*fig. 2.2*) qui présente un courant de retour immédiatement au nord. Les contributions des différentes masses d'eau limitées aux vitesses négatives à l'intérieur de l'isobathe $\sim 4200\text{m}$ jusqu'à la station 11 (*fig. 2.2*) fournissent un transport du FC de 51Sv, associé au maximum du transport de toute la colonne d'eau à 48°S sur la *figure 2.5*. Les 50Sv trouvés par *Saunders and King* (1995) à 45°S valident notre approche mais ce transport est susceptible de présenter une forte variabilité temporelle (*Vivier and Provost*, 1999). Notons également qu'une augmentation des vitesses ADCP utilisées comme référence de 5cm s^{-1} vers l'ouest conduit à un transport de 66Sv.

Dans les subtropiques, l'écoulement vers le nord de AAIW est observé sur la *figure 2.6* au nord de 28°S, tel que nous l'avons contraint lors du choix des vitesses de référence. Le NBUC est issu de la bifurcation de AAIW à cette latitude et se renforce vers le nord avec l'arrivée de SACW par le SEC. Il atteint la surface à 14°S et plus au nord la contribution de SACW est plus élevée que celle de AAIW. A 5°S, le transport du NBUC augmente fortement dans la couche de surface avec l'apport de la branche centrale du SEC (*Peterson and Stramma*, 1991). Le BC apparaît en surface à 14°S et est progressivement renforcé par des contributions profondes vers le sud. Au sud de 28°S, l'écoulement vers le sud de l'AAIW, situé entre ceux de SACW et de NADW dans la même direction cause un approfondissement important (de $\sim 800\text{m}$ à plus de 3000m) de l'écoulement vers le sud.

La *figure 2.6* montre que la latitude de bifurcation du SEC au bord ouest augmente avec la profondeur : de 14°S près de la surface jusque 28°S aux profondeurs intermédiaires (trait continu noir). Ce courant constitue la branche nord du gyre subtropical et cette variation latitudinale avec la profondeur est décrite par *Stramma and England* (1999); *Wienders et al.* (2000); *Rodrigues et al.* (2007). Cette caractéristique de la circulation s'explique par le principe de la spirale Bêta selon lequel dans un gyre subtropical, la vitesse horizontale dans le courant de retour tourne anticycloniquement en allant en profondeur, laissant une « zone d'ombre » en pro-

fondeur aux basses latitudes (*Schott and Stommel, 1978*). Les équations du vent thermique, sous l'hypothèse d'un écoulement géostrophique, permettent de montrer ce résultat (*Pond and Pickard, 1983*).

Le transport des eaux de fond (LCPW et WSDW) est supérieur à toutes les valeurs issues des radiales transverses et est faiblement positif, *i.e.* vers le sud, ce qui est également visible sur la *figure 2.5* où le transport de AABW (trait fort) est supérieur à la solution *a priori* (trait fin). A noter que quelques flotteurs lâchés dans l'eau de fond (Hogg, communication perso.) semblent indiquer un écoulement vers l'est entre 13°S et 5°S à travers le tracé de A17 au-delà de 4000m. Néanmoins, le fait de référencer les profils géostrophiques à des vitesses moyennes de flotteurs (au nord de 36°S) entraîne une erreur sur le transport de AABW de l'ordre de grandeur de son intensité, ce qui ne permet pas de discuter ces valeurs. De plus, la radiale A17 se trouve dans l'axe de l'écoulement supposé de AABW (*Speer and Zenk, 1993*), et est donc peu adaptée à l'étude de cette masse d'eau. Ces éléments seront confirmés lors de l'analyse des vitesses à travers les radiales transverses. Une plus grande confiance est donc accordée aux transports des couches supérieures qui sont étudiés dans la section suivante.

2.3.2 Apport du SEC et transports du BC et du NBUC

Transport du courant sud équatorial à travers A17

Le courant sud équatorial (SEC) désigne un large écoulement vers l'ouest en Atlantique Sud rejoignant le bord ouest. *Molinari (1982)* divise ce courant en 3 bandes séparées par le contre-courant équatorial sud (SECC) vers l'est à 7°S-9°S et le sous-courant sud équatorial (SEUC) à 3°S-5°S vers l'est entre 100m et 400m. La *figure 2.5* montre qu'un transport de SACW de 35Sv alimente le bord ouest entre 32.0°S (la latitude du centre du gyre subtropical le long de A17) et 7.5°S (la limite sud du SECC selon la courbe de transport cumulé). 10Sv de AAIW traversent également la radiale vers l'ouest entre 31.3°S et 20.3°S et 5Sv de UCPW entre 30.5°S et 26.2°S, ce qui conduit à un transport de la branche sud du SEC (sSEC) de 49Sv (*tableau 2.3*), identique à l'estimation de *Wienders et al. (2000)* avec cette même radiale à l'aide d'un modèle inverse. La limite de notre étude à 5°S ne permet pas d'estimer les transports des branches centrales et nord du SEC.

Pour distinguer les origines subtropicales et subéquatoriales de ces masses d'eau, nous utilisons la séparation à 14°S choisie par *Mémery et al. (2000)* entre la SACW riche en oxygène au sud et les eaux plus pauvres en oxygène dans le domaine subéquatorial au nord. Cette limite permet de séparer les 35Sv de SACW transportés par le sSEC en 27Sv issus de la branche nord du gyre subtropical et 8Sv transportés par la partie sud du gyre cyclonique subéquatorial. La frontière nord du domaine subtropical au sein de la AAIW est situé à ~20°S (*Warner and Weiss, 1992; Boebel*

Origine	sSEC		
	49 (49)		
	Subtropical	Subéquatorial	
	41 (38)	8 (11)	
Devenir	BC	NBUC	NBUC
	27 (20)	14 (18)	8 (11)

TAB. 2.3: Distribution du transport (en Sv) de SACW, AAIW et UCPW par la branche sud du SEC lors de la réalisation de A17 à partir de la *figure 2.5*. La 2^e ligne indique les contributions des domaines subtropicaux et subéquatoriaux. La dernière ligne indique la répartition des transports entre le BC et le NBUC. Les valeurs entre parenthèses sont celles calculées par *Wienders et al.* (2000).

et al., 1999a; *Ollitrault*, 1999), la latitude exacte où l'écoulement vers l'ouest de AAIW s'annule sur la *figure 2.5*. Dans la couche de UCPW, cette frontière est observée à 26°S par *Mémery et al.* (2000), également la latitude limite de l'écoulement vers l'ouest trouvé pour cette masse d'eau. Ces considérations impliquent que les contributions de AAIW et UCPW du sSEC devraient être entièrement associées au gyre subtropical. Ajoutées aux contributions de SACW, les 49Sv transportés par cette branche du courant sont composés de 41Sv issus de la circulation subtropicale et 8Sv de la circulation subéquatoriale. Ces valeurs sont proches des 38Sv et 11Sv trouvés par *Wienders et al.* (2000) (*tableau 2.3*).

L'apport de ces eaux des couches supérieures de l'océan par la branche sud du SEC dans le régime de bord ouest alimente le BC vers le sud et le NBUC vers l'équateur. Le passage par zéro des courbes sur la *figure 2.5* indique la latitude de bifurcation de l'écoulement et permet de déterminer les contributions du sSEC à ces deux courants. Les 27Sv de SACW d'origine subtropicale se partagent en 18Sv pour le BC et 9Sv pour le NBUC et les 8Sv d'origine subéquatoriale alimentent le NBUC. Les 10Sv subéquatoriaux de AAIW alimentent en proportions égales le BC et le NBUC et les 5Sv de UCPW contribuent entièrement à ce dernier courant. En sommant ces contributions, les 41Sv du sSEC d'origine subtropicale se partagent en 27Sv pour le BC et 14Sv pour le NBUC et les 8Sv d'origine subéquatoriale alimentent le NBUC. Ces valeurs sont reportées dans le *tableau 2.3*. Notre estimation du sSEC est en adéquation avec celle trouvée par *Wienders et al.* (2000) mais nous trouvons un transport vers le sud (BC) plus élevé que les 20Sv trouvés par ces derniers et des transports vers le nord (NBUC) plus faibles que leur 18Sv subtropicaux et 11Sv subéquatoriaux. L'utilisation des vitesses flotteurs comme vitesses de référence à la géostrophie entraîne donc une répartition des eaux du sSEC qui, relativement à l'inversion hydrologique, favorise le BC (+7Sv) au détriment du NBUC (-7Sv).

Transports du courant du Brésil et du sous-courant nord brésilien

Les transports des deux courants de bord ouest fournis ci-dessus ne concernent que la contribution de la branche sud du SEC. Pour déterminer le transport total de chacun de ces courants quelque soit la latitude (incluant la NADW pour le BC au sud de 28°S), nous utilisons les courbes de la *figure 2.6* où la limite entre le BC et le NBUC est indiquée par la courbe noire. Les transports parallèles à la côte à l'ouest de A17 et de même signe sont sommés à chaque latitude. Les tranches d'eau considérées vont jusqu'à la LNADW pour le BC entre 36°S et 27.8°S où le courant s'approfondit et jusqu'à la base de la AAIW plus au nord. La *figure 2.7* présente les résultats avec l'évolution latitudinale de l'épaisseur de la tranche d'eau prise en compte. Sont

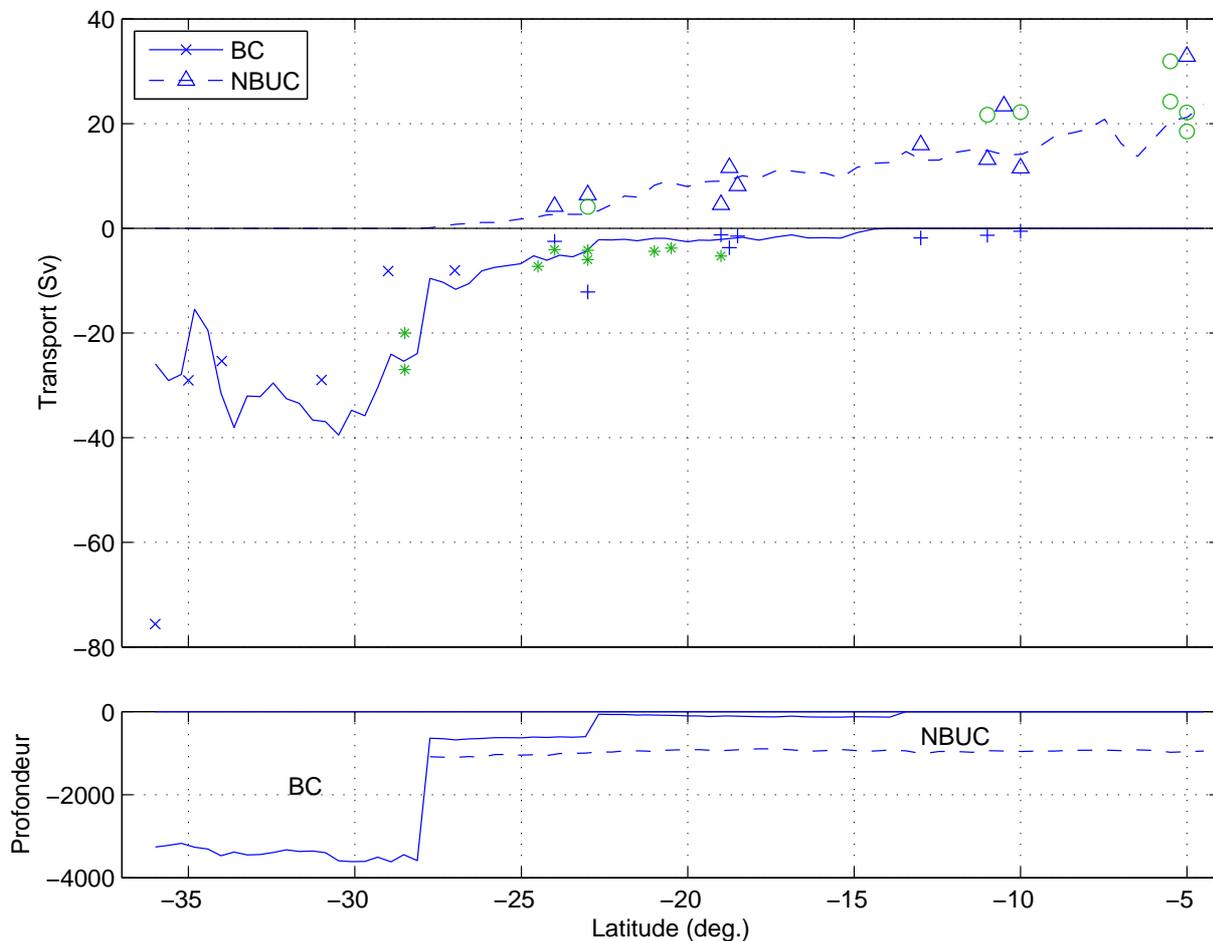


FIG. 2.7: Distributions méridiennes du BC (trait plein) et du NBUC (tirets) estimées par le transport le long de la côte à l'ouest de A17 (>0 vers le nord), calculé avec les mêmes vitesses de référence que sur la *figure 2.6*. Selon la latitude, l'épaisseur de la colonne d'eau utilisée pour les calculs est indiquée sur le diagramme inférieur et englobe les couches de SACW jusque la LNADW pour le BC et de SACW et AAIW pour le NBUC. Sont aussi reportés les transports limités au courant de bord (jusqu'au 1er maximum des transports cumulés vers le large) issus des radiales transverses concernant les mêmes masses d'eau, avec une référence à des vitesses nulles le long d'isopycnes pour le BC (×) au sud de 25°S et aux vitesses des flotteurs pour le BC (+) et pour le NBUC (Δ) au nord de 25°S. Des estimations historiques du BC (* en vert) et du NBUC (o en vert) sont ajoutées.

aussi indiquées les estimations des deux courants par les radiales transverses (Δ pour le NBUC, + ou \times pour le BC), calculées en sommant les transports pour les mêmes couches isopycnales que ci-dessus mais limités à l'extension vers le large des courants (premier maximum des transports cumulés vers le large). Des estimations historiques de *Evans and Signorini* (1985); *Campos et al.* (1995); *Stramma et al.* (1995); *Stramma and Schott* (1996); *Da Silveira et al.* (2004); *Schott et al.* (2005) sont également ajoutées pour le BC (\star en vert) et le NBUC (\circ en vert).

Speer et al. (1996) observent des vitesses de surface nulles au bord ouest à 11°S et *Schott et al.* (1998) relèvent dans cette région des vitesses très faibles pouvant être vers le sud, ce qui est en accord avec les estimations issues des radiales transverses à 13°S-10°S. Mais le transport à travers A17 indique une origine du BC à 14°S (trait plein), tel que cité par *Stramma et al.* (1995) et *Arhan et al.* (2000). Le transport du BC au nord du cap Frio à 23°S reste inférieur à 2.5Sv, comme les estimations des radiales transverses et des valeurs historiques, en accord avec *Signorini* (1978) et *Miranda and CastroFilho* (1981) qui estiment le transport inférieur à 10Sv à cette latitude. Plus au sud, le transport s'accroît faiblement jusqu'à 28°S où la forte augmentation observée est liée aux contributions de AAIW et de NADW (*fig. 2.6* et *fig. 2.7*). Un maximum de 40Sv est atteint à 31°S et le transport entre la côte et A17 diminue à 34°S. La courbe est en bon accord avec les estimations locales qui indiquent aussi une intensification du transport vers le sud jusqu'à 76Sv à 36°S. Cet accroissement est déjà cité par *Zemba* (1991) dont les estimations du transport du BC entre 27°S et 36°S avec quatre des radiales transverses utilisées ici sont également très proches de nos valeurs. La forte sous-estimation du courant vers le pôle entre la côte et A17 (courbe en trait plein) par rapport à la valeur à 36°S (\times) s'explique par la présence d'une recirculation vers le nord à l'ouest de la radiale dans cette région visible sur la coupe de vitesse de la radiale transverse à cette latitude (non montrée) et remarquée par *Zemba* (1991).

La *figure 2.7* révèle un bon accord entre la courbe de transport vers le nord du NBUC entre la côte et A17 (tirets) et les estimations locales à diverses latitudes. Ces résultats valident *a posteriori* la contrainte d'un transport cumulé de AAIW s'annulant à 28°S choisie pour déterminer les vitesses de référence le long de A17 (section 2.2.2). Le transport vers le nord ne dépasse pas 2.8Sv au sud de 23°S où le courant n'est composé que d'eau intermédiaire (*fig. 2.6*), très proche de l'estimation de 2.9Sv de *Boebel et al.* (1997). Le transport augmente plus fortement de 23°S à 20°S grâce à un apport d'eau centrale inférieure, suivi d'une zone de faible accroissement jusqu'à $\sim 15^\circ\text{S}$ où l'apport de SACW est compensé par une perte de AAIW dans l'intérieur océanique (*fig. 2.6*). L'augmentation reprend vers le nord avec une interruption à 7°S par une perte de 7Sv alimentant le SECC vers l'est. Cela conduit à un transport du NBUC de 20Sv à 5.5°S, proche de trois estimations obtenues à cette latitude, en particulier des 18.5Sv obtenus par *Stramma and Schott* (1996) en

mars 1994 lorsque la radiale A17 a été réalisée.

Da Silveira et al. (1994) suggèrent que le transport du NBUC varie peu autour de 21Sv entre 10°S et 5°S. Les mesures directes de *Stramma et al.* (1995) de 22Sv et 24Sv à 10°S et 5.5°S ainsi que celles de *Schott et al.* (2005) de 21.7Sv et 22.1Sv à 11°S et 5°S amènent ces auteurs à conclure qu'aucun apport de l'intérieur du bassin n'est requis entre 11°S et 5°S pour alimenter le NBUC. Or la *figure 2.7* révèle de forts échanges à travers A17 entre ces deux latitudes (courbe en tirets) : un apport du SEC vers l'ouest de 7Sv entre 10°S et 7.5°S et un transport opposé équivalent à 7°S par le SECC. Les concentrations en oxygène dans ces courants traversant la radiale sont très basses (*Mémery et al.*, 2000, leur *figure 6*) alors qu'elles sont plus élevées dans le NBUC. Cela suggère que ces deux courants opposés décrivent une circulation cyclonique d'eau de l'intérieur du bassin au large du courant de bord et sans effet sur lui, comme avancé par *Da Silveira et al.* (1994). Les estimations de 31.9Sv et 32.8Sv de *Stramma et al.* (1995) et de la radiale *Cither1* à 5°S dépassent nettement le transport parallèle à la côte jusque A17. Cette variabilité s'explique en partie par l'arrivée de la branche centrale du SEC en surface contre le talus à cette latitude et *Da Silveira et al.* (1994) indique que la jonction de cette branche avec le NBUC augmente le transport de ce dernier (dénommé courant nord brésilien plus au nord) jusque 36Sv. De plus l'estimation de *Stramma et al.* (1995) ne concerne que le courant dans les 1 000m premiers mètres limité au renversement du courant et ils lui attribuent une incertitude de 4Sv selon le niveau de référence utilisé. Pour la radiale *Cither1*, le nombre de flotteurs utilisés pour référencer les vitesses géostrophiques est relativement faible, ce qui augmente également l'incertitude sur ce transport.

La détermination de la structure méridienne des courants dans le régime de bord ouest a été présentée ici en estimant les transports entre le continent et A17. Le bon accord à diverses latitudes avec les transports à travers les radiales transverses nous a permis de valider nos choix pour référencer les vitesses le long de A17. Les radiales perpendiculaires au talus continental sont utilisées ci-dessous pour préciser la structure latérale de ces courants.

2.4 Structure des courants de bord ouest par les radiales transverses

La section A17 parallèle à la côte ne permettant pas de préciser la structure latérale des courants, nous utilisons dans cette section les radiales transverses au talus continental au nord de 25°S pour déterminer l'extension vers le large des courants de bord ouest. Le grand nombre

de radiales disponibles permet de préciser la variation méridienne de la largeur et de la distribution verticale de ces courants et de leur transport. Pour l'analyse de l'écoulement à travers les radiales transverses plus au sud, le lecteur se reportera aux études de Zemba (1991); Provost *et al.* (1995); Wienders *et al.* (2000).

2.4.1 Largeur des courants

La figure 2.8 présente les coupes de vitesses géostrophiques référencées aux flotteurs Marvor à 800dbar à travers 4 radiales à 11°S, 13°S, 19°S et 24°S (voir la figure 1.5 pour leur localisation). Comme indiqué sur la figure 2.7 (+), le courant du Brésil est très faible entre 13°S et 11°S et n'est visible à ces latitudes que dans les 100 premiers mètres, séparé du talus continental par la partie supérieure du NBUW. Plus au sud, il s'appuie contre le relief et s'intensifie en s'approfondissant (cf. fig. 2.7) et la largeur du courant ne dépasse pas 50km. A 24°S, la référence aux vitesses des flotteurs donne un IWBC inférieur à 15cm s^{-1} qui s'étend de la UCPW jusqu'au milieu de la SACW contre le talus sur une largeur inférieure à $\sim 90\text{km}$. Le courant

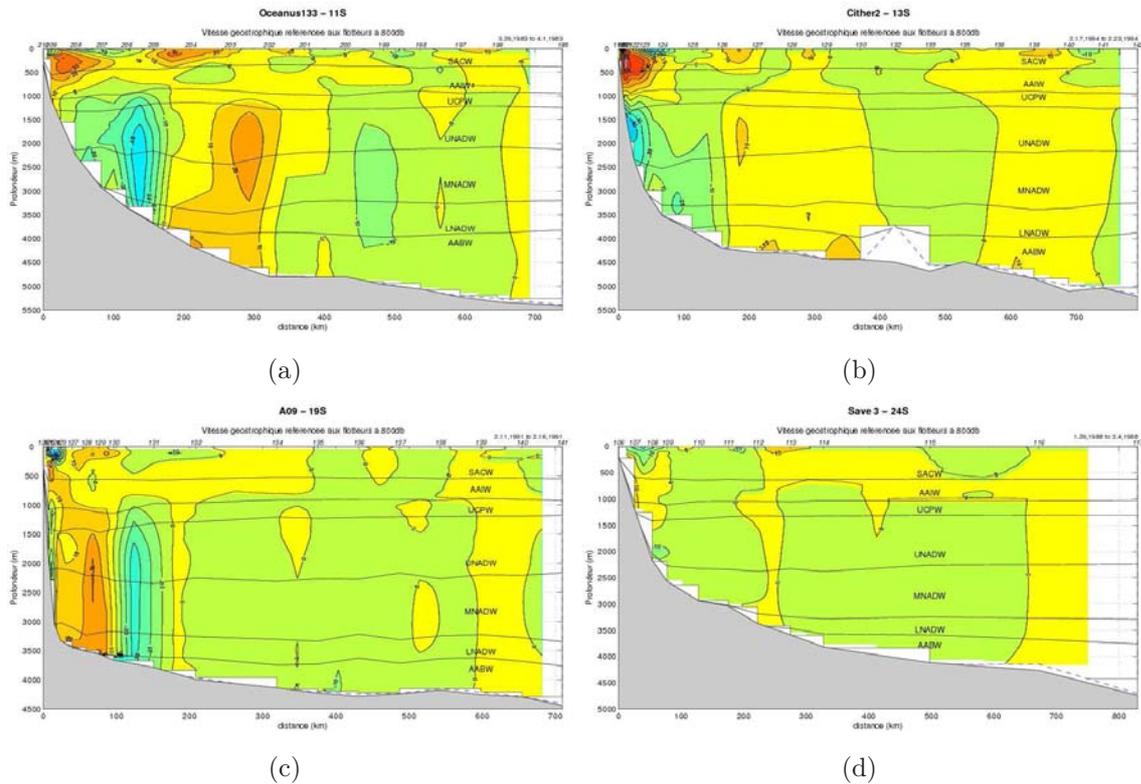


FIG. 2.8: Coupes de vitesses géostrophiques référencées aux vitesses des flotteurs Marvor à 800dbar, à travers 4 radiales transverses au talus continental à 11°S, 13°S, 19°S et 24°S. Les contours sont tous les 10cm s^{-1} de -40cm s^{-1} à 40cm s^{-1} et tous les 20cm s^{-1} en-deça et au-delà. Les coupes s'étendent de la station la plus proche de la côte jusqu'au tracé de A17, qui n'est pas à la même distance de la côte selon la latitude. Les isopycnes délimitant les masses d'eau sont ajoutées (cf. tableau 2.1).

s'intensifie au nord de VTR à 19°S mais n'est pas restreint à un courant de bord comme c'est le cas à d'autres latitudes. Les deux autres coupes de vitesse disponibles à cette latitude (non montrées) indiquent également des vitesses vers le nord qui s'étendent sur plusieurs centaines de km au large aux profondeurs intermédiaires. A 13°S, l'IWBC devient le NBUC qui atteint 80cm s⁻¹ à 250m et comme à 11°S, il est limité aux couches de AAIW et SACW sur une largeur de moins de 100km. L'opposition entre la grande étendue de l'IWBC à 19°S et sa nette délimitation contre le talus aux autres latitudes suggère une variation méridienne du régime d'écoulement aux profondeurs intermédiaires qui sera étudiée dans les chapitres 3 et 4.

Plus en profondeur, le DWBC dépasse 40cm s⁻¹ à moins de 200km du haut du talus continental à 11°S et une recirculation plus au large révèle un tourbillon centré à ~2000m s'étendant jusqu'au fond. Une structure tourbillonnaire similaire est visible sur les coupes à 10.5°S et 10°S (non montrées). De plus, ces trois coupes de vitesse presque à la même latitude présentent une structure du régime de bord ouest qualitativement identique à celle obtenue par *Schott et al.* (2005) à 11°S (*fig. 1.3*). A 13°S, le DWBC est similaire à celui observé à 11°S mais moins intense (*fig. 2.8b*) alors qu'à 19°S, le DWBC s'étend de la UCPW jusqu'au fond à moins de 200km du haut du talus et avec une recirculation vers le nord entre le courant et la côte. Comme mentionné plus haut (section 2.2.1), la moyenne des vitesses des flotteurs à cette latitude fournit des vitesses de référence faibles conduisant à un DWBC probablement surestimé. Le DWBC est très faible au sud de VTR à 24°S.

Le transport attendu de AABW vers le nord n'est pas visible et l'extension du DWBC jusqu'au fond s'accorde avec les observations de *Weatherly et al.* (2000) à 18°S et avec l'étude de *Wienders et al.* (2000) qui révèle un déplacement vers l'est de l'écoulement abyssal vers le nord entre 27°S et 13°S. Ces éléments seront discutés dans le paragraphe suivant. A noter que la coupe de vitesses référencées aux flotteurs à 13°S est très proche de celle montrée par *Arhan et al.* (2000) issues du modèle inverse de *Wienders et al.* (2000) à partir de la même radiale, confirmant que les vitesses des flotteurs peuvent fournir une référence satisfaisante à la géostrophie.

La largeur de l'IWBC/NBUC trouvée ici (*figure 2.8*) est en accord avec les estimations également inférieures à 100km de *Stramma et al.* (1995); *Schott et al.* (1998); *Arhan et al.* (2000) et *Schott et al.* (2005) et l'analyse de la structure de l'IWBC dans le chapitre 3 précisera ces observations. Les autres radiales transverses révèlent également une extension vers le large des courants de bord nettement inférieure à la distance entre la côte et A17. Cela confirme que l'assimilation des courants de bord aux transports à l'ouest de A17 ne constitue qu'une approximation ne permettant pas une bonne analyse du régime de bord ouest. Les particularités de l'écoulement visibles sur la *figure 2.8* sont discutées dans la paragraphe suivant.

2.4.2 Variation méridienne de la structure transverse des courants

Pour chaque radiale transverse, les courbes de transports cumulés vers le large sont calculées par masse d'eau et le premier maximum correspondant au renversement de l'écoulement permet de déterminer l'extension vers le large des courants de bord. Les transports des différentes masses d'eau restreints aux courants de bord ouest sont présentés en fonction de la latitude sur la *figure 2.9* (\diamond rouges) ainsi que les transports cumulés jusque A17 (+ bleues). Nous discutons ces valeurs pour chaque masse d'eau.

SACW

A 24°S et 23°S, le transport d'eau centrale est majoritairement associé au courant du Brésil vers le pôle avec un transport par le courant de bord de 9.6Sv, proche des 10Sv donnés par *Stramma* (1989) à cette latitude. Au nord de 19°S, le transport de cette masse d'eau par le courant de bord est vers le nord et s'accroît par l'apport de la branche sud du SEC puis de la branche centrale à 5°S (*Peterson and Stramma*, 1991). La différence entre le transport de SACW limité au courant de bord et celui jusque A17 est faible et varie relativement peu en latitude, ce qui signifie que les recirculations entre le courant et le tracé de la radiale se compensent, tel que suggéré sur les coupes de vitesse (*fig.2.8*).

AAIW

Les estimations du transport de AAIW vers l'équateur par le courant de bord ne cessent d'augmenter à partir de 24°S et la baisse locale à ~11°S est liée au fait que l'IWBC qui naît dans les eaux intermédiaires devient intensifié au sein de la SACW à cette latitude, tel que montré par la radiale A17 sur la *figure 2.6*. Comme pour la SACW, le renforcement à 5°S est lié à l'apport de la branche centrale du SEC. La différence entre les transports de AAIW limité au bord ouest et jusqu'à A17 (*fig. 2.9*) est quasiment nulle pour les radiales au sud de 11°S signifiant que les courants se compensent sur le reste de la distance jusqu'à A17. Plus au nord, le transport jusque A17 est nettement inférieur à celui du courant de bord (~4Sv), suggérant la présence d'un contre-courant vers le pôle à l'ouest de A17 (*Schott et al.*, 2005). Cet écoulement sera étudié dans le chapitre 3 à l'aide des flotteurs lagrangiens.

NADW

Les transports de UCPW et des trois composantes de la NADW par le courant profond de bord ouest (DWBC) (*fig. 2.9* en rouge) sont vers le sud à travers toutes les radiales. A 5°S, *Schott et al.* (2005) déterminent des transports de UNADW (en

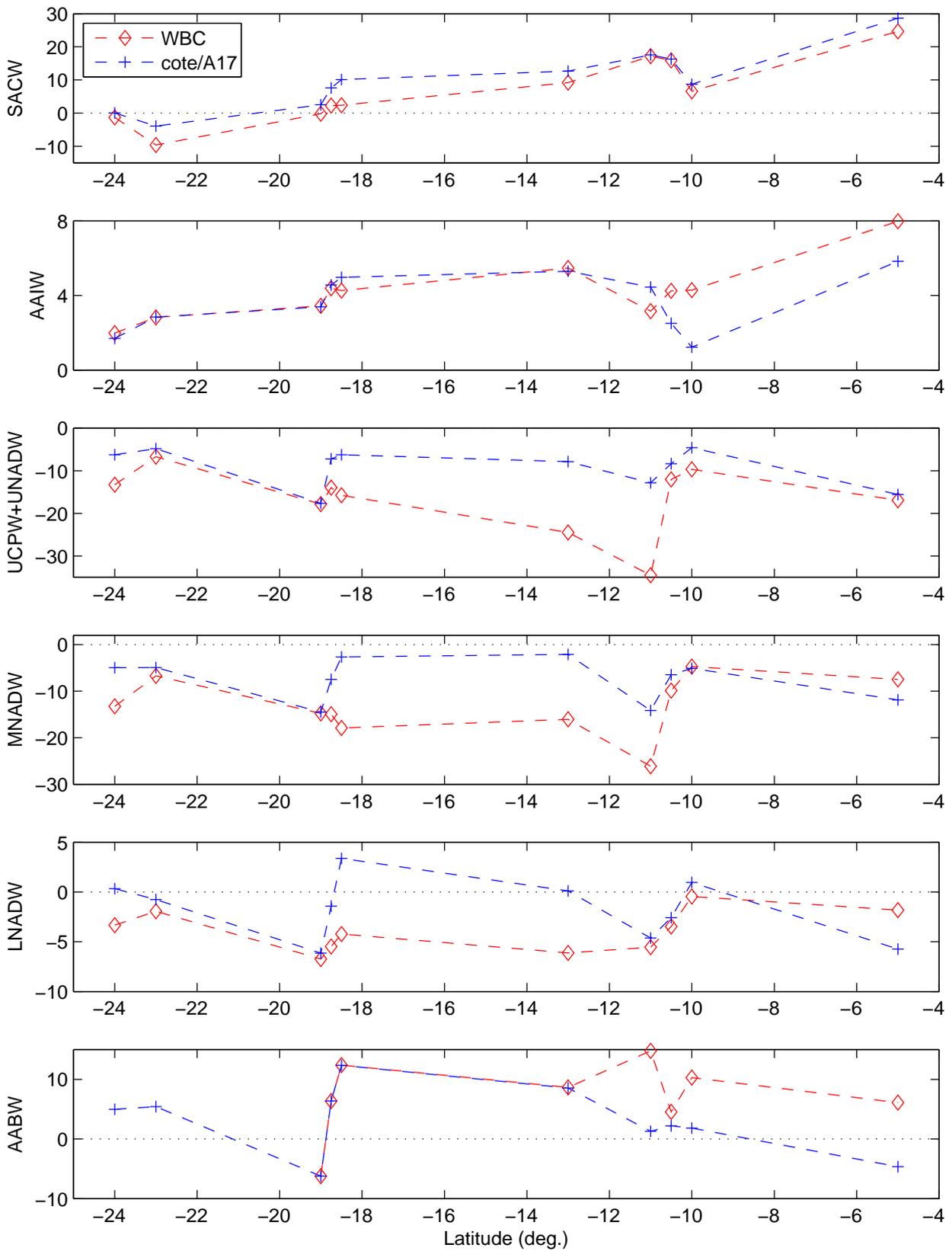


FIG. 2.9: Transports (Sv, >0 vers le nord) de 6 masses d'eau issus des vitesses géostrophiques référencées aux flotteurs à 800dbar, à travers 10 radiales transverses au talus continental entre la côte et le tracé de A17 (+ et courbes en tirets bleus) et limités au courant de bord (◊ et courbes en tirets rouges).

excluant la UCPW), MNADW et LNADW de 15.3Sv, 8.8Sv et 1.4Sv vers le sud, très proches des valeurs trouvées avec référence aux vitesses des flotteurs de 13.0Sv, 7.5Sv et 1.8Sv respectivement, et cela malgré la confiance moindre accordée à ces résultats du fait du nombre plus faible de flotteurs disponibles à 5°S.

- *Variabilité du transport à 11°S*

Les trois radiales autour de 11°S fournissent un transport de NADW vers le pôle restreint au courant de bord de 14.8Sv (10°S), 19.4Sv (10.5°S) et 60.8Sv (11°S, *fig. 2.8a*) et *Schott et al.* (2005) donnent une valeur de 35.5 ± 14.7 Sv à 11°S. Nous relierons cette forte variabilité à l'existence d'un maximum local de EKE mesurée par les flotteurs à cette latitude contre le talus (*fig. 1.8*) associé au fait que les trois radiales entre 10°S et 11°S aient été réalisées à des dates différentes. *Dengler et al.* (2004) considèrent qu'au-dessus du plateau de Recife à 8°S, des instabilités sont à l'origine de la formation de tourbillons anticycloniques exclusivement responsables du transport de NADW à 11°S vers le pôle le long du bord ouest, qu'ils estiment à 19Sv à cette latitude. Cette valeur est similaire à la valeur moyenne de 18.3Sv des 3 transports de NADW jusque A17 (croix bleues) fournis par les radiales. A 11°S et 13°S, les transports de NADW entre la côte et A17 (+) beaucoup plus faibles que ceux limités au courant de bord (◇) traduisent la présence de ces recirculations vers le nord à l'ouest de A17 (*fig. 2.8a* et *b*).

- *Déviations vers l'est du DWBC à ~19°S*

Les trois radiales à ~19°S fournissent du nord au sud des valeurs de transport de NADW par le courant de bord de 40.3Sv, 33.6Sv et 39.8Sv respectivement, similaires aux 39 ± 20 Sv de *Weatherly et al.* (2000) à 18°S issus de mesures eulériennes. Quelques soient les subdivisions de cette masse d'eau (*fig. 2.9*), les transports limités au bord ouest (en rouge) sont plus faibles en aval à 23°S et 24°S (16.4Sv et 31.0Sv vers le sud respectivement) et très proches des transports cumulés jusque A17, suggérant une perturbation du DWBC au passage de la chaîne de monts sous-marins Vitoria-Trindade à 20.5°S. La *figure 2.8d* montre à 24°S un DWBC large et peu intense.

Cela rejoint l'analyse de *Müller et al.* (1998) qui observent le DWBC bien établi au nord de VTR alors qu'ils ne l'identifient pas aussi clairement plus au sud. De même, *De Madron and Weatherly* (1994) décrivent une forte réduction du transport de NADW vers le sud : 24Sv à 18°S, 7Sv à 24°S. *Zangenberg and Siedler* (1998) estiment par conservation de la vorticité potentielle en présence d'une topographie, qu'au nord de VTR à 19°S, les deux tiers des ~20Sv qui arrivent du nord s'éloignent vers l'est ou nord-est vers la dorsale médio Atlantique et un tiers continue vers le sud. *Fu* (1981) avait déjà remarqué cette déviation vers le large à l'aide d'un modèle inverse et *Hogg and Thurnherr* (2005) montrent qu'un tiers de la NADW traversant 19°S se dirige ensuite vers l'est. Cette déviation vers le large permettrait le développement d'une recirculation vers l'équateur probablement imposée par VTR entre le courant et le talus continental (*fig. 1.5*) visible sur deux des trois coupes de vitesse

à $\sim 19^\circ\text{S}$ (*fig. 2.8c*). Ces résultats s'accordent avec les mesures courantométriques de *Weatherly et al.* (2000) qui montrent que le DWBC est dirigé vers le sud-est, dévié par la chaîne de monts sous-marins 200km au sud, avec des vitesses vers le nord contre le talus. Nous verrons dans les chapitres suivants que cette chaîne de monts sous-marins perturbe également l'écoulement de AAIW vers le nord.

AABW

Les estimations du transport d'eau de fond à l'ouest de A17 ont montré que l'utilisation de cette radiale n'est pas appropriée pour déterminer le transport de cette masse d'eau dans l'Atlantique Sud (*fig. 2.5* et *Wienders et al.* (2000)). En effet, les coupes de vitesse à travers les radiales transverses montrent que contrairement à la AAIW et NADW, la AABW qui s'écoule vers l'équateur n'est pas associée à un courant de bord (*fig. 2.8*). En particulier à $\sim 28^\circ\text{S}$, le plateau de Santos s'avance vers l'est et contraint l'eau de fond à s'écouler par le chenal de Vema plus au large. Ce déplacement de l'écoulement à l'est de la radiale A17 s'accorde avec les résultats de *Speer and Zenk* (1993) qui estiment le transport de AABW entre le talus et ce passage (non compris) à seulement 2Sv. L'écoulement semble pouvoir être limité au bord ouest plus au nord où le talus est plus abrupt. Ainsi, aucun transport de cette masse d'eau n'est indiqué sur la *figure 2.9* par le courant de bord (en rouge) pour les deux radiales au sud de VTR (24°S et 23°S), alors que les transports cumulés jusqu'à A17 sont donnés pour les trois radiales à $\sim 19^\circ\text{S}$ et les valeurs limitées à un écoulement contre le talus sont données plus au nord.

Malgré une forte variabilité, les estimations aux diverses latitudes suggèrent une diminution du transport de AABW vers l'équateur, telle que montrée par *Speer and Zenk* (1993) qui donnent des valeurs de $5.0 \pm 1.1\text{Sv}$ à 24°S , $4.5 \pm 0.8\text{Sv}$ à 19°S et $3.0 \pm 1.4\text{Sv}$ à 11°S . Ils remarquent un écoulement caractérisé par des recirculations horizontales et verticales. Les trois radiales à $\sim 19^\circ\text{S}$ fournissent des estimations très différentes du transport dues à l'extension vers le large de l'écoulement au-delà de A17, tel qu'indiqué sur la *figure 2.8c*. *Weatherly et al.* (2000) observent à 18°S un transport de AABW vers l'équateur à l'est du DWBC au pied du talus continental avec des recirculations, probablement imposées dans cette région par le relief de VTR, comme pour le DWBC. A $\sim 11^\circ\text{S}$, l'extension profonde de la recirculation du DWBC au sein de la couche de AABW est incluse dans le transport de cette masse d'eau (*fig. 2.9*) et participe à la variabilité observée. La valeur négative du transport entre la côte et A17 à 5°S (+ bleue) confirme là encore l'existence de recirculations.

2.4.3 Distribution verticale des transports des courants

La structure verticale des transports des différentes masses d'eau par le courant de bord ouest est présentée sur la *figure 2.10* (valeurs en blanc ou contour simple)

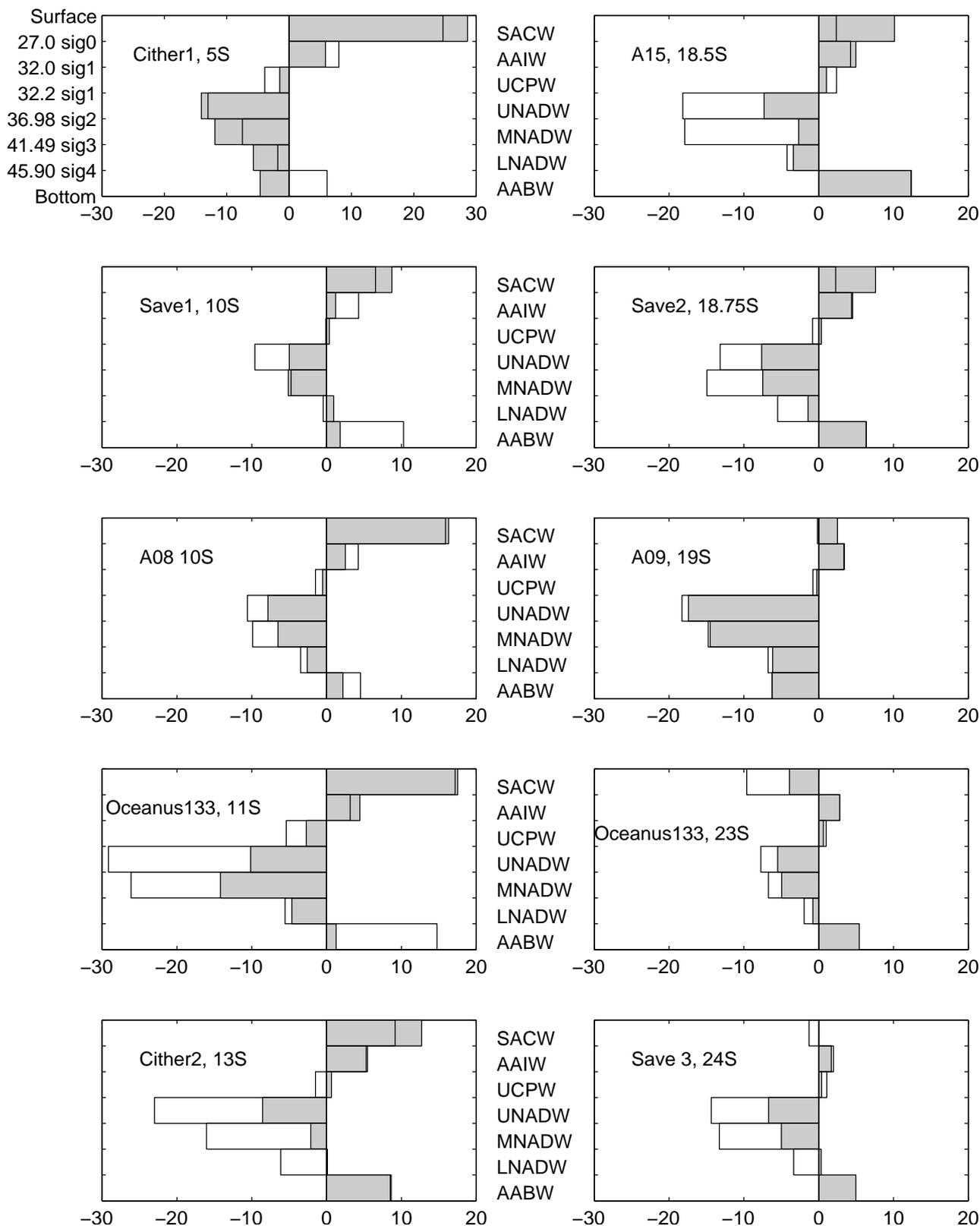


FIG. 2.10: Mêmes estimations des transports des différentes masses d'eau par tranches de densité que sur la *figure 2.9* illustrant la distribution verticale de ces transports (S_v , >0 vers le nord) à travers chacune des 10 radiales transverses au talus continental (du nord au sud verticalement). Les valeurs des transports entre la côte et le tracé de A17 sont indiquées en gris et celles des transports restreints au courant de bord sont indiquées en blanc (ou contour simple).

pour chacune des 10 radiales transverses au talus continental. Les valeurs en grisé représentent les transports cumulés jusqu'au tracé de A17. La *figure 2.9* a montré que ces transports sont susceptibles de varier fortement en latitude mais la *figure 2.10* révèle que la structure verticale de l'écoulement au bord ouest varie peu d'une radiale à l'autre et qu'elle est semblable selon que l'on considère seulement le courant de bord (en blanc) ou le domaine jusque A17 (en gris). On retrouve la structure verticale caractéristique de la circulation thermohaline dans cette région avec un transport de NADW vers le sud dominé par la UNADW et un transport de UCPW faible et de signe variable, encadrés par des transports vers le nord de AAIW et de AABW. Les transports de SACW à 23°S et 24°S par le courant de bord (en blanc) sont majoritairement associées au courant du Brésil dirigé vers le pôle alors que plus au nord, ce courant est masqué par le NBUC qui s'étend vers la surface au sein de la SACW conduisant à un transport de cette masse d'eau vers l'équateur.

A 13°S, *Arhan et al.* (2000) déterminent ce type de distribution verticale des transports géostrophiques à travers la même radiale que celle utilisée ici mais avec les valeurs obtenues par le modèle inverse de *Wienders et al.* (2000). Leurs résultats sont similaires à ceux obtenus ici en utilisant les vitesses des flotteurs comme référence. En particulier ils déterminent un transport de 7.3Sv vers le nord de AAIW et de 36Sv vers le sud de NADW alors que nous les trouvons de 5.5Sv et 45Sv respectivement. Nous associons ces différences au fait que les vitesses de référence utilisées sont les moyennes des vitesses des flotteurs ayant dérivé dans la zone à des dates différentes ne coïncidant pas avec celle de la réalisation de la radiale.

2.4.4 Circulation thermohaline et forcée par le vent

Les *figures 2.5* et *2.6* ont montré comment les courants de bord ouest se combinent entre 50°S et 5°S pour constituer une structure verticale fortement barocline. Afin d'analyser cette structure dans le contexte des circulations thermohaline et forcée par le vent, nous présentons sur la *figure 2.11* les transports parallèles à la côte à l'ouest de A17 des eaux dites « chaudes » (SACW+AAIW+UCPW) et « froides » (NADW+AABW) de la circulation thermohaline et de toute la colonne d'eau (courbes et croix bleues). Les carrés rouges indiquent les transports restreints au courant de bord ouest *stricto sensu* issus des radiales transverses. Tel que montré plus haut, une bonne confiance est accordée aux transports calculés dans les couches supérieures où les valeurs issus de A17 sont en accord avec celles provenant des radiales transverses (*fig. 2.11a*). Notre solution est plus incertaine dans les couches profondes, l'accord avec les transports déduits des radiales transverses n'étant pas réalisé (*fig. 2.11b*). Les différences observées sont principalement dues à l'impossibilité de restreindre le transport de AABW à un courant de bord à certaines latitudes et à l'utilisation des vitesses moyennes des flotteurs comme référence, qui entraîne

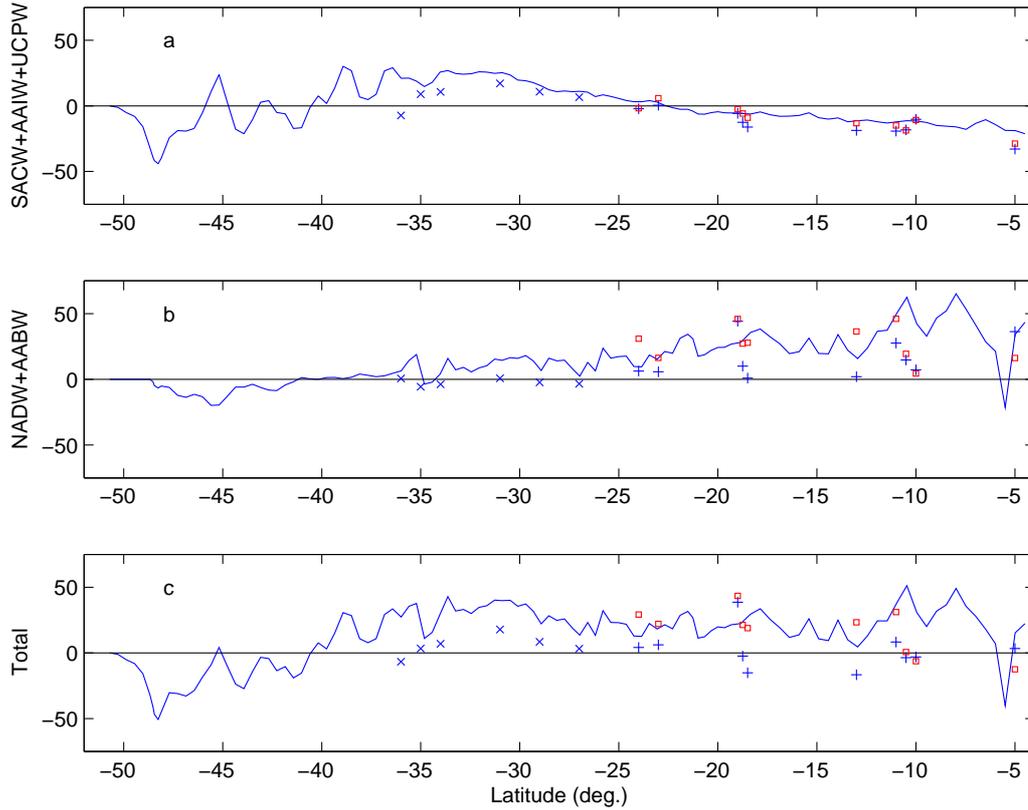


FIG. 2.11: Distribution méridienne des transports (Sv) parallèles à la côte entre celle-ci et A17 (>0 vers le sud) des eaux chaudes (a), froides (b) de la circulation thermohaline et de toute la colonne d'eau. Sont ajoutés les transports à travers les radiales transverses cumulés vers le large jusque A17, référencés aux flotteurs (+) et à des surfaces isopycnales (x) et les transports référencés aux flotteurs restreints au courant de bord (maximum de transport cumulé) (□ rouges).

une forte erreur sur le transport de AABW (cf. sections 2.3.1 et 2.4.2).

Comme la solution de *Wienders et al.* (2000), les transports de bord ouest surface-fond que nous déterminons (*fig. 2.11c*) sont conformes aux directions des gyres subpolaire et subtropical forcés par le vent (vers le nord au sud de 40°S et vers le sud au nord de cette latitude). Cependant, contrairement à l'étude précédente, notre transport surface-fond déduit de A17 (courbe bleue) est orienté au sud entre 12°S - 13°S et l'équateur. Ce résultat est probablement lié à la recirculation des courants de bord à l'ouest de A17, notamment du NBUC (*fig. 1.7*). En effet, les estimations des transports de bord ouest *stricto sensu* à partir des radiales transverses (*fig. 2.11c*, carrés rouges) présentent une faible valeur positive dans la direction (vers l'équateur) du courant de bord d'un gyre cyclonique subéquatorial forcé par le vent.

2.4.5 Surfaces de vitesse nulle le long des radiales transverses

Alors que des surfaces de vitesse nulle *a priori* ont été choisies sur des isopycnes séparant deux masses d'eau pour référencer les vitesses géostrophiques à travers les 6 radiales transverses entre 27°S et 36°S (section 2.2.1), les flotteurs lagrangiens ont fourni cette vitesse de référence pour les dix radiales entre 24°S et 5°S . Cela permet

Radiale	Latitude	Surface de référence
Save 3	24°S	$36.83\sigma_2$
Oceanus 133	23°S	$32.20\sigma_1$
A09	19°S	$32.00\sigma_1 < 300\text{km du talus, } 45.90\sigma_4 \text{ au large}$
Save 2	18.9°S	$32.00\sigma_1 < 300\text{km du talus, } 45.90\sigma_4 \text{ au large}$
A15	18.8°S	$32.00\sigma_1 < 300\text{km du talus, } 45.90\sigma_4 \text{ au large}$
Cither 2	13°S	$32.00\sigma_1$
Oceanus 133	11°S	$32.00\sigma_1$
A08	10.5°S	$32.00\sigma_1$
Save 1	10°S	$45.90\sigma_4$
Cither 1	5°S	$32.00\sigma_1$

TAB. 2.4: Surfaces isopycnales où la vitesse est choisie nulle pour référencer les vitesses géostrophiques pour 10 radiales transverses au talus continental.

d'estimer une surface de vitesse nulle pour chacune de ces radiales, utile pour de futures études dans la région ne disposant pas de mesures de référence. Les surfaces choisies comme référence *a priori* le long de A17 (tableau 2.2) ne sont pas nécessairement valables plus près du talus. Les choix sont faits pour chaque radiale en comparant pour diverses surfaces retenues les coupes de vitesse géostrophique et les transports par couches isopycnales avec la solution obtenue par référence aux flotteurs et avec les résultats obtenus localement par diverses études historiques. Quelques flotteurs de l'expérience SAMBA ont plongé au cours de certains cycles au-delà de leur profondeur de dérive, à cause d'un dysfonctionnement de l'hydraulique. Certains d'entre eux dérivant dans l'IWBC vers le nord présentent un fort ralentissement au cours de leur plongée et la mesure de leur pression confirme un niveau de vitesse nulle à l'interface entre AAIW et NADW à certaines latitudes (vers 1 200dbar). Les surfaces retenues sont présentées dans le *tableau 2.4*. En haut du talus continental où les profondeurs des stations ne sont pas assez élevées pour atteindre la surface retenue, une vitesse nulle est prise au fond par défaut.

La large étendue latitudinale et la bonne résolution méridienne de la radiale A17 ont été appropriées pour l'étude des structures méridienne et verticale des courants de bord ouest en Atlantique Sud. L'utilisation de flotteurs lagrangiens pour référencer les vitesses et déterminer les transports des courants de bord constitue un apport original dans notre étude. Les résultats sont comparés à ceux obtenus par *Wienders et al.* (2000) et *Arhan et al.* (2000) avec la même radiale à l'aide d'un modèle inverse ainsi qu'aux études locales à diverses latitudes. Nous avons montré que dans les régions où règne une activité de méso-échelle importante (au sud de 35°S le long

de A17 et vers 19°S plus près du bord ouest), moyenner les vitesses des flotteurs n'est pas adapté pour référencer les profils de vitesse *instantanée* de l'hydrologie et des mesures concomitantes fourniraient des résultats plus précis. En particulier l'erreur engendrée peut être de l'ordre de grandeur des transports calculés, comme pour la AABW. Néanmoins, l'accord trouvé avec les autres études montre que notre méthode est suffisamment robuste pour décrire la structure du régime de bord ouest sur un vaste domaine latitudinal et que les principales caractéristiques de la distribution des courants décrite ici sont permanentes.

Le courant des Malouines transporte 51Sv vers l'ouest à l'extrême sud de la radiale. La latitude de séparation du BC et du NBUC qui s'écoulent en sens opposés se déplace vers le sud en profondeur, de 14°S en surface jusque 28°S aux profondeurs intermédiaires. Au sud de 28°S, l'approfondissement du BC atteint la base de la LNADW. Une focalisation de l'étude sur les couches supérieures a permis de distinguer les origines subtropicales et subéquatoriales des 49Sv transportés par la branche sud du SEC et de déterminer les contributions de ce courant au BC vers le pôle et au NBUC vers l'équateur. Cela a également fourni la distribution méridienne des transports de ces deux courants. Ils coexistent entre 28°S et 14°S et ont la même amplitude à ~23°S, où chacun est renforcé par la partie basse de la SACW, apportée par le SEC.

Seize radiales perpendiculaires au talus continental complètent cette approche en apportant une bonne résolution transverse entre 36°S et 5°S. Les transports géostrophiques sont référencés aux vitesses des flotteurs ou à des surfaces de vitesse nulle *a priori*, permettant de préciser l'extension vers le large des courants de bord, ce que n'autorisait pas l'exploitation de la radiale A17. Les largeurs du BC et de l'IWBC/NBUC sont inférieures à 100km et le DWBC s'étend sur 200km. Les distributions verticales des transports aux différentes latitudes échantillonnées varient peu et montrent des transports en sens opposés dans les couches supérieures et profondes, illustrant qualitativement la cellule de retournement de la circulation thermohaline. Diverses caractéristiques de la circulation suggérées par des études précédentes sont montrées ici, telles que l'approfondissement et l'intensification du BC vers le sud, l'existence d'une recirculation de ce courant à 35-30°S, la déflexion du DWBC vers l'est à 19°S ainsi que l'écoulement d'eau de fond éloigné du bord ouest sur tout le domaine latitudinal.

Cette étude ayant montré la structure globale du régime de bord ouest, nous utilisons les flotteurs lagrangiens dans le chapitre suivant pour préciser la circulation au profondeurs intermédiaires.

Chapitre 3

Caractérisation du régime de courant de bord ouest par les flotteurs lagrangiens aux profondeurs intermédiaires

La distribution des transports des courants dans le régime de bord ouest de l'Atlantique Sud a été présentée avec une grande emprise latitudinale (chapitre 2). Nous avons montré que le NBUC et sa restriction aux profondeurs intermédiaires (IWBC) jouent un rôle essentiel dans le cadre de la circulation thermohaline en assurant le transport de AAIW vers l'hémisphère nord. *Boebel et al.* (1999a) ont montré la naissance de l'IWBC au-dessus du plateau de Santos vers 28°S et ont illustré sa présence le long du bord ouest en partie avec les données utilisées ici. Cependant la structure du courant et le chemin qu'il emprunte jusque vers l'équateur n'a encore jamais été précisée en détail et de façon globale. Les flotteurs lagrangiens de l'expérience SAMBA (*Ollitrault, 1999*) constituent un moyen de mesure directe des courants et ont particulièrement bien échantillonné l'IWBC (cf. chapitre 1). La présence de ce courant de bord est illustrée sur la *figure 3.1* par les trajectoires de 3 flotteurs à 800dbar.

Nous exploitons ici les flotteurs Marvor pour caractériser la structure de l'IWBC. Nous établissons d'abord des critères pour sélectionner les flotteurs ayant dérivé dans le BC et l'IWBC. La variation méridienne de la vitesse de ces courants est présentée entre 40°S et l'équateur. La structure transverse de l'IWBC est analysée entre le plateau de Santos et 5°S. Les trajectoires lagrangiennes permettent l'analyse des contre-courants de l'IWBC dont l'origine et le devenir sont précisés et les transports de ces courants sont estimés. Nous caractérisons ensuite le régime tourbillonnaire et l'activité de méso-échelle dans la région. Nous précisons enfin le temps de parcours dans l'IWBC et les lieux d'entrées et sorties des flotteurs.

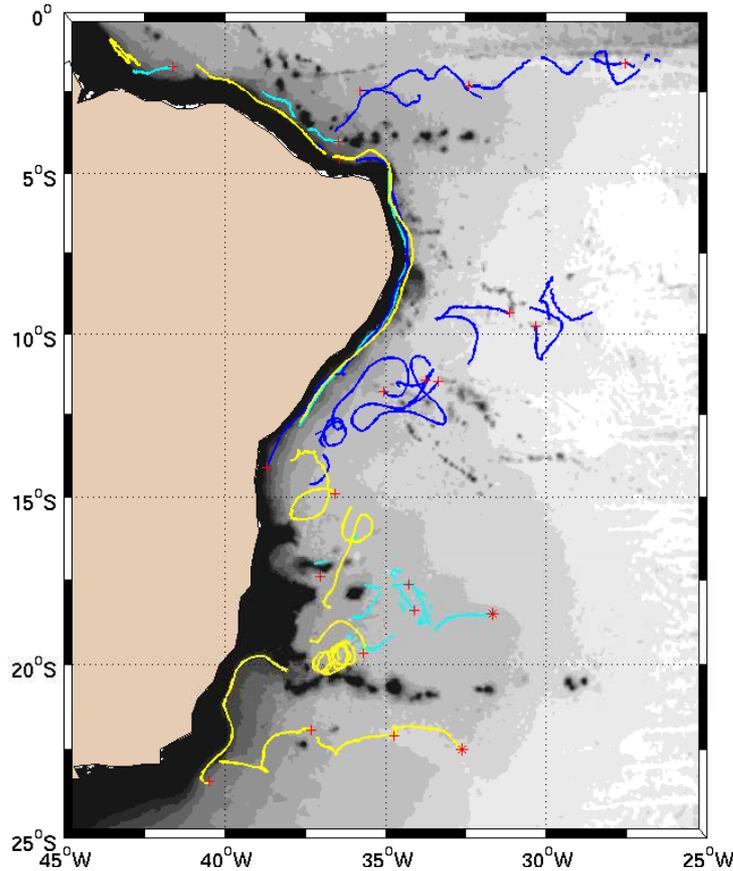


FIG. 3.1: Trajectoires totales de 3 flotteurs dérivant en partie dans l'IWBC. Les débuts de cycles sont indiqués par une croix rouge.

3.1 Sélection des flotteurs dans l'IWBC

Les trajectoires de la centaine de flotteurs Marvor couvrent une vaste zone incluant le bord ouest (*fig. 1.6*) et des critères de sélection sont nécessaires pour distinguer les flotteurs y ayant dérivé.

3.1.1 Méthode

Le courant de bord se trouvant par définition contre le relief, nous sélectionnons les flotteurs qui s'y trouvent à partir de l'orientation de leur trajectoire par rapport à la bathymétrie. Un paramètre essentiel dans cette étude sera donc l'angle — noté α — entre la tangente à la trajectoire d'un flotteur en une position donnée et la tangente à une isobathe de référence (*fig. 3.2*). La tangente à la trajectoire d'un instrument est fournie par le vecteur vitesse du flotteur. Un lissage passe-bas ayant déjà été effectué sur les positions brutes de ceux-ci (section 1.3), aucun filtrage supplémentaire des trajectoires n'est réalisé. L'isobathe de référence utilisée pour calculer l'angle α peut être le contour de :

- la bathymétrie sous-jacente à la position du flotteur, ou

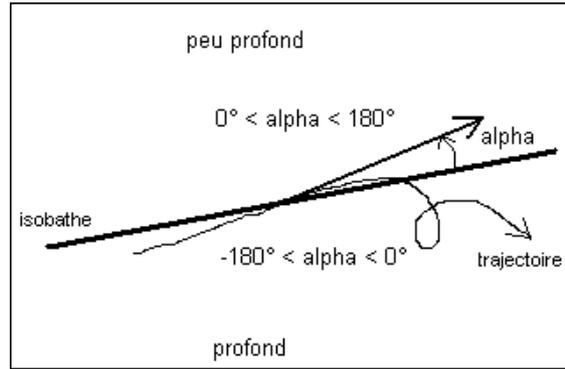


FIG. 3.2: Convention de signe pour l'angle α entre le vecteur vitesse d'un flotteur et la tangente à une isobathe.

- la bathymétrie « latérale » formée par l'isobathe 800m au point le plus proche du flotteur.

De plus la valeur de α sera différente selon le degré de lissage de la bathymétrie considéré. Nous utilisons les données bathymétriques de *Smith and Sandwell (1997)* avec un pas de 2' en latitude et longitude que nous lissons à diverses échelles à l'aide d'un filtre passe-bas gaussien « circulaire » dont l'écart-type est varié. Dans chaque cas l'isobathe de référence est constituée d'un ensemble de positions calculées à partir du fichier bathymétrique et la tangente au contour du relief est déterminée par la droite passant par les trois positions successives décrivant l'isobathe localement, au sens des moindres carrés.

L'angle α est orienté et ramené entre -180° et $+180^\circ$ de sorte que $\alpha = 0^\circ$ quand le flotteur suit une isobathe en laissant la bathymétrie haute à gauche (*fig. 3.2*). On dispose donc de deux informations selon la valeur de l'angle :

- si $-90^\circ < \alpha < 90^\circ$, le flotteur laisse la bathymétrie haute à sa gauche. Et si $-180^\circ < \alpha < -90^\circ$ ou $90^\circ < \alpha < 180^\circ$, la bathymétrie haute est laissée à sa droite.
- si $\alpha > 0^\circ$, le flotteur « rentre » dans la topographie et si $\alpha < 0^\circ$, il « sort » de la topographie.

3.1.2 Critères de sélection

Schott et al. (2002) et *Schott et al. (2005)* montrent qu'entre 5°S et 11°S , l'IWBC s'étend horizontalement en moyenne jusqu'au-dessus de l'isobathe 3500m et sur tout le domaine où s'écoule le courant, c'est dans cette bande de latitude que la pente du talus continental est la plus élevée. Une première sélection des positions des flotteurs est donc effectuée en ne retenant que celles situées à une profondeur inférieure à 3500m, ce qui mène à un **ensemble** noté *e1* de 9082 positions. Les coupes de vitesses géostrophiques à travers les radiales hydrologiques transverses au talus continental (dont 4 sont montrées sur la *figure 2.8*) confirment le choix de cette isobathe. Cela sera également validé *a posteriori* lors de l'analyse de la structure

transverse de l'IWBC. A noter que certains flotteurs ont plongé au-delà de leur profondeur de dérive à 800dbar à cause d'une défaillance du système hydraulique et ont été exclu en prenant une limite de la pression mesurée à 1 100dbar. Cette valeur est considérée comme profondeur maximale de l'AAIW, usuellement délimitée dans les subtropiques par les isopycnes $27.0 \sigma_0$ au-dessus et $27.35 \sigma_0$ (*Schmid et al.*, 2000) ou $32.0 \sigma_1$ (*Wienders et al.*, 2000) en-dessous.

Parmi l'ensemble *e1* des positions dans le régime de bord ouest, **les flotteurs sont considérés dériver dans l'IWBC s'ils sont tels que $\alpha \leq \pm\alpha_c$** où α_c est un angle critique à déterminer. Pour une valeur suffisamment faible de cet angle, les instruments sélectionnés longent les isobathes en laissant la bathymétrie haute à gauche (*fig. 3.2*). L'utilisation de ce critère pour restreindre l'ensemble *e1* aux positions des flotteurs dérivant dans l'IWBC nécessite donc le choix d'une échelle de lissage de la bathymétrie et le choix d'une isobathe de référence (sous-jacente au flotteur ou latérale) ainsi que la détermination de la valeur de α_c .

- *Lissage de la bathymétrie*

En une position d'un flotteur donné, la valeur de α va varier en fonction de l'échelle de lissage de la bathymétrie utilisée et le critère de sélection $\alpha \leq \pm\alpha_c$ conduira à ne retenir ce flotteur dans l'IWBC que pour certains degrés de lissage. Pour analyser cet effet, nous analysons les différents ensembles de positions retenues dans l'IWBC pour différentes échelles de lissage. Nous comparons également la carte des positions sélectionnées appartenant à un même flotteur avec la trajectoire totale de celui-ci. L'étude de sensibilité nous conduit au **choix d'une échelle de 10km pour l'écart-type du filtre passe-bas gaussien assurant le filtrage de la grille bathymétrique.**

- *Choix du contour bathymétrique de référence*

Le calcul de l'angle α nécessite un contour bathymétrique de référence qui peut être l'isobathe sous-jacente en chaque position des flotteurs ou la bathymétrie latérale (isobathe 800m) la plus proche du flotteur. Les cartes des positions sélectionnées parmi l'ensemble *e1* avec une valeur de α_c fixée sont quasiment identiques selon que l'on utilise l'isobathe sous-jacente ou latérale comme référence. Pour le cas où $\alpha \leq \pm 30^\circ$, le nombre de positions de flotteurs retenues avec ces deux références est de 2 745 et de 2 728 respectivement. Les principales différences dans leur répartition se trouvent entre 18°S et 16°S où le relief est très agité et marqué par la présence de monts sous-marins. D'autres éléments viendront confirmer *a posteriori* la similitude de ces deux critères. L'IWBC étant par définition un courant s'appuyant sur le bord du bassin océanique, **la bathymétrie latérale associée à l'isobathe 800m est donc choisie pour calculer l'angle α .**

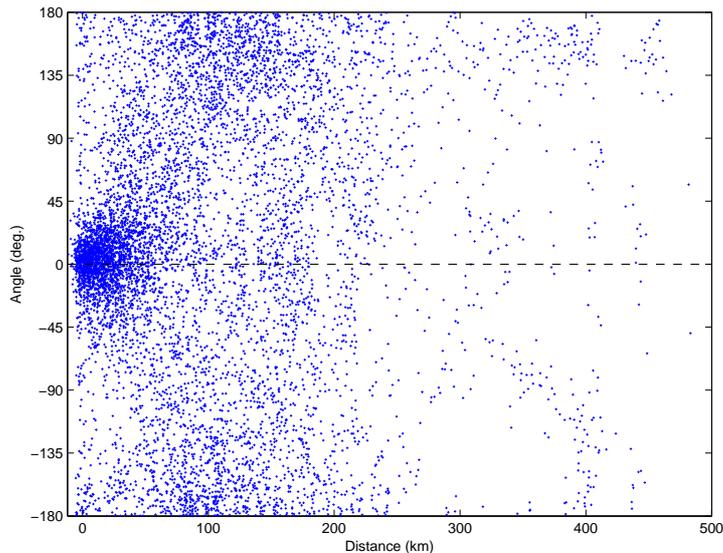


FIG. 3.3: Angle entre les vecteurs vitesses des flotteurs et la tangente à l'isobathe 800m lissée la plus proche en fonction de leur distance à cette isobathe non lissée pour l'ensemble des instruments situés à l'intérieur de l'isobathe 3500m (ensemble $e1$) et au nord de 27°S.

- *Choix de l'angle limite α_c*

La valeur de l'angle maximal α_c utilisé pour sélectionner les positions des flotteurs dérivant dans l'IWBC est un paramètre important puisqu'une valeur proche de zéro ne sélectionnera que les flotteurs longeant les isobathes alors qu'une valeur plus élevée augmentera la quantité de positions retenues. Pour aider à choisir cette valeur, les mesures de l'angle α sont représentées sur la *figure 3.3* pour l'ensemble des positions $e1$ à l'intérieur de l'isobathe 3500m en fonction de la distance de l'instrument à la bathymétrie latérale. Cette représentation permet de distinguer d'une part les flotteurs dérivant dans l'IWBC correspondant à la densité de points élevée pour les valeurs d'angle et de distance faibles ($\leq \sim \pm 30^\circ$ et $\leq \sim 80\text{km}$). D'autre part l'existence d'un contre-courant est mise en évidence par la densité de points plus élevée aux valeurs d'angle proches de $\pm 180^\circ$ mais réparties de façon plus diffuse en distance.

Remarque : La distance au relief latéral est la distance la plus courte entre la position du flotteur et l'isobathe 800m non lissée et la *figure 3.3* indique des valeurs négatives atteignant 12km en valeur absolue, soit à l'intérieur des terres. La *figure 3.4* présente des portions de trajectoires de flotteurs dont certaines positions sont associées à ces situations (étoiles bleues). Elles se situent à diverses latitudes à l'extrémité du plateau continental où la pente du talus est élevée. La précision des sondes bathymétriques dans ces régions où le relief varie fortement et la résolution de 2' du fichier bathymétrique peuvent en partie expliquer ce décalage.

Mais l'origine du problème est essentiellement liée au positionnement des flotteurs (*Ollitrault et al., 1995; Ollitrault, 1999; Davis and Zenk, 2001*). Comme précisé

dans la présentation des données (section 1.3), ceux-ci sont positionnés par triangulation à l'aide de sources acoustiques réparties dans cette région de l'océan qui émettent des signaux captés par les flotteurs. En premier lieu, l'erreur sur la localisation d'un flotteur sera faible s'il est entouré par les différentes sources. Ce n'est pas le cas pour un flotteur près des côtes.

Une deuxième cause d'erreur sur le positionnement est liée à la détermination de la célérité du son entre émetteur et récepteur. Les célérités moyennes sont obtenues par tracé de rayons à travers les champs climatologiques de *Lévitus* et la précision sur leur valeur est considérée satisfaisante, sauf peut-être près du relief.

En troisième lieu, une bonne précision sur les dérives d'horloge est nécessaire (une erreur d'1s sur un temps de propagation correspond à une erreur de 1.5km en distance et une erreur de 5m s^{-1} sur la célérité du son engendre une erreur de 1s sur une distance de 500km). Puisque le temps associé à l'horloge des flotteurs est comparé au temps UTC fourni par le système ARGOS à la fin de chaque cycle en surface, la précision sur la dérive d'horloge peut être réduite à $\pm 0.1\text{s}$. Celle sur la dérive d'horloge des sources acoustiques est en revanche moins bonne car cette dérive ne peut être estimée qu'une fois la source récupérée après plusieurs années. Ces facteurs peuvent expliquer les distances négatives observées.

Pour le traitement et la visualisation des données, décaler l'origine des distances pour que toutes les valeurs soient positives biaiserait l'ensemble des mesures et nous gardons donc ces distances telles qu'elles sont.

La *figure 3.5* présente la restriction de la *figure 3.3* aux valeurs d'angle $\leq \pm 90^\circ$ permettant de focaliser l'analyse sur les flotteurs laissant la bathymétrie haute à gauche tels que ceux pris dans l'IWBC. La partie la plus dense du nuage de points est limitée aux valeurs d'angle $\leq \pm 30^\circ$ et le panel du bas indique que le pourcentage de points se trouvant dans cette tranche d'angle dépasse 90% pour les flotteurs les plus proches du relief, suggérant une valeur potentiellement adaptée pour le choix

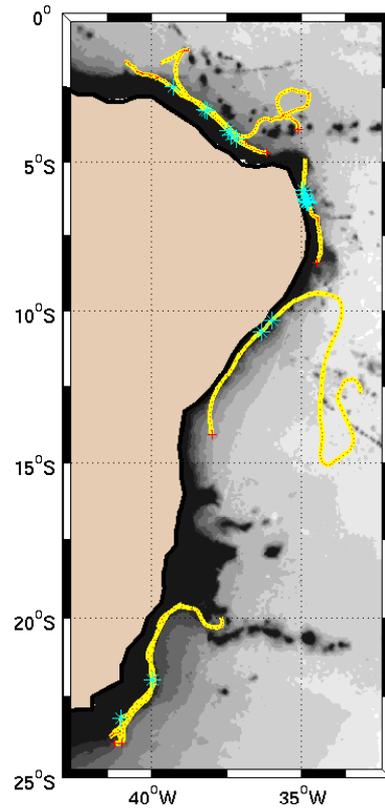


FIG. 3.4: Portions de trajectoires de flotteurs (positions quotidiennes en rouge reliées en jaune) pour lesquelles certaines positions (étoiles bleues) sont situées à des distances négatives de l'isobathe 800m non lissée comprises entre -6km et -11km.

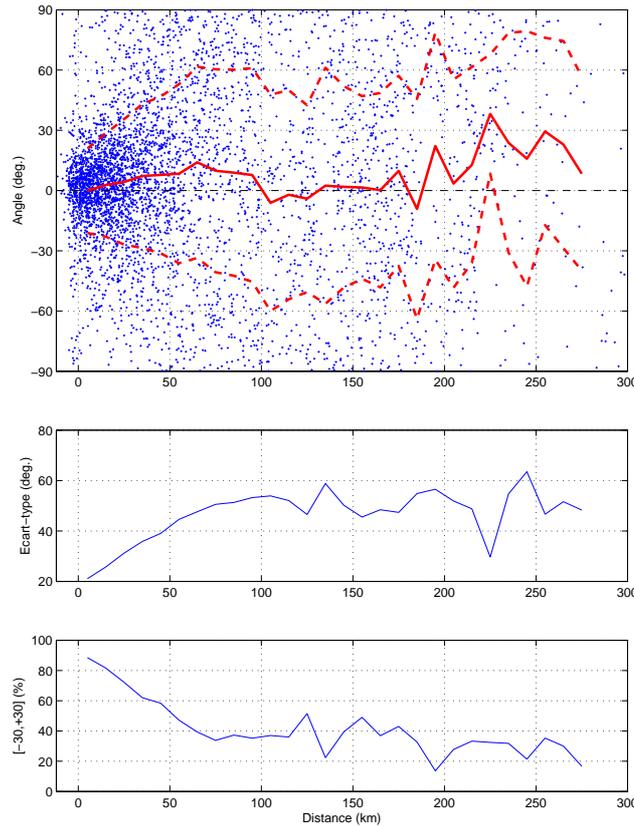


FIG. 3.5: Restriction de la *figure 3.3* aux valeurs de $\alpha \leq \pm 90^\circ$. En rouge, moyenne et écart-type par bande de 10km (en haut). Variation de l'écart-type (milieu) et variation du pourcentage de positions telles que $\alpha \leq \pm 30^\circ$ (en bas) en fonction de la distance.

de α_c . Une étude de sensibilité sur des trajectoires de flotteurs longeant le relief confirme qu'une valeur plus faible (*e.g.* $\pm 20^\circ$) est trop restrictive. **Nous choisissons donc $\alpha_c = 30^\circ$ pour sélectionner les positions des flotteurs dans l'IWBC.**

- *Choix d'une extension vers le large des flotteurs sélectionnés dans l'IWBC*

Le choix de l'isobathe 3 500m n'est pas adapté pour délimiter l'extension du courant vers le large puisque la pente du talus varie sur le domaine. Dans le cas d'une pente faible ou cette isobathe est éloignée de la côte (entre le plateau de Santos et VTR par exemple), les flotteurs longeant le relief sont sélectionnés alors qu'ils dérivent au large de l'IWBC. Cela explique que la proportion des positions dans l'intervalle $[-30^\circ, 30^\circ]$ se maintient à $\sim 20\%$ pour les distances élevées (*fig. 3.5*, panel du bas). De plus, la présence de monts sous-marins culminant à une profondeur inférieure à cette isobathe fausse la sélection des flotteurs. L'utilisation d'une distance à l'isobathe 800m (profondeur des flotteurs) semble plus adaptée. Sur le panel du bas de la *figure 3.5*, le nombre de positions de flotteurs longeant le relief avec la côte à gauche ($\alpha \leq \pm 30^\circ$) diminue en s'éloignant vers le large pour se stabiliser à partir de ~ 85 km. De même l'écart-type de la distribution de cet angle (panel du milieu) croît vers le large pour se stabiliser au-delà de cette même distance.

Un second élément pour choisir l'extension vers le large des flotteurs sélectionnés dans l'IWBC est présenté sur la *figure 3.6* qui montre les histogrammes des distances à l'isobathe 800m pour les positions de *e1* telles que $\alpha \leq \pm 30^\circ$ avec la bathymétrie sous-jacente utilisée comme référence pour l'angle α dans un cas (en haut) et la bathymétrie latérale dans l'autre (en bas). Les allures très similaires des deux histogrammes confirment la faible différence entre les résultats selon le choix de l'un ou l'autre contour bathymétrique. Le nombre de positions élevé aux abords du talus continental diminue très fortement vers le large, illustrant le fait que l'isobathe 3500m n'est pas adaptée pour restreindre le jeu de données. Ce nombre de positions élevé ne s'étend pas au-delà de 85km, en accord avec les observations de la *figure 3.5*. De plus la pente des isopycnes sur les coupes de densité potentielle des radiales hydrologiques transverses au talus continental ainsi que les coupes de vitesses à travers celles-ci (chapitre 2, *fig. 2.8*) ont révélé une extension vers le large de l'IWBC à 800m inférieure à 100km depuis le haut du talus continental.

Stramma et al. (1995) montrent à l'aide de mesures LADCP une largeur de l'IWBC à 800m de ~ 55 km à 9°S - 10°S et de 90km à 5.5°S . *Schott et al.* (1998) relèvent une largeur du courant à cette profondeur de ~ 110 km sur la moyenne de 4 radiales hydrologiques à 10°S et de ~ 60 km sur la moyenne de 2 radiales à 5°S . *Schott et al.* (2005) mesurent une largeur de 52km à 11°S (*fig. 1.3*) et de 54km à 5°S . *Arhan et al.*

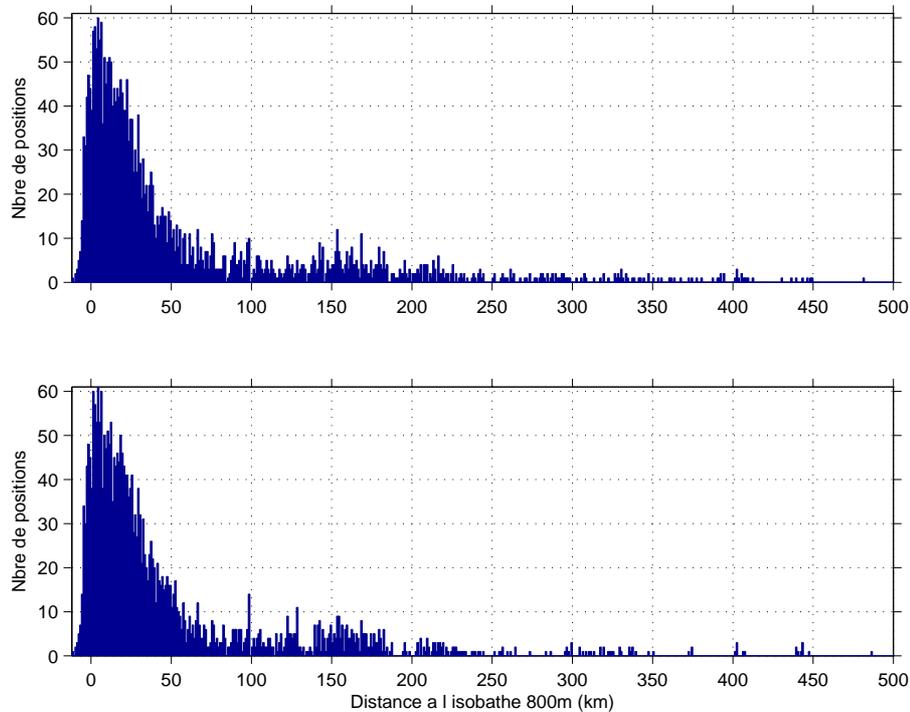


FIG. 3.6: Histogrammes des distances les plus courtes à l'isobathe 800m non lissée des positions de flotteurs sélectionnées dans l'IWBC (intérieur de l'isobathe 3500m et $\alpha \leq \pm 30^\circ$) avec comme référence pour α la bathymétrie sous-jacente (en haut) et la bathymétrie latérale (en bas).

(2000) estiment la largeur du courant à 13°S à un peu moins de 80km. Les analyses précédentes, complétées par ces dernières informations suggèrent donc d'utiliser **une distance maximale à l'isobathe 800m de 85km pour sélectionner les positions des flotteurs dans l'IWBC**. Les positions des instruments retenues à l'aide de ce critère constituent un nouvel **ensemble** — **noté *e2*** — **de 4 465 positions** représentatif des flotteurs échantillonnant le régime de bord ouest aux profondeurs intermédiaires. A noter que l'absence de critère directionnel (angle) conduit à retenir des positions où le flotteur ne dérive pas dans l'IWBC.

L'ensemble des positions retenues forme une bande longeant le talus continental depuis 35°S jusque ~8°N (non montré). Une interruption a lieu à 27°S-28°S, illustrant la latitude de bifurcation du courant de retour du gyre subtropical vers 800m, conduisant à l'IWBC vers le nord et à l'approfondissement du courant du Brésil vers le sud (chapitre 2). 92% des positions sélectionnées sont au nord de cette bifurcation.

- *Combinaison des critères de sélection*

L'ensemble *e2* regroupe toutes les positions des flotteurs dans cette bande de 85km et parmi les 4 106 situées au nord de la bifurcation à 27°S, 54% sont telles que l'angle α entre le vecteur vitesse du flotteur et la tangente à l'isobathe 800m lissée la plus proche est inférieur à $\pm 30^\circ$. Cela signifie que presque **la moitié des flotteurs situés à moins de 85km de l'isobathe 800m ne dérivent pas dans l'IWBC, traduisant une variabilité de ce courant**.

Ce constat suggère de combiner les critères de distance et d'angle permettant de retenir les flotteurs dans l'IWBC de façon plus sélective. On sélectionne ainsi les positions des flotteurs situés à moins de 85km de l'isobathe 800m la plus proche et telles que $\alpha \leq \pm 30^\circ$. Parmi ces 2 203 positions, seules 38 sont trouvées au sud de 27°S, appartenant à deux flotteurs décrivant des portions de trajectoires tourbillonnaires au sein desquelles l'instrument se dirige vers le nord et est donc sélectionné à ces endroits par le critère d'angle. Malgré la quantité de données plus faible acquise lors de l'expérience SAMBA au sud du plateau de Santos, cela indique qu'**aucun écoulement direct de AAIW n'a lieu vers l'équateur entre la zone de confluence vers 38°S et ce plateau**, tel que suggéré par *Boebel et al.* (1999a). Les quelques positions retenues dans cette bande de latitude sont donc exclues pour représenter l'IWBC et on note ***e3* l'ensemble des 2 165 positions** restantes trouvées au nord de 27°S, dont la distribution spatiale est montrée sur la *figure 3.7*.

Le courant longe le talus continental jusqu'à la chaîne de monts sous-marins Vitoria-Trindade (VTR) à 20.5°S qu'il traverse. Jusqu'à 15°S, il n'est plus détecté en tant que courant de bord selon les critères choisis ici pour le caractériser. A noter que la configuration bathymétrique dans cette zone a empêché la localisation de certains flotteurs par les sources acoustiques. L'IWBC ne réapparaît ensuite qu'à 15°S et longe le talus jusqu'à 5°S au cap Sao Roque. Plus au nord, des positions de

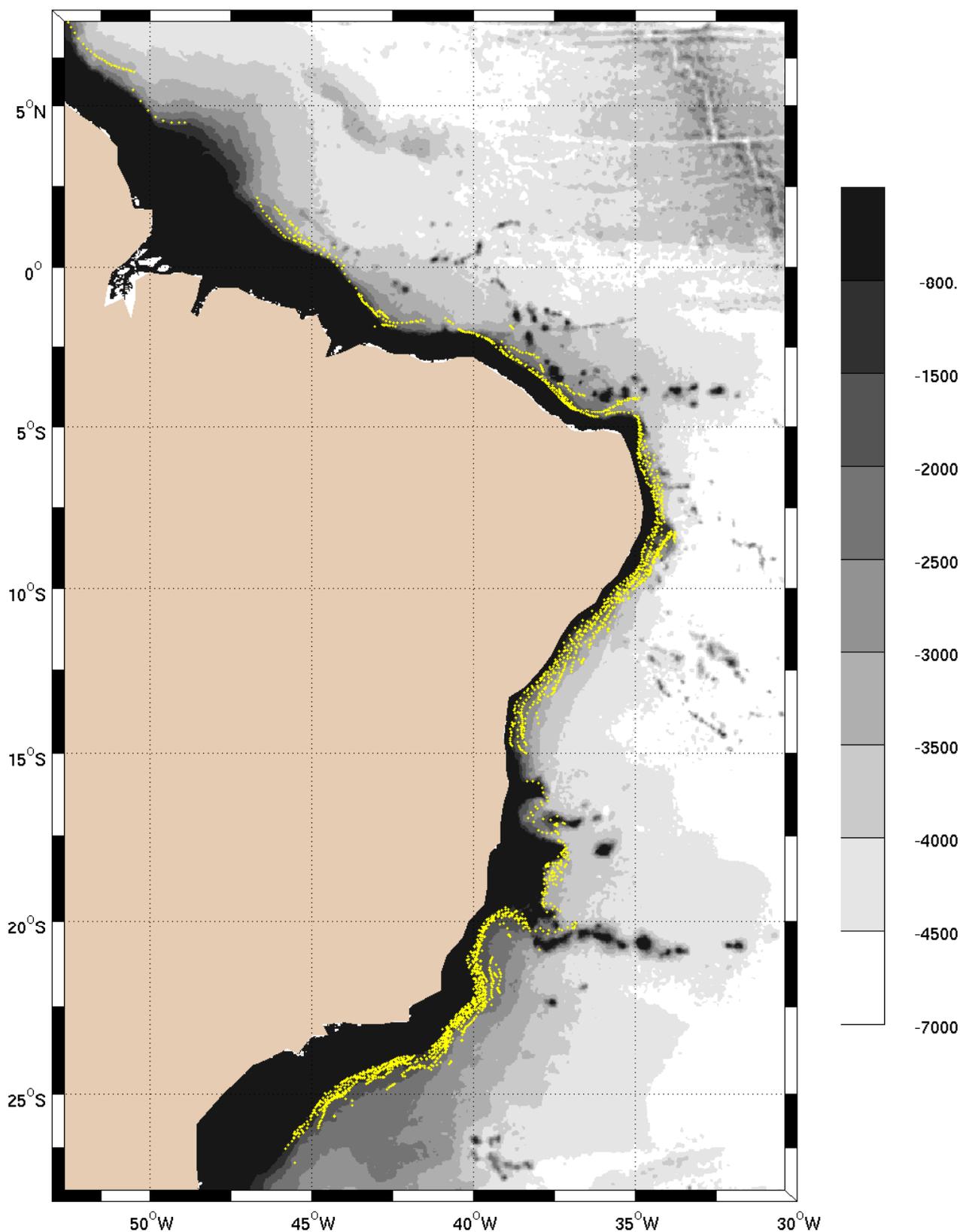


FIG. 3.7: Ensemble $e\beta$ des positions des flotteurs à l'intérieur de l'isobathe 3500m et à moins de 85km de l'isobathe 800m non lissée formée par le talus continental telles que l'angle α entre le vecteur vitesse et la tangente à l'isobathe 800m lissée la plus proche formée par le talus continental soit $\leq \pm 30^\circ$.

flotteurs sont encore sélectionnées le long du talus continental jusqu'à 8°N.

La *figure 3.7* révèle une hétérogénéité de la répartition des positions des flotteurs sélectionnées dans l'IWBC. Pour quantifier cette répartition des données, la *figure 3.8* présente leur distribution en fonction de leur abscisse curviligne le long de l'isobathe 800m lissée et référencée à 27°S, pour tenir compte du caractère non strictement méridien du talus continental. Ces positions appartiennent aux trajectoires de 45 flotteurs distincts associées aux différentes lignes sur la *figure 3.8* et celles associées à un même instrument peuvent se succéder pour former une portion de trajectoire continue. Sont considérées comme portions continues un groupe de positions de *e3* échantillonnées quotidiennement à des dates consécutives et correspondant à un même flotteur. Deux portions continues sont néanmoins regroupées en une seule si 3 positions (hors critères) au maximum les séparent. Si une portion continue est interrompue par la fin d'un cycle du flotteur (remontée en surface durant 3 jours entre 2 cycles) et si les positions au début du cycle suivant sont également retenues dans le courant, alors ces deux séries de positions sont réunies. La détermination de ces portions continues peut permettre d'estimer un temps de présence moyen des flotteurs dans l'IWBC, qui sera déterminé plus loin.

Ces portions continues sont indiquées pour chaque flotteur sur la *figure 3.8* où l'histogramme du nombre de positions par bande de 100km est également présenté. La région la mieux échantillonnée par les flotteurs se situe entre 26°S et 21°S au-

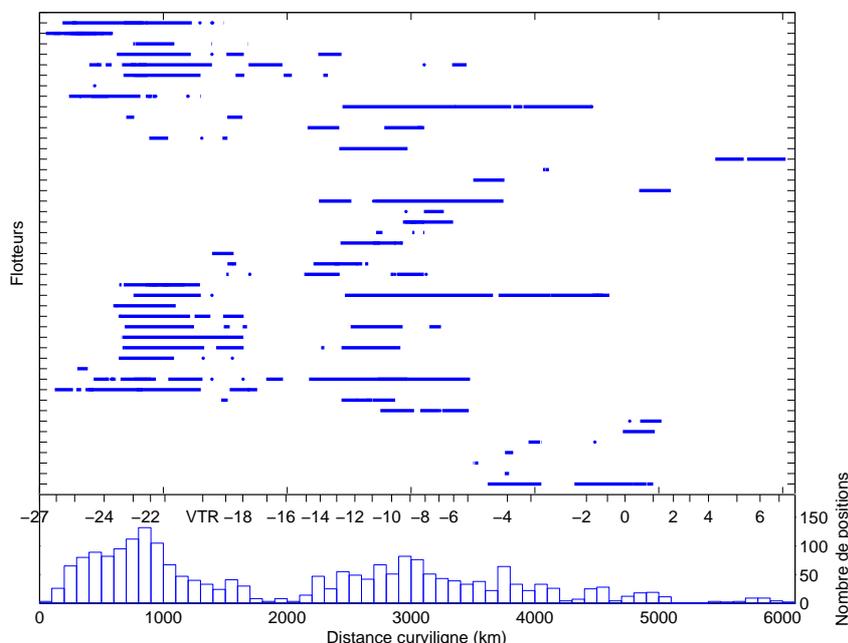


FIG. 3.8: Répartition des positions sélectionnées dans l'IWBC (ensemble *e3*, *fig. 3.7*) pour chacun des 45 flotteurs impliqués, selon leur abscisse curviligne référencée à 27°S le long de l'isobathe 800m lissée. Les positions formant des portions continues (voir texte) sont reliées entre elles. L'histogramme du nombre de positions par bande de 100km est également indiqué, ainsi qu'une graduation en latitude.

dessus du plateau de Santos et avant la traversée de VTR (jusqu'à 135 positions par bande de 100km). Les données sont moins nombreuses entre ce relief et 18°S et quasiment inexistantes entre 18°S et 15°S où le relief est accidenté. Plus au nord la quantité de données redevient conséquente jusqu'à 5°S atteignant 80 positions par bande de 100km et est répartie de façon hétérogène au nord de cette latitude. Un seul flotteur traverse l'équateur (*Lankhorst et al.*, 2008).

3.1.3 Temps de résidence et distance parcourue par les flotteurs dans l'IWBC

La détermination des portions de trajectoires continues sélectionnées au sein de l'IWBC permet d'estimer le temps de résidence moyen d'un instrument dans ce courant. Les portions continues issues de l'ensemble $e2$ des positions sélectionnées avec le seul critère de distance atteignent 175 jours alors que celles issues de l'ensemble $e3$ des positions sélectionnées par le critère d'angle et de distance (*fig. 3.7*) ne dépassent pas 73 jours. L'ajout du critère d'angle ($\alpha \leq \pm 30^\circ$) conduit à morceler les portions de trajectoires continues au sein de l'IWBC.

Les trajectoires des flotteurs associés aux temps de présence dans l'IWBC les plus longs sont visibles sur la *figure 3.1*. Cette figure indique que **c'est entre 15°S et 2°S que le temps de présence continue des flotteurs dans l'IWBC est maximal** (en considérant leur vitesse constante), ce qui est confirmé par la *figure 3.8*.

La valeur moyenne de la durée des portions continues est de 12 jours pour l'ensemble $e3$ des positions sélectionnées par le critère d'angle et de distance et la probabilité de présence continue supérieure à 10 jours dans le courant est de 0.4 (10 jours étant la valeur estimée par *Ollitrault* (1999) du temps intégral lagrangien dans le bassin du Brésil aux profondeurs intermédiaires). Pour l'ensemble $e2$ des positions sélectionnées par le seul critère de distance, la valeur moyenne s'élève à 22 jours et la probabilité à 0.6. La différence entre ces résultats illustre l'intérêt des différents critères utilisés pour sélectionner les instruments dans le courant de bord et permettent de retenir **un temps de présence moyen des flotteurs au sein de l'IWBC de ~2 semaines**.

La détermination de ces portions continues permet également d'estimer la distance curviligne parcourue de façon continue par les flotteurs au sein de l'IWBC (cumul des distances entre les positions successives). La distance moyenne parcourue par les flotteurs est de 167km pour l'ensemble $e3$ des positions sélectionnées par les critères d'angle et de distance. La plus grande valeur dépasse 1 200km et est associée à la durée maximale de 73 jours passée par un flotteur dans l'IWBC. Cette distance maximale est parcourue par le flotteur dont la trajectoire est indiquée en jaune sur la *figure 3.1* entre 13°S et 4°S.

Cette section a présenté le choix de critères permettant la sélection des positions des flotteurs dans l'IWBC. Ces critères portent sur l'éloignement du flotteur vers le large et sur l'angle entre son vecteur vitesse et la bathymétrie latérale. Ils fournissent des ensembles de positions différents selon que l'on combine ces critères ou pas. Les positions sélectionnées (ensemble *e3*, *fig. 3.7*) mettent en évidence la naissance de l'IWBC à 27°S-28°S associée à la bifurcation du courant de retour du gyre subtropical à 800m de profondeur. Aucun écoulement de AAIW n'est trouvé vers le nord entre la zone de confluence vers 38°S et le plateau de Santos à 28°S. Deux régions sont distinguées où l'IWBC a bien été échantillonné et longe le talus continental (27°S - 20°S et au nord de 15°S), séparées par une autre où le relief est accidenté et le courant semble ne plus exister en tant que courant de bord selon nos critères choisis pour le caractériser. Le temps de résidence continue d'un flotteur dans l'IWBC est en moyenne de ~ 2 semaines.

3.2 Structure méridienne des courants dans la région de bord ouest

Nous disposons d'un ensemble de positions où les flotteurs dérivent dans l'IWBC et nous avons vu que les données SAMBA ont également échantillonné l'approfondissement du courant du Brésil vers le sud issu de la bifurcation de Santos. Dans le but de décrire la variation méridienne de la vitesse dans le régime de bord ouest avec une large emprise latitudinale, la section qui suit présente d'abord la sélection des positions des flotteurs dans le courant du Brésil avant d'analyser la structure cinématique de l'ensemble.

3.2.1 Le courant du Brésil vu par les flotteurs lagrangiens

Les flotteurs lagrangiens et la combinaison de ces données avec les mesures hydrologiques (chapitres 1 et 2 et début de ce chapitre) ont permis de montrer la bifurcation du courant de retour du gyre subtropical au-dessus du plateau de Santos aux profondeurs intermédiaires, conduisant à l'approfondissement du courant du Brésil vers le pôle entre ce plateau à 28°S et la zone de confluence à 38°S-40°S. Ces résultats s'accordent avec ceux de *Zemba (1991)*; *Warner and Weiss (1992)*; *Suga and Talley (1995)* et *Boebel et al. (1999a)*.

La sélection des positions des flotteurs dans le courant du Brésil est faite de la même manière que pour l'IWBC avec un critère portant sur l'angle α et un autre sur la distance à l'isobathe 800m. Nous souhaitons retenir les positions des flotteurs

où ceux-ci dérivent vers le sud contre le talus continental et nous utilisons pour cela l'angle α entre le vecteur vitesse du flotteur et la tangente à l'isobathe 800m la plus proche lissée tel que $\alpha \geq 150^\circ$ ou $\alpha \leq -150^\circ$ (cf. *fig. 3.2* pour l'orientation de l'angle). L'extension vers le large du courant du Brésil n'est pas la même que celle de l'IWBC. *Zemba* (1991) estime que la largeur du courant varie entre 235km et 420km selon la latitude entre 36°S et 27°S . Ces estimations recourent celles issues des coupes de vitesse des radiales transverses disponibles à ces latitudes (cf tableau 1.1). L'analyse de la distribution des distances à l'isobathe 800m des positions sélectionnées et des trajectoires individuelles des flotteurs concernés conduit à retenir les positions situées à moins de 450km de la bathymétrie latérale pour caractériser le courant du Brésil au sud de 28°S . La *figure 3.9* montre la localisation des 266 positions sélectionnées (en jaune) ainsi que la trajectoire des flotteurs associés 300 jours en amont (aval) de la première (dernière) position relevée (en rouge).

La naissance du BC à 800m apparaît nettement à 28°S au sud du plateau de Santos que les trajectoires provenant du nord-est contournent pour rejoindre le talus continental. Cette déflexion des trajectoires et la circulation dans cette région seront

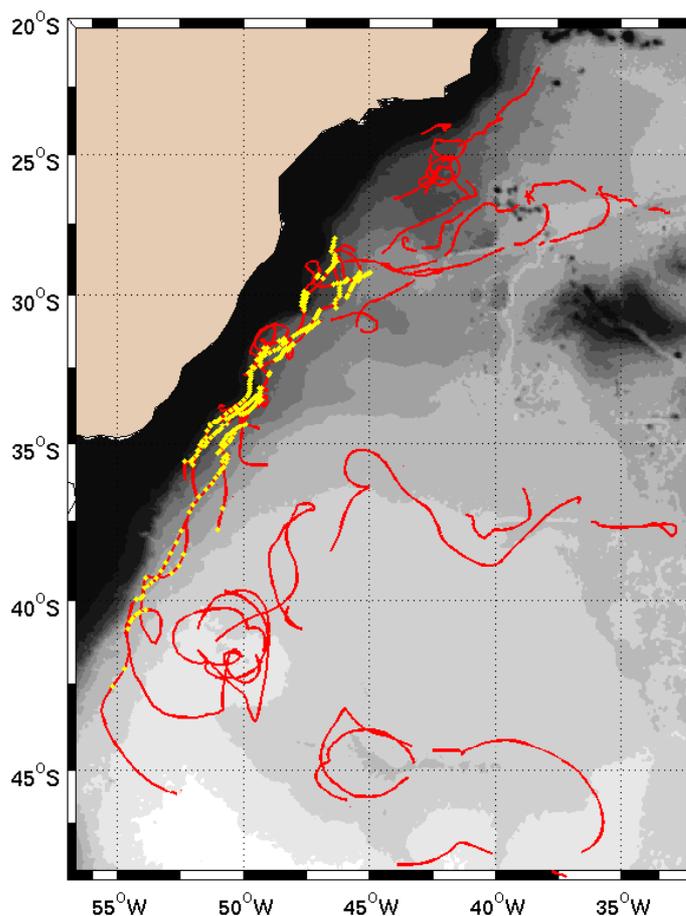


FIG. 3.9: Carte des positions des flotteurs sélectionnées dans le courant du Brésil (en jaune) (voir texte pour la définition des critères de sélection) avec les trajectoires 300 jours en amont et en aval de ces positions (en rouge).

analysée dans le chapitre 4. Aucune sortie vers le large n'est observée au nord de 40°S et les trajectoires révèlent l'existence de nombreuses perturbations de l'écoulement de petite à moyenne échelle essentiellement entre 28°S et 35°S où l'isobathe 800m présente des irrégularités. Le faible nombre de positions de flotteurs sélectionnées à moins de 30km de l'isobathe 800m sur tout le domaine latitudinal (non montré) indique que **le courant du Brésil à cette profondeur ne s'appuie pas contre le talus continental tel que le fait l'IWBC plus au nord mais se situe principalement entre 30km et 150km de l'isobathe 800m (fig. 3.9)**. Plusieurs sorties de flotteurs vers le large permettent de localiser **la zone de confluence du courant du Brésil et du courant des Malouines vers 40°S** à cette profondeur. Ces conclusions demanderaient néanmoins à être validées avec plus de trajectoires.

3.2.2 Variation méridienne des vitesses de l'IWBC et du BC

La sélection des positions des flotteurs dans l'IWBC et le BC rend possible l'analyse de la structure méridienne de ces courants aux profondeurs intermédiaires. La *figure 3.10* présente les composantes parallèles à l'isobathe 800m lissée (cf. section 3.1) des vitesses instantanées en fonction de leur abscisse curviligne le long de cette isobathe, aux positions des flotteurs sélectionnées dans l'IWBC (ensemble $e\beta$, en bleu) et dans le BC (en rouge). L'abscisse curviligne permet de suivre le courant dans les zones où une description en latitude n'est pas adaptée comme dans la baie formée par l'isobathe 800m à 20°S à l'extrémité ouest de VTR (*fig. 3.7*). La moyenne de ces vitesses est indiquée par tranche de 100km (traits fort rouge et bleu).

Le BC est moins bien échantillonné que l'IWBC (histogramme, *fig. 3.10*) et l'essentiel des flotteurs est trouvé entre 28°S et 36°S. La bifurcation du courant de retour du gyre subtropical (mentionnée précédemment) est mise en évidence entre 26°S et 28°S le long du bord ouest, donnant naissance à un courant vers le pôle (BC, en rouge) et un autre vers l'équateur (IWBC, en bleu). Les flotteurs sélectionnés dans le BC indiquent une augmentation de sa vitesse moyenne (trait épais magenta) de 10cm s^{-1} à 25cm s^{-1} entre 28°S et 36°S. Plus au sud, des vitesses individuelles isolées atteignent 75cm s^{-1} à 41°S (vitesse la plus grande enregistrée lors de l'expérience SAMBA) au moment où le flotteur s'échappe dans l'intérieur du bassin (*fig. 3.9*). Cette accélération du BC est liée à une cellule de recirculation du courant, déjà mise en évidence lors de l'étude du régime de bord ouest par les données hydrologiques (chapitre 2) et mentionnée par Zemba (1991).

Concernant l'IWBC, la *figure 3.10* montre une vitesse moyenne stable entre 10cm s^{-1} et 15cm s^{-1} au-dessus du plateau de Santos (au sud de 24°S) et une accélération de 10cm s^{-1} à presque 30cm s^{-1} avant la traversée de VTR à 20.5°S avec quelques vitesses individuelles dépassant les 50cm s^{-1} à cette dernière latitude. Entre 20°S et 18°S, le nombre de données plus faible indique un ralentissement du

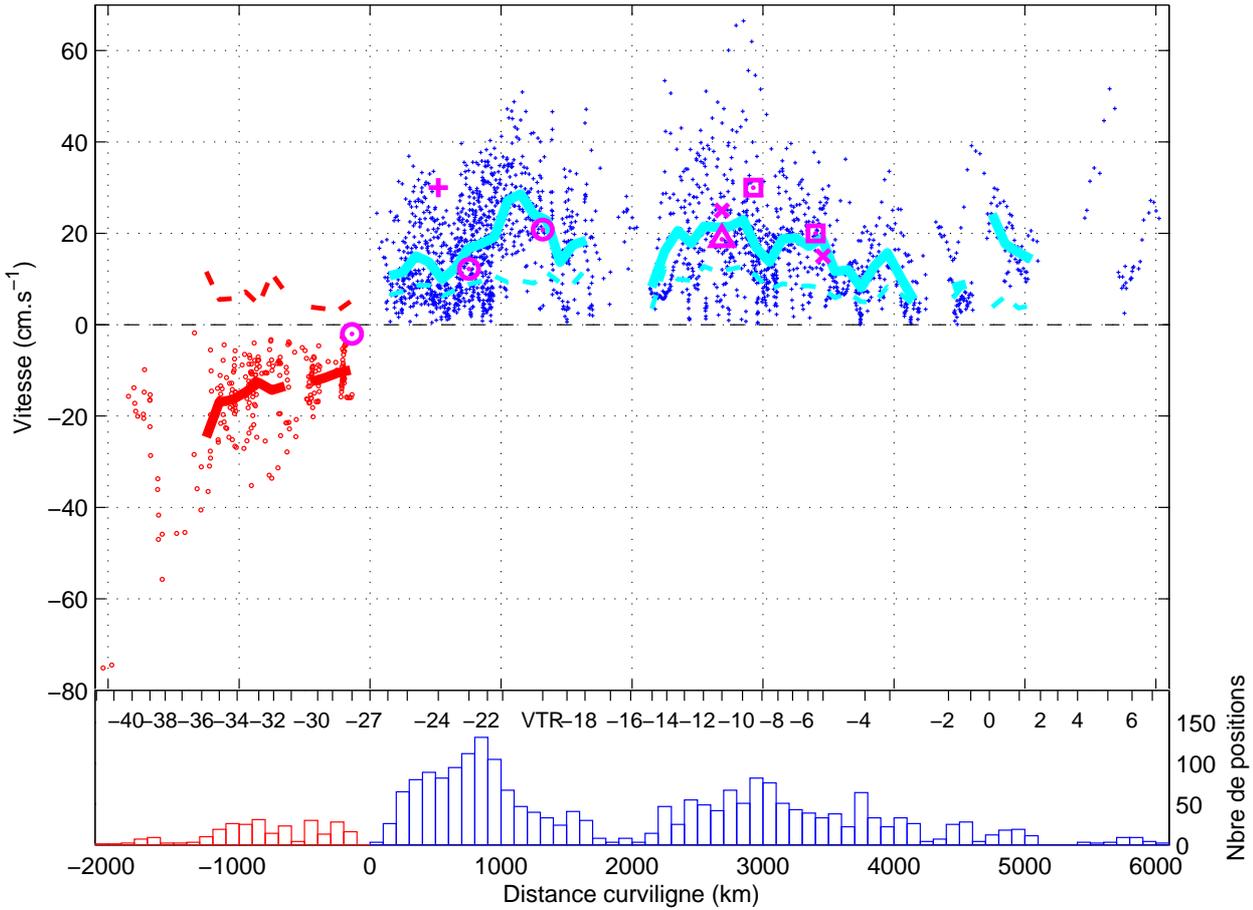


FIG. 3.10: Composantes parallèles à l'isobathe 800m lissée des vitesses instantanées en fonction de l'abscisse curviligne référencée à 27°S le long de cette isobathe, aux positions des flotteurs sélectionnés dans le courant du Brésil (ronds rouges, cf. *fig. 3.9*) et dans l'IWBC (croix bleues, cf. *e3, fig. 3.7*). La moyenne de ces vitesses (trait continu) par bande de 100km et l'écart-type associé (tirets) sont indiqués lorsqu'au moins 10 valeurs sont présentes. L'histogramme du nombre de positions par bande de 100km ainsi qu'une graduation en latitude sont ajoutées. Neuf estimations historiques de la vitesse sont également indiquées en magenta à diverses latitudes (voir texte).

courant et entre 18°S et 14°S où l'orientation du talus continental varie fortement, les critères utilisés ne sélectionnent plus d'écoulement associé à un courant de bord (*fig. 3.7*). Plus au nord, le courant se reforme contre le relief et une accélération de 8cm s^{-1} à 20cm s^{-1} a lieu en moyenne entre 15°S et 13°S. La vitesse diminue ensuite faiblement jusqu'à 5°S avec des vitesses individuelles atteignant 70cm s^{-1} à 10°S et un ralentissement local entre 10°S et 8°S. Au nord du cap Sao Roque à 5°S, l'écoulement moyen ralentit et le nombre de flotteurs sélectionnés dans l'IWBC diminue. La valeur de l'écart-type associé aux vitesses de l'IWBC (courbe pointillée bleue) reste relativement constante inférieure à 10cm s^{-1} sur tout le domaine.

On remarque que le même graphique obtenu avec l'ensemble des positions *e2* (issues du seul critère de distance à l'isobathe 800m) présente les mêmes variations méridiennes de la vitesse moyenne de l'IWBC, avec des amplitudes plus faibles (non montré). Cela montre la robustesse des résultats obtenus.

Entre 28°S et 20°S, l'accélération moyenne du courant observée par les flotteurs est en très bon accord avec les trois observations eulériennes de *Müller et al.* (1998) (*fig. 3.10*, O magenta) entre 28°S (2cm s⁻¹ vers le pôle) et l'intérieur du passage le plus à l'ouest à travers VTR. A 24°S *Da Silveira et al.* (2004) citent une vitesse maximale de l'IWBC à 800m atteignant 30cm s⁻¹ (+), similaire aux vitesses individuelles maximales fournies par les flotteurs à cette latitude. De plus le ralentissement moyen de l'IWBC observé entre 20°S et 15°S et son décollement du bord ouest entre 18°S et 15°S rejoignent les résultats obtenus avec les données hydrologiques dans le chapitre 2 : une diminution du transport de AAIW vers le nord a lieu entre 20°S et 15°S liée à une perte de cette masse d'eau dans l'intérieur du bassin (*fig. 2.6*).

Plus au nord, les estimations indiquées en magenta sur la *figure 3.10* sont les valeurs à 800m issues de la moyenne de 5 sections LADCP/ADCP à 11°S (*fig. 1.3*) et 9 du même type à 5°S par *Schott et al.* (2005) (×), d'une coupe LADCP à 9-10°S et à 5.5°S par *Stramma et al.* (1995) (□) et de la moyenne de mesures courantométriques entre mars et novembre 2000 à 11°S par *Schott et al.* (2002) (△). L'estimation de *Stramma et al.* (1995) à 9-10°S (□) issue d'une radiale hydrologique s'écarte de la vitesse moyenne des flotteurs (trait épais) mais s'accorde avec le maximum observé par les vitesses individuelles de ceux-ci. Les autres estimations sont remarquablement proches de la vitesse moyenne des flotteurs et suggèrent également un faible ralentissement entre 11°S et 5°S. Celui-ci est associé à l'intensification du NBUC en subsurface (*Stramma et al.*, 1995) causé par un apport d'eau centrale (SACW) depuis l'intérieur du bassin au détriment de la AAIW (cf. *fig. 2.6*).

L'analyse de la variation méridienne des vitesses des flotteurs dans le régime de bord ouest à 800dbar révèle la bifurcation du courant de retour du gyre subtropical à 26-28°S contre le talus continental. Cela conduit à un écoulement vers le pôle constituant l'approfondissement du BC. Le courant moyen accélère jusqu'à 25cm s⁻¹ à 36°S et s'écoule entre 30km et 150km de l'isobathe 800m. Les flotteurs tournent dans l'intérieur du bassin à la zone de confluence vers 40°S où des vitesses individuelles atteignent 75cm s⁻¹. D'autre part, l'IWBC dirigé vers le nord accélère jusqu'à 30cm s⁻¹ à l'entrée du passage le plus à l'ouest à travers VTR à 20.5°S. Plus au nord entre 15°S et 5°S, la vitesse est relativement constante proche de 20cm s⁻¹ avec un ralentissement local entre 10°S et 8°S. Ces deux régions où le talus continental est régulier sont séparées par une zone entre 20°S et 15°S où la bathymétrie est accidentée et le courant de bord n'est plus distingué entre 18°S et 15°S. Ce décollement de l'IWBC et les vitesses plus faibles mesurées suggèrent que cette région du bord ouest est susceptible d'être un lieu de mélange des eaux intermédiaires et d'échanges avec l'intérieur du bassin. **Le long du bord ouest, on distingue donc une**

succession de 3 régions aux régimes d'écoulement différents. Les données étant peu nombreuses dans le BC, nous nous focalisons par la suite sur l'IWBC et étudions sa structure transverse dans ces 3 régions.

3.3 Structure transverse des courants dans la région de bord ouest

3.3.1 Coupes transverses des vitesses

La détermination des critères permettant de sélectionner les positions des flotteurs dans l'IWBC a conduit à choisir une distance de 85km pour délimiter l'extension vers le large de ce courant sur l'ensemble du domaine étudié (cf. section 3.1). L'utilisation des radiales hydrologiques transverses au talus continental (section 2.4) et le champ de vitesse moyenne de tous les flotteurs (chapitre 1, *fig. 1.7*) ont montré l'existence d'un contre-courant vers le sud adjacent à l'IWBC. Pour étudier la structure transverse de ces courants de bord, il est donc nécessaire d'étendre vers le large la limite de sélection des instruments et cette limite est retenue à 175km de l'isobathe 800m, valeur qui sera justifiée *a posteriori*. La *figure 3.11* présente l'histogramme des pressions enregistrées par les flotteurs dans cette bande de distance entre 27°S et 5°S et montre que l'essentiel des données se trouvent entre 770dbar et 870dbar. Seules les positions dans cette tranche de pression sont retenues, même si les plus profondes dérivent toujours dans les eaux intermédiaires. La structure transverse de l'écoulement est présentée sur la *figure 3.12* qui montre les composantes parallèles à la bathymétrie latérale des vitesses instantanées des flotteurs. La région est partagée en 3 bandes latitudinales successives, en accord avec la structure méridienne de l'écoulement mise en évidence dans la section précédente.

La présence de l'IWBC vers le nord apparaît clairement dans les 3 régions avec une largeur de $\sim 50\text{km}$ (annulation de la vitesse moyenne). Dans les deux régions extrêmes, le coeur du courant atteint 20cm s^{-1} en moyenne, en accord avec les résultats de la *figure 3.10*, et sa largeur est restreinte à $\sim 25\text{km}$ dans la zone sud alors qu'elle atteint $\sim 45\text{km}$ au nord. Le maximum de vitesse n'est pas contre le relief mais à 5-10km de l'isobathe 800m. Le cas des distances négatives a été discuté dans la section 3.1. Entre 20°S et 15°S, l'histogramme (*fig. 3.12*) indique que le

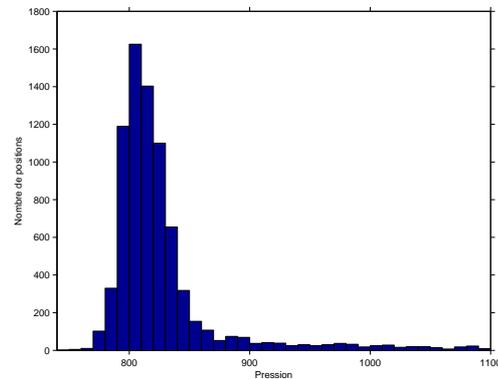


FIG. 3.11: Histogramme des pressions mesurées par les flotteurs à moins de 175km de l'isobathe 800m entre 27°S et 5°S.

nombre cumulé de données est plus faible que dans les deux autres régions et l'IWBC y est moins intense ($<15\text{cm s}^{-1}$) avec un profil de vitesse plus irrégulier.

Le profil moyen du talus continental est ajouté dans chaque zone (*fig. 3.12*, en bas) et présente une pente du talus entre 600m et 1 000m de 4.4%, 7.3% et 7.0% du sud au nord respectivement. La pente moyenne presque deux fois plus faible au sud suggère un lien entre ce paramètre et la largeur du coeur du courant, également plus faible dans cette bande de latitude. Nous verrons dans le chapitre 5 qu'au-delà de la pente du talus continental, c'est surtout la régularité de celle-ci en latitude qui joue un rôle essentiel sur la stabilité du courant de bord.

Les profils de vitesse moyenne dans les deux régions extrêmes indiquent l'existence d'un contre-courant vers le pôle de $\sim 5\text{cm s}^{-1}$ dans la zone sud et de $\sim 8\text{cm s}^{-1}$ dans la zone nord et leur extension atteint 150km et 175km dans ces deux zones respectivement. Aucun contre-courant n'est repéré dans la région intermédiaire et on observe même un faible courant vers le nord entre 110km et 175km de l'isobathe 800m. A noter que l'écart-type (σ) reste de l'ordre de 10cm s^{-1} et qu'avec 100 valeurs par bande de 5km, l'erreur sur la moyenne calculée par le rapport $\sigma/\sqrt{(N)}$ est de l'ordre de 1cm s^{-1} .

Les coupes de l'écoulement moyen de *Schott et al.* (2005) à 11°S et 5°S indiquent un maximum du courant à 800m à $\sim 20\text{km}$ du relief, en accord avec la valeur trouvée ici. La coupe qu'ils obtiennent à 11°S est présentée sur la *figure 1.3* qui révèle une largeur du courant à cette profondeur de 55km, identique à la valeur moyenne trouvée par les flotteurs entre 15°S et 5°S (*fig. 3.12*). De plus, ils trouvent une vitesse de l'IWBC à 800m plus élevée à 11°S qu'à 5°S , ce que les flotteurs ont déjà permis de montrer (*fig. 3.10*). Les coupes de vitesse transverse établies par bande de latitude de 1° à partir des flotteurs entre 15°S et 5°S (non montrées) confirment l'affaiblissement de l'IWBC vers le nord à 800m. La largeur du courant dans cette bande de latitude se situe dans l'intervalle des estimations fournies par *Stramma et al.* (1995) et *Schott et al.* (1998) qui varient entre 50km et 90km à 800m.

De plus la largeur de l'IWBC, estimée à 30-50km selon que l'on considère le coeur du courant ou la largeur totale est très proche du premier rayon interne de Rossby (*Hamilton, 2007; Eden, 2007*). Celui-ci est estimé par la quantité $\int \frac{N(z)}{|f_0|} dz$ (N la fréquence de Brunt-Väisälä et f le paramètre de Coriolis), à l'aide des données hydrologiques disponibles dans la région et il varie de 25km à 25°S à 45km à 10°S . Ces observations recourent les résultats de *Stern et al.* (1982) qui précisent que la largeur d'un courant de densité (provoqué par le gradient horizontal de densité de l'eau) est contrôlée par le rayon de Rossby interne.

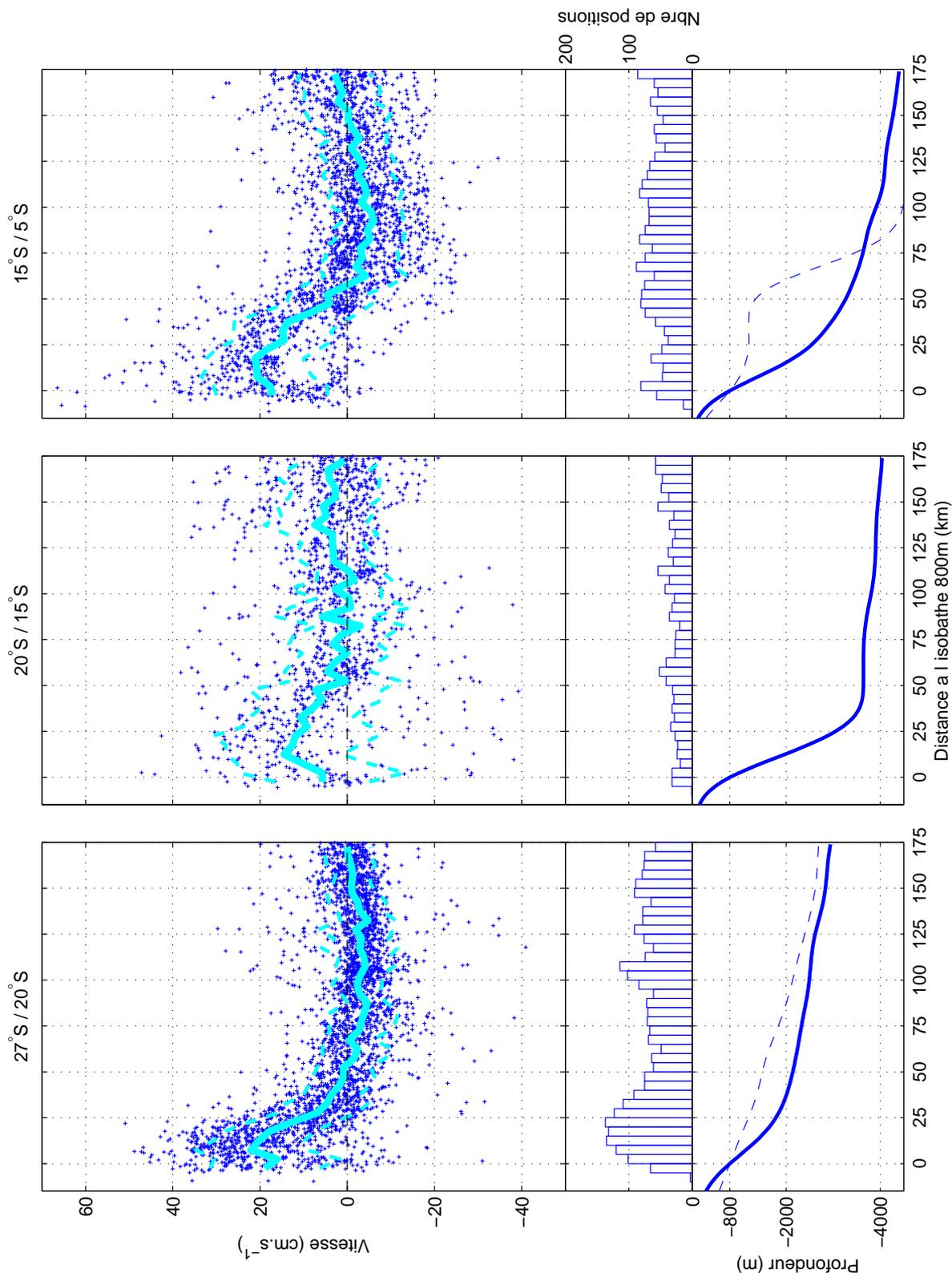


FIG. 3.12: Composantes parallèles à l'isobathe 800m lissée des vitesses instantanées des flotteurs entre 770dbar et 870dbar en fonction de leur distance à l'isobathe 800m non lissée dans 3 bandes latitudinales successives : 27°S/20°S, 20°S/15°S et 15°S/5°S. La moyenne des vitesses par bande de 5 km et la moyenne $\pm\sigma$ sont indiquées dans chaque zone (courbe continue et courbe en tirets). Les histogrammes du nombre de positions sélectionnées par bande de 5km sont ajoutés. Dans chaque zone, la moyenne des profils du talus continental espacés tous les $\sim 1^\circ$ de latitude sont indiqués (trait épais). Le profil bathymétrique à travers le plateau de Santos à 24°S est ajouté dans la zone sud (en tirets fins) ainsi que celui à 8.2°S dans la zone nord.

3.3.2 Les contre-courants dans le régime de bord ouest

L'analyse de la structure transverse du régime de bord ouest a confirmé l'existence de contre-courants vers le sud adjacents à l'IWBC. Entre 11°S et 5°S, ce contre-courant est remarqué par *Stramma et al.* (1995); *Stramma and Schott* (1999); *Boebel et al.* (1999b) et *Schott et al.* (2005) mais sans réussir à déterminer s'il s'agit d'une recirculation de l'IWBC ou d'un apport d'eau de l'intérieur du bassin. Nous tirons partie du caractère lagrangien des trajectoires des flotteurs pour décrire ces contre-courants et préciser leur origine et leur devenir.

Pour sélectionner les positions des flotteurs entraînés dans ces contre-courants, nous procédons comme pour l'IWBC en ne retenant que les flotteurs longeant le relief en laissant la bathymétrie haute à droite à l'aide du critère $\alpha \geq 150^\circ$ ou $\alpha \leq -150^\circ$ (cf. *fig. 3.2* pour l'orientation de α). Le choix d'une distance minimale et/ou maximale à l'isobathe 800m s'avère également nécessaire pour sélectionner les flotteurs dans les contre-courants.

Contre-courant dans la région de bord ouest entre 15°S et 5°S

Les positions des flotteurs où ceux-ci dérivent dans le contre-courant sont détectées à partir de la distribution des vitesses des flotteurs se dirigeant vers le sud en fonction de leur distance au relief latéral et des trajectoires totales des flotteurs impliqués. Ainsi, 405 positions de flotteurs sont sélectionnées entre 15°S et 5°S et entre 20km et 120km de l'isobathe 800m. Leur distance moyenne à cette isobathe est de 85km et ces positions sont représentatives du coeur du contre-courant visible sur la *figure 3.12*. Elles sont indiquées en vert sur les différentes cartes de la *figure 3.13* qui montre le contre-courant essentiellement entre 5°S et 12°S, avec une extension jusqu'à 14°S suggérée par quelques portions de trajectoires. La moyenne des vitesses des flotteurs en ces positions est de $\sim 10\text{cm s}^{-1}$.

Stramma et al. (1995) et *Schott et al.* (1995) mesurent des vitesses de ce contre-courant entre 5.5°S et 11°S dépassant 10cm s^{-1} aux profondeurs intermédiaires. *Boebel et al.* (1999b) décrivent la dérive simultanée vers le sud de deux flotteurs à 30km du relief à 5-6°S, localisés initialement dans l'intérieur du bassin. Ils transitent jusque $\sim 11^\circ\text{S}$ en accélérant jusque $\sim 13\text{cm s}^{-1}$ et en décrivant 3 boucles anticycloniques. *Schott et al.* (2005) observent le contre-courant à 5°S et 11°S (*fig. 1.3*), avec des structures spatiale et cinématique conformes à celles montrées par les flotteurs et ils suggèrent un écoulement continu de AAIW entre ces deux latitudes. Mais ils ne parviennent pas à déterminer si ce contre-courant est alimenté par la composante profonde du SEC depuis l'intérieur du bassin ou par une rétroflexion de l'IWBC au nord de 5°S et à l'est de 35°W car rien de tel n'est observé à travers une section à cette longitude. De même ils s'interrogent sur le devenir de ce contre-courant qui peut tourner vers le large ou s'insérer dans l'IWBC pour repartir vers le nord.

VonSchuckmann (2006) présente à l'aide d'un modèle numérique cette recirculation de AAIW vers le sud au large de l'IWBC qui est continue entre 5°S et 10°S. Au-delà de cette dernière latitude, elle montre que l'écoulement se déstabilise en lien avec des tourbillons repérés à 9°-12°S et que plus au sud, l'écoulement vers le pôle et la variabilité disparaissent. Elle associe donc le contre-courant de AAIW à une recirculation de l'IWBC entre 5°S et 12°S, révélée par le champ de vitesse et principalement par la distribution du minimum de salinité. L'origine du contre-courant est donc ici en opposition avec celle montrée par les flotteurs de *Boebel et al.* (1999b) provenant de l'intérieur du bassin à 5°S.

Les trajectoires en amont et en aval des positions des flotteurs sélectionnées dans le contre-courant sont analysées pour déterminer son origine et son devenir. La *figure 3.13* présente les trajectoires en amont des positions dans le contre-courant en distinguant les flotteurs provenant de l'IWBC (a) et ceux provenant de l'intérieur du bassin (b). L'analyse montre que **sur 31 situations, le contre-courant est alimenté par l'IWBC dans 15 cas et par l'intérieur du bassin dans 16 cas.** Les trajectoires des flotteurs provenant de l'IWBC (a) révèlent que l'alimentation du contre-courant par le courant de bord ne se fait qu'entre 5°S et 12°S. En particulier l'instrument issu de l'IWBC le plus au nord (a) illustre une des hypothèses de *Schott et al.* (2005) quant à l'origine du contre-courant selon laquelle une recirculation de l'IWBC a lieu au nord de 5°S et à l'est de 35°W. En revanche l'alimentation du contre-courant par l'intérieur du bassin (b) apparaît essentiellement entre 8°S et 11°S et deux flotteurs provenant du large sont déviés vers le sud à ~13.5°S. Cette analyse montre que l'origine du contre-courant entre 5°S et 14°S est double et son alimentation est équi-répartie entre l'IWBC et le SEC depuis l'intérieur du bassin.

La même approche est retenue pour analyser le devenir du contre-courant dans cette bande de latitude. La *figure 3.13* présente les trajectoires en aval des positions retenues dans le contre-courant en distinguant les flotteurs repérés ensuite dans l'IWBC (c) et ceux dérivant dans l'intérieur du bassin (d). Parmi les 30 situations où la trajectoire est connue en aval, **les flotteurs s'échappent dans l'IWBC dans 9 cas (30%) et dans l'intérieur du bassin dans 21 cas (70%).** La sortie vers le courant de bord est observée uniquement entre 9°S et 14°S (c) alors que les sorties vers le large ont lieu entre 6°S et 12.5°S (d). L'absence de trajectoire en aval du contre-courant au sud de 14°S confirme les sorties de modèles de *VonSchuckmann* (2006) qui observe sa disparition à cette latitude. De plus elle calcule le champ de EKE aux profondeurs intermédiaires (sa *figure 4.7*) qui présente de fortes valeurs entre 6°S et 13°S et à l'ouest de 31°W. Cette forte activité de méso-échelle est particulièrement bien révélée par les trajectoires des flotteurs sur les *figures 3.13b et d* entre 8°S et 13°S. Le contre-courant disparaît donc au sud de 12-14°S et nous remarquons que cette latitude correspond à l'extension vers le nord du minimum de température observé sur le champ de température moyenne de la *figure 1.7*. Cette

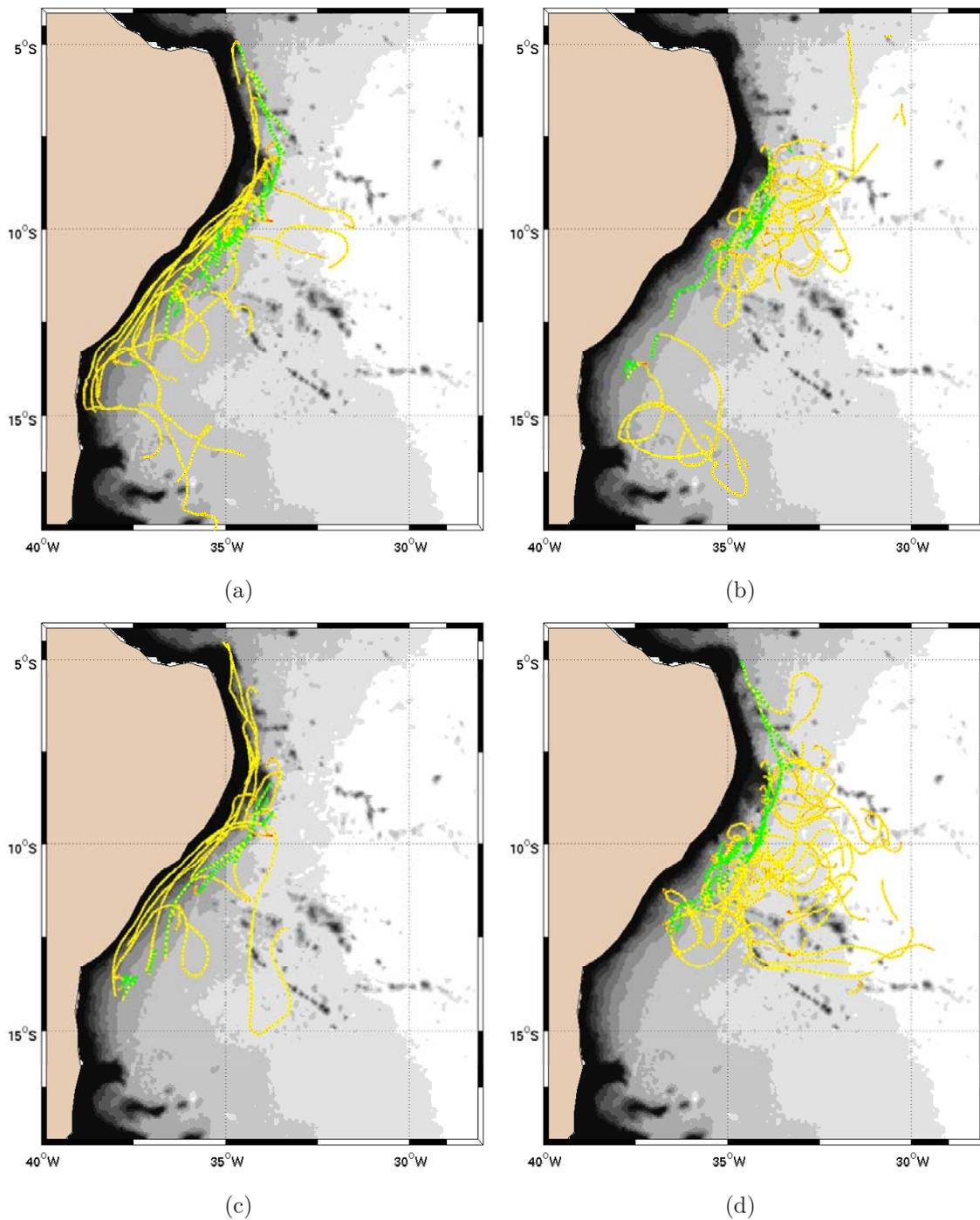


FIG. 3.13: Positions des flotteurs dans le contre-courant de l'IWBC en vert sélectionnées entre 15°S et 5°S, entre 20km et 120km de l'isobathe 800m non lissée et entre 700db et 1100db, telles que l'angle α entre les vecteurs vitesses et l'isobathe 800m lissée la plus proche soit $\geq 150^\circ$ ou $\leq -150^\circ$ (cf. *fig. 3.2* pour la convention de signe). Les trajectoires sont indiquées 90jours en amont (a et b) et en aval (c et d) (en jaune avec les positions quotidiennes en rouge). L'alimentation du contre-courant est équi-répartie entre l'IWBC (a) et l'intérieur du bassin (b) et il alimente en aval l'IWBC (c) pour 30% et l'intérieur du bassin (d) pour 70% (voir texte). Les contours du relief sont les isobathes 800m et tous les 500m de 1 500m à 5 000m.

bulle d'eau froide semble contraindre le contre-courant à bifurquer majoritairement vers l'intérieur du bassin et serait à relier à sa disparition plus au sud.

Contre-courant dans la région de bord ouest entre 27°S et 21°S

De même que pour la région nord, un ensemble de positions est sélectionné dans le contre-courant entre 20.75°S et 26°S à une distance de l'isobathe 800m entre 65km et 170km, qui sont représentées en vert sur les différentes cartes de la *figure 3.14*. Les 560 positions retenues mettent en évidence un courant quasi continu longeant la bathymétrie au large de l'IWBC à une distance moyenne de 115km de l'isobathe 800m. La moyenne sur l'ensemble de ces positions des composantes parallèles à la bathymétrie latérale des vitesses instantanées est de 5cm s^{-1} , soit deux fois plus faible que le contre-courant à 5°S-14°S (cf *fig. 3.12*).

De même que précédemment les trajectoires en amont et en aval des positions des flotteurs sélectionnées dans le contre-courant sont tracées pendant 150 jours (au lieu de 90 jours comme au nord pour tenir compte de l'écoulement plus lent dans cette région) afin de préciser l'origine et le devenir de celui-ci. La *figure 3.14* montre que sur 19 situations, le contre-courant est alimenté par l'IWBC dans 3 cas (*a*) et par l'intérieur du bassin dans 16 cas (*b*). A noter que dans les 3 cas où les flotteurs proviennent de l'IWBC, ceux-ci retournent dans le courant de bord peu de temps après et leur passage dans le contre-courant ne constitue donc qu'une échappée ponctuelle depuis l'IWBC. L'arrivée des flotteurs par l'intérieur du bassin est régulièrement répartie en latitude entre 21.5°S et 25.5°S avec des trajectoires quasi zonales s'orientant vers le sud-ouest à l'approche du relief. Cela montre qu'à part quelques échappées exceptionnelles du courant de bord, ce contre-courant n'est pas une recirculation de l'IWBC mais correspond au courant de retour du gyre subtropical qui est dévié vers le sud à l'approche du talus continental.

Les trajectoires en aval sont tracées sur la *figure 3.14* qui indique que sur 18 situations, le contre-courant alimente l'IWBC (*c*) dans 14 cas (78%) et est dévié dans l'intérieur du bassin (*d*) dans 4 cas (22%). A noter que les flotteurs sont suivis pendant 150 jours en aval mais on observe que dans les 4 situations où les flotteurs s'éloignent vers le large (*d*), les instruments finissent par être entraînés dans l'IWBC au-delà de cette période. A long terme, le contre-courant alimente donc systématiquement l'IWBC et l'échange s'effectue au sud de 23°S (*fig. 3.14c*).

Cela montre que **la branche nord du gyre subtropical s'écoule zonalement entre 21.5°S et 25.5°S et est déviée vers le pôle à l'approche du talus continental sous forme d'un contre-courant parallèle à l'IWBC et finit par alimenter celui-ci aux abords de la partie nord du plateau de Santos au sud de 23°S**. Ces résultats sont en accord avec le schéma de circulation de *Boebel et al. (1999a)* (cf. *fig. 1.2*) qui montre le courant zonal dans l'intérieur du

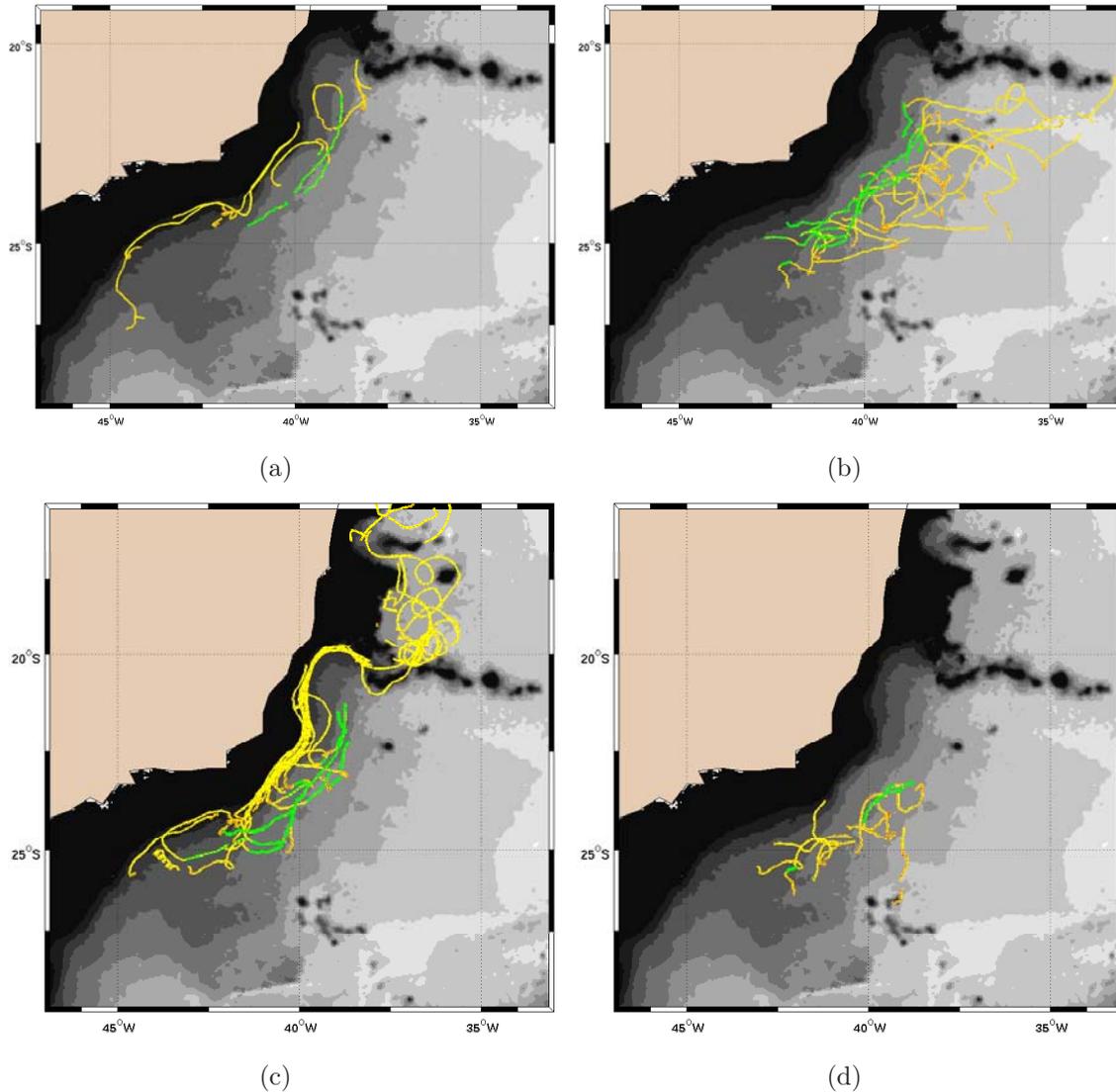


FIG. 3.14: Positions des flotteurs dans le contre-courant de l'IWBC (en vert). Elles ont été sélectionnées entre le plateau de Santos et VTR entre 65km et 170km de l'isobathe 800m non lissée et entre 700dbar et 1100dbar, telles que l'angle α entre les vecteurs vitesses et l'isobathe 800m lissée la plus proche soit $\geq 150^\circ$ ou $\leq -150^\circ$ (cf. *fig. 3.2* pour la convention de signe). Les trajectoires sont indiquées 150 jours en amont (a et b) et en aval (c et d) (en jaune avec les positions quotidiennes en rouge). Le contre-courant est alimenté par l'IWBC (a) pour 16% et par l'intérieur du bassin (b) pour 84% et il alimente en aval l'IWBC (c) pour 78% et l'intérieur du bassin (d) pour 22%. Dans ces dernières situations, les flotteurs rejoignent tous l'IWBC au-delà des 150 jours. Les contours du relief sont les isobathes 800m et tous les 500m de 1500m à 5000m.

bassin, dévié vers le sud à l'approche du relief et s'écoulant parallèle à l'IWBC. L'écoulement associé à la bifurcation de Santos sera détaillé dans le chapitre 4.

3.3.3 Structure verticale des courants et transport de AAIW

La structure latérale de l'écoulement de bord ouest a été déterminée dans 3 régions successives entre 27°S et 5°S (*fig. 3.12*) à l'aide des positions des flotteurs

situés entre 770dbar et 870dbar et à moins de 175km de l'isobathe 800m. Nous tirons profit de cette répartition en pression, distribuée de façon homogène en fonction de l'éloignement vers le large (non montré), pour analyser la structure verticale de l'écoulement et estimer ensuite le transport de AAIW au bord ouest.

Nous nous limitons ici aux deux régions où l'IWBC est le plus régulier entre le plateau de Santos et VTR et entre 15°S et 5°S. La *figure 3.15* présente la vitesse longitudinale en fonction de la distance au relief (comme sur la *figure 3.12*) mais aussi de la profondeur, moyennées par boîtes de 10km × 20dbar. On retrouve la largeur de l'IWBC de 50km dans les deux régions (isotache 0) avec une largeur du coeur du courant plus faible au sud (a) qu'au nord (b). Un cisaillement vertical des vitesses de l'ordre de grandeur de $1\text{cm s}^{-1}/10\text{m}$ est observé dans l'IWBC dans les deux régions. Entre 15°S et 5°S, l'amplitude et le positionnement de ce courant est en très bon accord avec la coupe de vitesse de *Schott et al. (2005)* à 11°S visible sur la *figure 1.3* qui fournit un cisaillement vertical des vitesses dans cette tranche de profondeur du même ordre de grandeur. Le contre-courant atteint 5cm s^{-1} .

Les coupes transverses de vitesse moyenne déterminées précédemment dans ces deux régions (cf. *fig. 3.12*) sont représentées sur la *figure 3.16a* avec celle issue de la région intermédiaire. Leur superposition confirme l'existence d'une zone où le courant de bord est perturbé (entre 20°S et 15°S, courbe verte), encadrée par deux autres régions où l'IWBC a une structure similaire. Ces profils de vitesse issus de mesures entre 770dbar et 870dbar permettent de calculer dans chaque région le transport des courants de bord cumulé vers le large sur une tranche d'eau de $\sim 100\text{m}$. Ces transports sont représentés sur la *figure 3.16b* et la superposition de la première

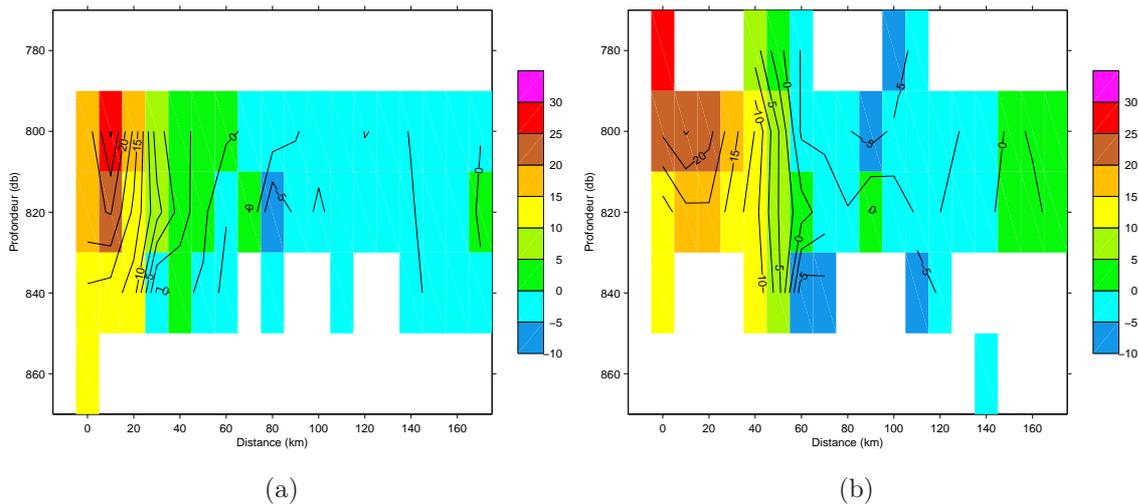


FIG. 3.15: Moyennes par boîte de 20dbar x 10km des composantes parallèles à l'isobathe 800m lissée des vitesses instantanées des flotteurs à moins de 175km de cette isobathe non lissée entre 770dbar et 870dbar entre 27°S et VTR (a) et entre 15°S et 5°S (b) (cf. *fig. 3.12*). Les valeurs moyennes sont indiquées si le nombre de données par boîte est suffisant (22 valeurs en a et 18 valeurs en b).

partie des courbes associées aux deux régions extrêmes (courbes bleue et rouge) confirme la similitude de la structure de l'IWBC dans ces deux régions. Le transport moyen de l'IWBC par tranche de 100m dans chacune des trois zones considérées est de 0.6Sv, 0.6Sv et 0.9Sv du sud au nord. Les contre-courants transportent 0.3Sv vers le sud dans les deux régions extrêmes alors que dans la zone intermédiaire, le second courant au large transporte 0.2Sv vers le nord. Ces valeurs sont résumées sur la carte de la *figure 3.17*.

Le même transport de l'IWBC de part et d'autre de la chaîne de monts sous-marins à 20°S confirme la continuité du courant à travers ce relief. Au contraire, la différence entre les transports de l'IWBC de part et d'autre de 15°S illustre l'existence d'échanges avec l'intérieur du bassin aux alentours de cette latitude. L'écoulement dans cette région entre 20°S et 15°S sera analysé dans le chapitre suivant.

Les mesures hydrologiques disponibles à diverses latitudes fournissent une épaisseur de la AAIW de $\sim 430\text{m}$ **dans la zone sud** conduisant à un transport de cette masse d'eau par le courant de bord de **2.7Sv**, similaire aux 2.9Sv de *Boebel et al.* (1997) à 24°S et aux 2.8Sv associés au NBUC à 23°S (*fig. 2.7*) où le courant n'est constitué que de AAIW. **Entre 20°S et 15°S**, l'épaisseur de AAIW ne change pas et le transport de AAIW vers le nord est de **2.6Sv**, **atteignant $\sim 3.4\text{Sv}$ avec la contribution de la branche plus au large** (*fig. 3.16*). Cette valeur est de l'ordre de celles trouvées à l'aide des radiales transverses à $\sim 19^\circ\text{S}$, variant entre 3.4Sv et 4.4Sv (*fig. 2.10*) et auxquelles nous avons associé une incertitude élevée. **Entre 15°S et 5°S**, l'épaisseur de AAIW de 450m conduit à un transport de cette masse d'eau par l'IWBC de $\sim 4.0\text{Sv}$, très proche des estimations issues des 3 radiales transverses à 10-11°S de 3.2Sv et 4.3Sv (*fig. 2.10*). **La moitié du transport du contre-**

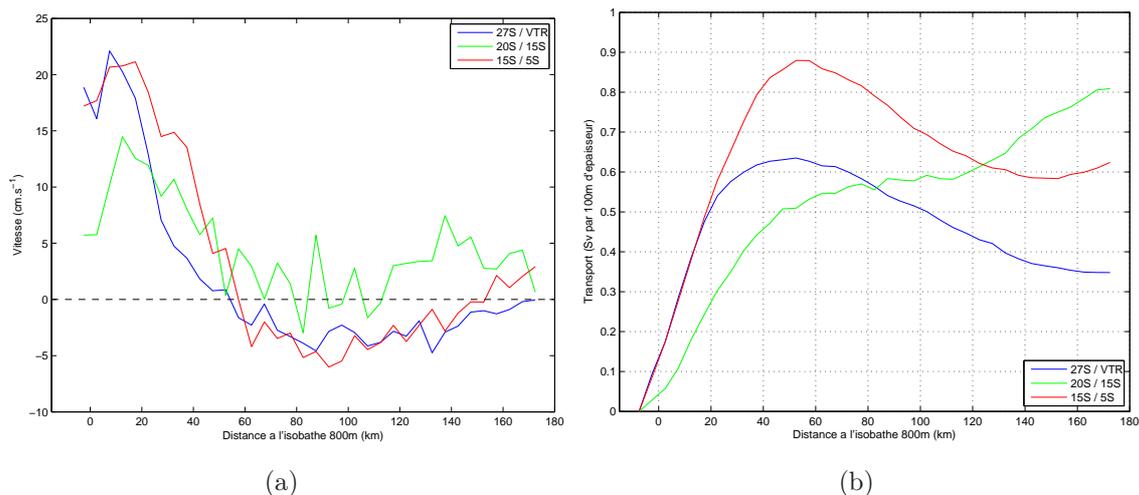


FIG. 3.16: (a) : coupes transverses des vitesses (cf. *fig. 3.12* dans les zones 27°S/VTR (bleu), VTR/15°S (vert) et 15°S/5°S (rouge). (b) : transports cumulés vers le large calculés à partir des profils de vitesses (a) dans la tranche 770/870dbar pour les 3 régions.

courant vers le sud provenant de l'IWBC (cf. section 3.3.2), cela réduit le transport de AAIW vers le nord à $\sim 3.4\text{Sv}$.

Le cisaillement vertical de vitesse de l'ordre de $1\text{cm s}^{-1}/10\text{m}$ dans la région, recoupant les résultats de *Schott et al.* (2005) permet d'estimer le transport du NBUC en extrapolant l'écoulement décrit par les flotteurs autour de 800m sur la verticale. En référençant ce cisaillement supposé linéaire vers la surface, à une vitesse de 20cm s^{-1} à 800m, associée à un transport de $\sim 1\text{Sv}$ pour la tranche de 100m autour de cette profondeur, cela conduit à une estimation approximative du transport du NBUC de 10.5Sv , très proche des 10.9Sv de *Schott et al.* (2005). Le transport de ce courant estimé par la radiale A17 (*fig. 2.7*, chapitre 2) varie de 11Sv à 14Sv entre 15°S et 10°S , également similaire à la valeur trouvée ici.

L'analyse de la structure transverse de l'écoulement de bord ouest a confirmé la succession de 3 régions au bord ouest où l'écoulement régulier est interrompu entre 20°S et 15°S par une zone d'écoulement perturbé. La largeur de l'IWBC de 55km dans les deux régions extrêmes est similaire au rayon interne de Rossby et la partie la plus intense du courant s'étend

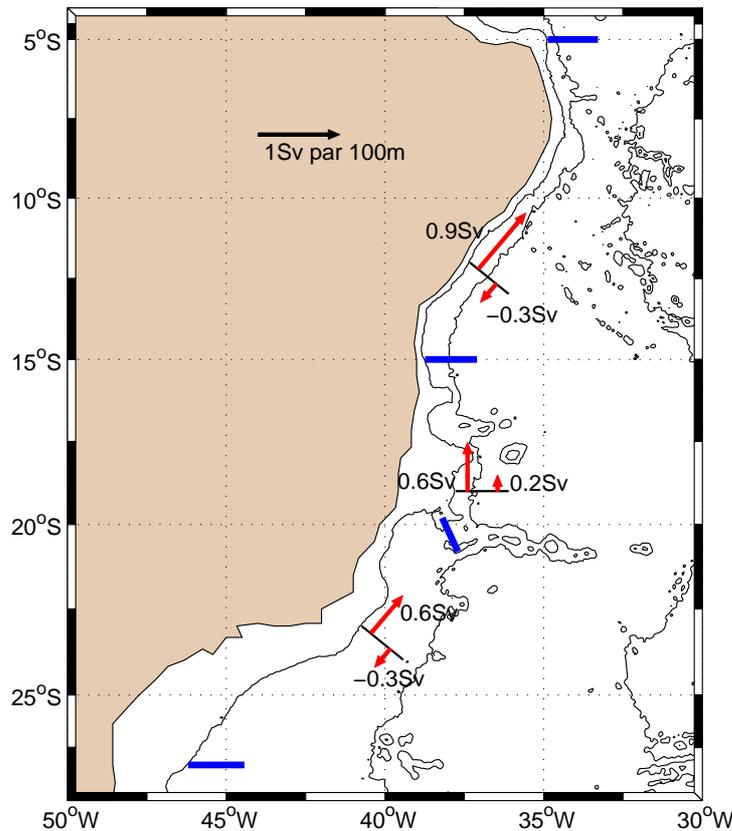


FIG. 3.17: Cartes schématisant les transports de l'IWBC et des contre-courants entre 770 et 870dbar dans 3 zones successives du bord ouest séparées par des traits bleus. Ces transports sont issus des profils de vitesse moyenne des flotteurs dans les différentes régions (*fig. 3.16*).

jusqu'à ~ 35 km de l'isobathe 800 m. Un contre-courant vers le sud est trouvé dans ces deux régions au large de l'IWBC de ~ 10 cm s⁻¹ entre 5°S et 14°S et de ~ 5 cm s⁻¹ entre 20.75°S et 26°S. Dans la zone nord, l'origine du contre-courant est équi-répartie entre l'IWBC et l'intérieur du bassin et il alimente l'IWBC en aval dans 30% des cas et bifurque dans l'intérieur du bassin à 70%. Sa disparition au sud de 12-14°S est supposée être liée au minimum de température présent plus au sud marquant le centre du gyre tropical à 800 m. Dans la zone sud le contre-courant n'est pas une recirculation de l'IWBC mais il est associé à la déflexion du courant de retour du gyre subtropical vers le sud-ouest à l'approche du talus continental. Il finit par alimenter l'IWBC aux abords de la partie nord du plateau de Santos au sud de 23°S. Entre 20°S et 15°S, l'IWBC est moins intense et on observe un faible courant vers le nord séparé de l'IWBC par une zone de vitesse nulle. Un cisaillement vertical de l'IWBC de l'ordre de 1 cm s⁻¹/10 m est observé dans les deux régions extrêmes. Le transport moyen de AAIW par l'IWBC est de 2.7 Sv au sud de 20°S, 3.4 Sv entre 20°S et 15°S et il atteint 4.0 Sv au nord de 15°S.

3.4 Activité de méso-échelle

L'étude de la structure de l'IWBC a mis en évidence 3 régions le long du bord ouest où le régime d'écoulement varie. Cela avait déjà été suggéré par le champ moyen de EKE (*fig. 1.8*) qui a également révélé des valeurs élevées au bord ouest et plus faibles dans l'intérieur du bassin. L'existence d'une activité de méso-échelle intense au bord ouest est également suggérée aux profondeurs intermédiaires par *Boebel et al.* (1997, 1999b) et *Weatherly et al.* (2000) (*fig. 1.4*). Dans d'autres régions de l'océan, les fortes valeurs de EKE sont associées à des régimes tourbillonnaires importants tel que dans le « chaudron du cap » associé à la rétroflexion du courant des Aiguilles (*Boebel et al.*, 2003; *Richardson*, 2007). Pour préciser l'origine de la variabilité observée, nous caractérisons ici le régime tourbillonnaire sur l'ensemble du domaine échantillonné par les flotteurs SAMBA avant de se focaliser sur l'activité de méso-échelle dans la région de bord ouest.

3.4.1 Régime tourbillonnaire aux abords du bord ouest

Une revue systématique des trajectoires des flotteurs a été effectuée pour sélectionner ceux pris dans des tourbillons. Un tel flotteur est sélectionné s'il décrit au moins deux boucles dans la même direction (*Richardson*, 2005; *Shoosmith et al.*, 2005; *Richardson and Fratantoni*, 1999). En plus de l'allure des trajectoires, les séries temporelles de vitesse, de température et de pression ont aidé à détecter ces

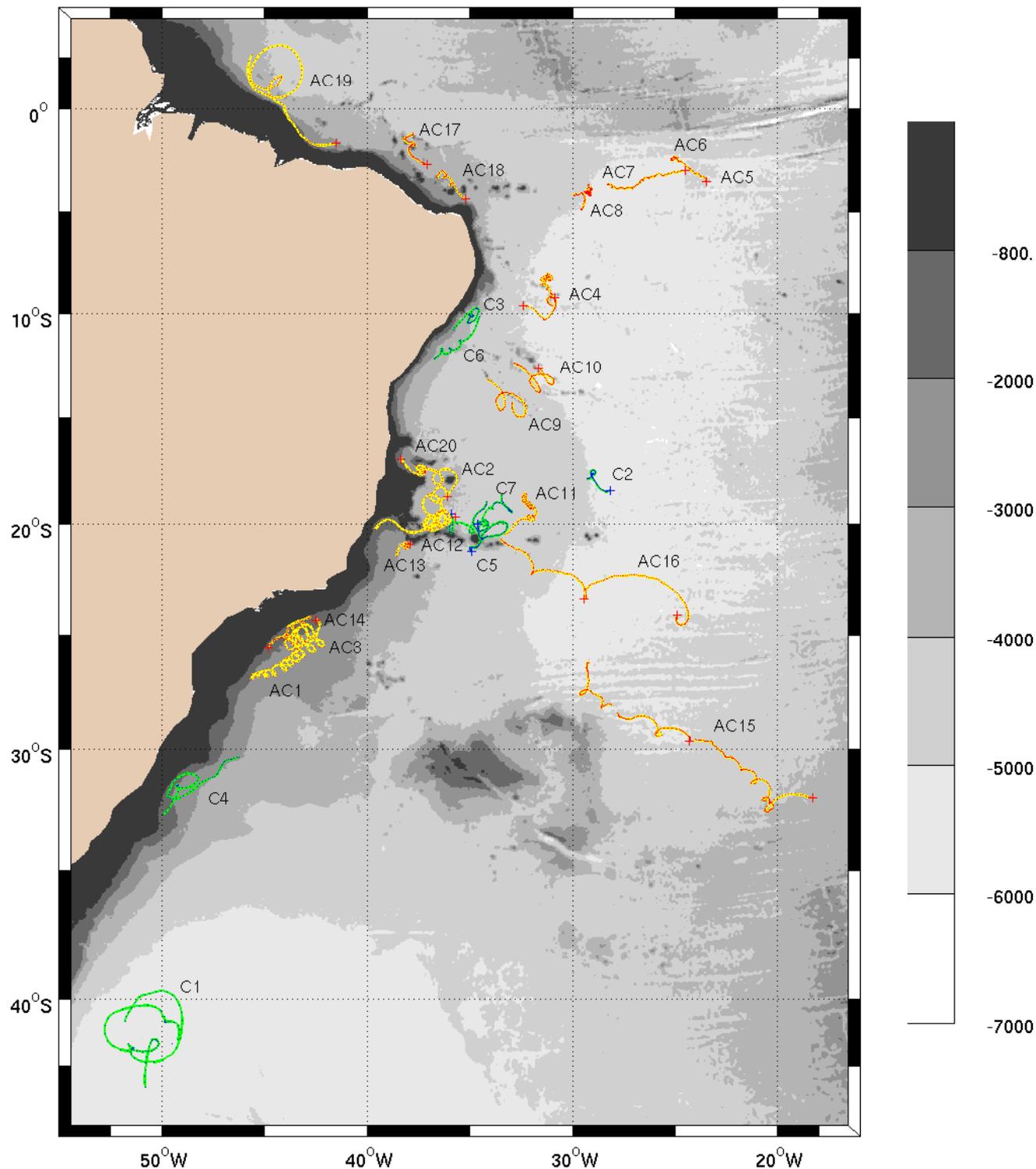


FIG. 3.18: Portions de trajectoires anticycloniques (sens anti-horaire, sauf pour AC19 dans l'hémisphère nord) en jaune avec les positions journalières en rouge et cycloniques (sens horaire) en vert avec les positions journalières en bleu. Les débuts de cycles des flotteurs sont marqués par une croix.

portions de trajectoires.

La figure 3.18 présente les portions de trajectoires sélectionnées dans 27 tourbillons dont 20 sont anticycloniques et 7 sont cycloniques. Un des anticyclones est

situé dans l'hémisphère nord (AC19) et malgré son lieu de formation relativement proche de l'équateur, ce tourbillon peut être considéré comme un anneau du courant nord brésilien (*Wilson et al.*, 2002; *Fratantoni and Glickson*, 2002). Les tourbillons sont répartis du bassin argentin à l'équateur, dans l'intérieur du bassin et le long du bord ouest.

On ne trouve dans l'intérieur du bassin presque que des anticyclones. Seuls 2 cyclones (C1 et C2) sont repérés loin de toute variation du relief, l'un dans le bassin d'Argentine probablement issu de la confluence du courant des Malouines et du BC (C1) et l'autre à 18°S. Les deux flotteurs pris dans les cyclones C3 et C6 le long du bord ouest dérivent dans l'IWBC vers le nord avant d'en sortir et d'être entraînés aussitôt dans ces cyclones qui dérivent vers le sud, advectés par le contre-courant de l'IWBC (section 3.3.2). Entre 5°S et 11°S, *Boebel et al.* (1999b) décrivent également la dérive vers le sud d'un tourbillon dans lequel dérivent 2 flotteurs RAFOS. Mais contrairement à ce que nous observons, leurs flotteurs proviennent du large et tournent de façon anticyclonique. Cette asymétrie est à mettre en relation avec le fait que les cyclones C3, C4 et C6 se trouvent dans un courant ayant la bathymétrie haute à droite (BC pour C4 et contre-courant vers le sud pour les 2 autres) alors que les autres tourbillons le long du bord ouest sont tous anticycloniques et sont issus du courant de bord ayant la bathymétrie haute à gauche. Ces observations sont en accord avec la théorie de *D'Asaro* (1988) selon laquelle la couche frictionnelle cisailée d'un écoulement génère des tourbillons dont le sens de rotation dépend du signe du gradient de vitesse horizontale (vorticité relative) au sein de cette couche.

Le tableau A.1 (Annexe A) présente les valeurs de paramètres associés aux tourbillons et indiquent une valeur moyenne des diamètres estimés par les flotteurs de 44 ± 41 km pour les anticyclones et de 49 ± 31 km pour les cyclones.

Les deux flotteurs entraînés dans les anticyclones AC15 et AC16 proviennent de l'est du bassin et les mesures élevées de température qui leur sont associées (6.15°C et 4.89°C, tableau A.1) ainsi que leur nombre de Rossby (-0.07 et -0.04) proches de ceux relevés par *Richardson* (2007) dans le bassin du Cap (de -0.16 à -0.07) suggèrent que ces tourbillons soient des anneaux des Aiguilles. Pour le vérifier, nous utilisons les champs hebdomadaires de topographie dynamique absolue de la surface de l'océan issus de l'altimétrie qui montrent que **les deux tourbillons ont une expression en surface avec des diamètres de ~ 50 km et ~ 150 km plus grands que les valeurs estimées par les flotteurs à 800dbar (33km et 93km respectivement)**. La série temporelle d'altimétrie permet de suivre ces tourbillons en amont et prouve que **les deux anticyclones sont issus de la réflexion du courant des Aiguilles à 37°S/15°E où AC15 est détecté 3 ans plus tôt**. Ce tourbillon se déforme au passage des dorsales de Walvis et médio Atlantique et est dévié vers le nord à l'approche du mont Rio Grande (31°S) juste avant de se désagréger. **AC16 traverse le bassin en 2 ans** mais n'a pas été perturbé aux

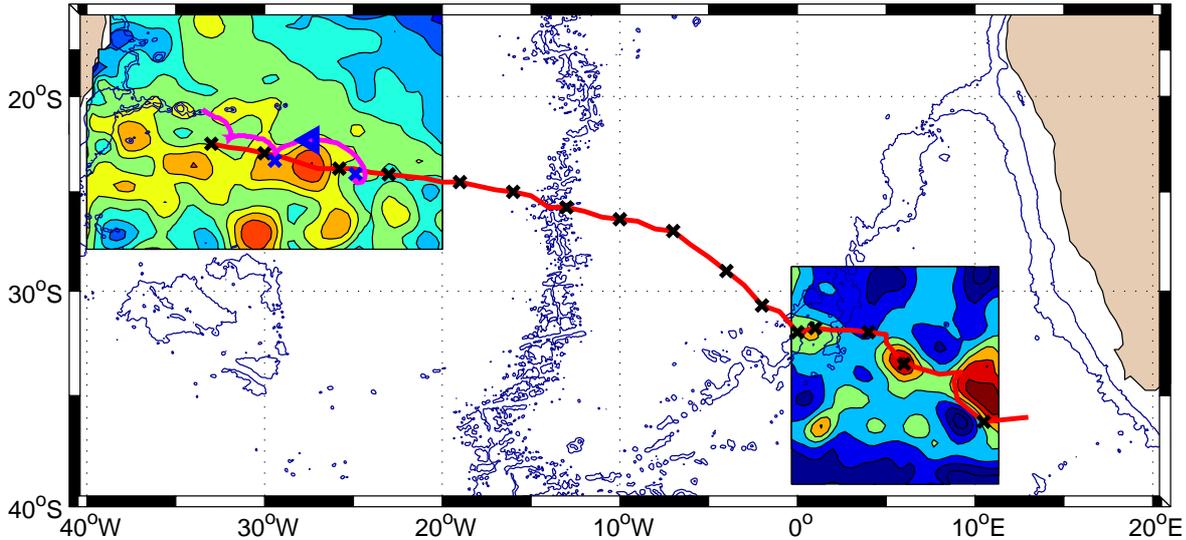


FIG. 3.19: Trajectoire du flotteur m228 (en magenta) entraîné dans le tourbillon AC16 à 800dbar (cf *fig. 3.18* et tableau A.1). Le début des deux cycles de 3 mois qu'il décrit est marqué d'une croix bleue. La trajectoire du centre du tourbillon vue par l'altimétrie est indiquée en rouge avec le champ local de hauteur dynamique absolue de la surface de la mer le 21 janvier 1998 et le 23 février 2000. La position du flotteur à cette dernière date est marquée par un triangle bleu vers la gauche. Les croix noires indiquent la position du tourbillon en surface tous les ~ 2 mois. Les isobathes 800m et 3000m sont ajoutées.

passages des deux dorsales. Son trajet est reporté sur la *figure 3.19* avec la trajectoire du flotteur concerné et le champ local de hauteur de la mer à deux dates différentes. Jusque $\sim 8^{\circ}\text{W}$, sa trajectoire est orientée vers nord-ouest, dans l'axe du « couloir des anneaux des Aiguilles » (*Garzoli and Gordon, 1996*). Puis elle s'oriente vers l'ouest-nord-ouest et le tourbillon se désagrège aux abords de VTR (20°S). *Richardson and Garzoli (2003)* présentent la dérive de flotteurs dans 7 anneaux des Aiguilles initialement dans le bassin du Cap et dont 3 sont suivis jusqu'immédiatement à l'ouest de la dorsale médio Atlantique. Les lieux où ces tourbillons traversent cette dorsale et celle de Walvis ainsi que leur vitesse de déplacement sont en accord avec le suivi de AC16 et confirment le fait que ce tourbillon est bien un anneau des Aiguilles. Cela constitue à notre connaissance le premier suivi aussi loin vers l'ouest d'un de ces anneaux par un flotteur aux profondeurs intermédiaires. **Les anneaux des Aiguilles contribuent donc à l'activité de méso-échelle dans l'Atlantique Sud-Ouest.**

La présence de 7 tourbillons aux abords de VTR et 3 sur le plateau de Santos (*fig. 3.18*) illustre les maxima de EKE trouvés dans ces régions (*fig. 1.8*). L'écoulement et les tourbillons associés dans ces deux zones seront étudiés dans le chapitre 4. Avec 14 tourbillons relevés (sur 27 au total), **le régime de bord ouest est à l'origine d'une part importante de l'activité de méso-échelle dans la région.** La section suivante focalise l'étude sur l'activité de méso-échelle associée au régime de bord ouest.

3.4.2 Activité de méso-échelle dans le régime de bord ouest

Variation méridienne de la température au sein de l'IWBC

Nous étudions d'abord l'activité de méso-échelle dans le régime de bord ouest à partir de la variation de la température moyenne dans le courant de bord et de l'écart-type associé susceptible de renseigner sur le mélange de la masse d'eau. Nous utilisons pour cela les mesures quotidiennes de ce paramètre par les flotteurs Marvor situés à moins de 85km de l'isobathe 800m (ensemble de positions *e2*). La répartition en pression des flotteurs à ces positions (non montrée) indique que les instruments se trouvent essentiellement entre 780dbar et 850dbar. Seules les mesures dans cette tranche de pression sont retenues pour éviter les écarts thermiques liés à la profondeur.

La *figure 3.20* présente ces températures en fonction de l'abscisse curviligne des flotteurs le long de l'isobathe 800m. La température moyenne par bande de 100km (trait bleu) diminue faiblement entre 26°S et 18°S de 4.9°C à 4.5°C. L'analyse des

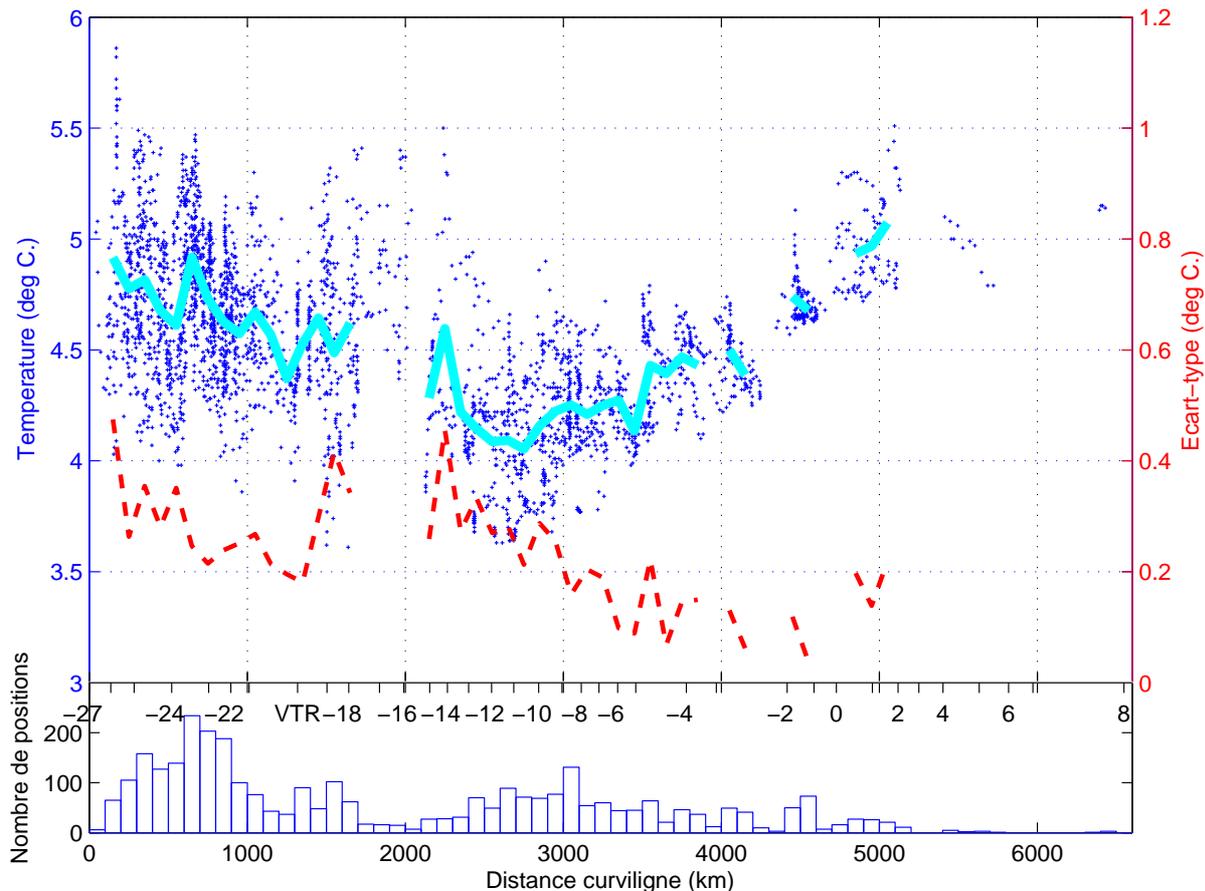


FIG. 3.20: Température mesurée par les flotteurs à moins de 85km de l'isobathe 800m entre 780dbar et 850dbar en fonction de l'abscisse curviligne référencée à 27°S le long de l'isobathe 800m lissée. La moyenne par bande de 100km est indiquée (courbe bleue) ainsi que l'écart-type associé (tirets rouge) calculé dans une bande donnée par la moyenne des carrés des écarts à la température moyenne. Une graduation en latitude est ajoutée.

trajectoires montre que le maximum local observé à 23.5°S est associé au fait qu'une majorité de flotteurs s'insèrent dans l'IWBC à cette latitude entre le cap Frio et le cap Sao Tomé (*fig. 3.7*) entraînés par les eaux plus chaudes du large.

Aucune variation significative de la température moyenne n'est observée au passage de VTR, confirmant que l'IWBC traverse VTR sans que les propriétés hydrologiques de la masse d'eau ne soient perturbées. Mais entre ce relief à 20°S et la reprise de l'IWBC contre le talus continental à 14°S, la baisse de la température moyenne indique l'existence d'**échanges avec l'intérieur du bassin** et nous associons les fortes valeurs d'écart-type (trait pointillé rouge) à des **excursions verticales des isothermes** vraisemblablement dues à des tourbillons, à **l'origine du mélange de la masse d'eau**. L'écoulement dans cette région du bord ouest sera analysé dans le chapitre suivant à l'aide de toutes les trajectoires des flotteurs.

Le maximum local observé à 14°S est dû à 8 positions successives d'un flotteur provenant de l'intérieur du bassin plus au sud qui a enregistré un réchauffement à l'approche du talus. Celui-ci semble ponctuel puisque d'autres flotteurs ont longé le relief à cet endroit sans mesurer de température aussi élevée. Plus au nord, la température augmente régulièrement jusqu'à dépasser 5°C au nord de l'équateur.

Un minimum global de 4.1°C est atteint sur l'ensemble du domaine à ~11°S, associé au centre du gyre subéquatorial. Le champ de température moyenne dans tout le bassin (*fig. 1.7*) a montré l'existence d'eau froide dans une vaste zone déviée vers le large entre 18°S et 15°S par l'avancée du plateau continental et la présence de monts sous-marins. Le refroidissement rapide observé le long du bord ouest entre 15°S et 12°S (*fig. 3.20*) confirme que l'élargissement du plateau déforme la circulation à l'échelle du bassin et conditionne l'hydrologie au bord ouest.

Variation méridienne de l'énergie cinétique dans le régime de bord ouest

Nous étudions ici l'activité de méso-échelle associée à la circulation de bord ouest à partir des variations des énergies cinétiques moyenne (MKE) et turbulente (EKE) de l'écoulement. L'utilisation des positions des flotteurs à moins de 85km de l'isobathe 800m est trop restrictive pour étudier ce paramètre (non montré) et nous utilisons une bande plus large longeant la côte. La *figure 1.8* présente le champ de EKE à partir de toutes les positions des flotteurs de l'expérience SAMBA regroupées par boîte de 1°×1°. Les moyennes des trois valeurs de EKE et MKE calculées dans les trois boîtes les plus proches de la côte sont déterminées à chaque latitude et ces valeurs sont tracées sur la *figure 3.21* en fonction de la latitude, fournissant une estimation de l'énergie cinétique dans une bande de ~300km de large le long du continent. La variation associée à la traversée de VTR est montrée en séparant les données en amont et en aval du relief (voir légende).

Les valeurs des deux paramètres sont en opposition en fonction de la latitude :

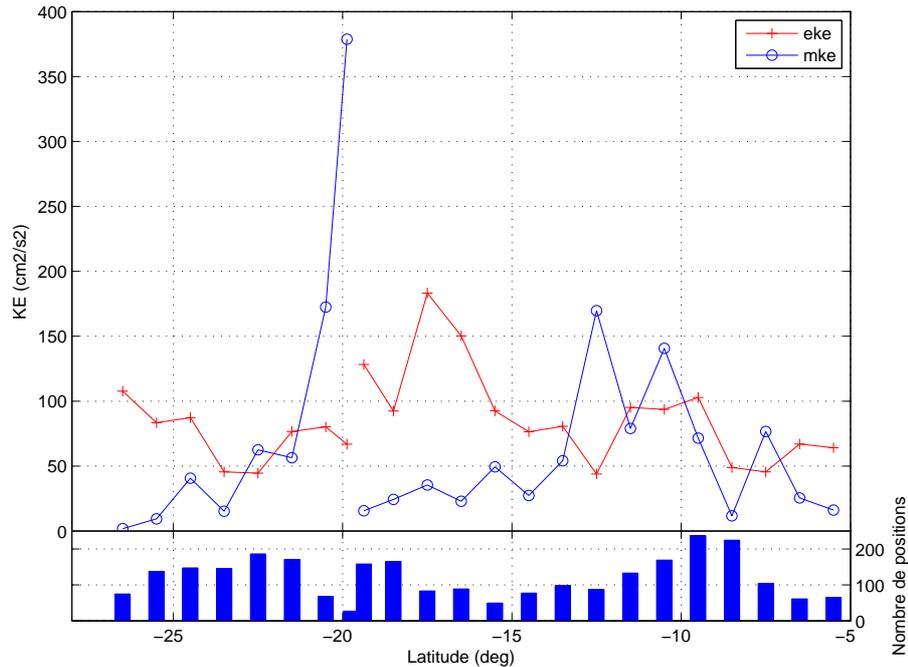


FIG. 3.21: Distribution latitudinale de EKE et MKE dans une bande de ~ 300 km de large le long du continent sud américain. A chaque latitude, la valeur correspond à la moyenne des trois valeurs calculées dans des boîtes de $1^\circ \times 1^\circ$ les plus proches de la côte. A $19-20^\circ\text{S}$, les positions situées à $40-38^\circ\text{W}$ sont séparées de celles relevées à $38-36^\circ\text{W}$ de part et d'autre de VTR et la courbe est interrompue entre les deux. L'histogramme précise le nombre de positions dans chacune de ces sous zones.

EKE est supérieure à MKE au-dessus du plateau de Santos (au sud de 23°S) où l'écoulement est perturbé ainsi qu'en aval de VTR entre 19°S et 15°S . Un renversement de la situation est observé dans les deux régions où l'IWBC est plus régulier le long du talus continental à $23-19^\circ\text{S}$ et $13-9^\circ\text{S}$. La forte valeur de MKE entre 20°S et 19.5°S avant la traversée de VTR est liée au fait que les flotteurs utilisés pour la calculer sont peu nombreux et qu'ils sont tous entraînés dans la même direction par l'IWBC avec des vitesses intenses. Ces résultats prouvent **la succession de régions où l'IWBC est alternativement perturbé ou régulier le long du bord ouest entre 28°S et 5°S** . Le champ de EKE moyen en surface fourni par l'altimétrie (section 1.4.3) ne traduit pas cette succession de régimes d'écoulement différents.

L'analyse du régime tourbillonnaire a montré que le régime de bord ouest est à l'origine d'une part importante de l'activité de méso-échelle dans l'Atlantique Sud-Ouest et que la dimension caractéristique des mouvements observés est de l'ordre du rayon interne de Rossby. Les anneaux des Aiguilles contribuent également à l'activité de méso-échelle dans la région. La quantification des énergies cinétiques moyenne et turbulente dans le régime de bord ouest confirme l'alternance de régimes d'écoulement perturbé et régulier.

3.5 Temps de parcours des flotteurs dans l'IWBC

Nous tirons profit du caractère lagrangien des trajectoires des flotteurs pour estimer le temps de parcours moyen de la région. Nous partageons la région en 4 zones étroitement reliées à l'allure de la bathymétrie en accord avec les résultats des sections précédentes (*fig. 3.17*). Pour déterminer leur temps de parcours, nous utilisons seulement les flotteurs relevés dans l'IWBC à l'entrée et la sortie de chaque zone, quel que soit le trajet entre les deux. On obtient alors :

- entre 24°S au nord du plateau de Santos où naît l'IWBC et VTR à 20.5°S, le temps de parcours varie entre 28 jours et 62 jours (11 trajectoires) et le temps moyen est de **42±12 jours**.
- entre VTR à 20°S et 16°S, le temps de parcours varie de 29 jours à 1 000 jours (13 trajectoires) avec une valeur moyenne de **201±270 jours**.
- entre 14°S et 5°S, le temps de parcours varie de 67 jours à 78 jours et est en moyenne de **72±5 jours** (4 trajectoires).
- de 5°S à l'équateur un flotteur donne un temps de parcours de **112 jours**.

De plus 3 flotteurs sont entrés dans l'IWBC à 23.5°S et ont été relevés également dans ce courant à 5°S. Ils permettent de donner une estimation du temps de parcours entre ces deux positions de **365±68 jours** (avec des valeurs de 307 jours à 440 jours). La trajectoire d'un de ces trois flotteurs est indiquée en jaune sur la *figure 3.1*.

Cette valeur s'accorde avec les premiers résultats de l'expérience SAMBA, desquels *Ollitrault* (1999) estimait qu'une particule d'eau empruntant l'IWBC pouvait rejoindre l'équateur depuis 27°S en $O(1 \text{ an})$. Ces valeurs de temps de parcours présentent l'intérêt de provenir de trajets réels et une confiance plus grande leur est accordée comparé à des valeurs issues de vitesses eulériennes locales (*e.g.* courantomètres) et considérée constante sur tout le domaine. Sur la base d'une distance de $\sim 3000\text{km}$ entre 24°S et 5°S, la vitesse de l'IWBC de 12.2cm s^{-1} de *Müller et al.* (1998) issue de mesures courantométriques sur le talus à 23°S fournit un temps de parcours de 285 jours. Les 18.7cm s^{-1} de *Schott et al.* (2002) à 11°S conduisent à un temps de parcours de 186 jours. Les vitesses moyennes des flotteurs ayant servi de référence aux calculs géostrophiques pour les 10 radiales transverses au talus continental entre 24°S et 5°S (chapitre 2) fournissent des temps de parcours des bandes de latitude successives incluant chacune de ces radiales. Leur cumul conduit à un temps de parcours de toute la zone de 196 jours. Les différences entre ces dernières valeurs renforcent l'importance des données flotteurs qui présentent l'intérêt original d'échantillonner l'IWBC avec une grande extension latitudinale.

3.6 Entrées et sorties des flotteurs dans et depuis l'IWBC

L'analyse des trajectoires lagrangiennes pour étudier l'origine et le devenir des contre-courants de l'IWBC (section 3.3.2) a révélé l'existence d'échanges entre ce courant et l'intérieur du bassin. Nous avons également mis en évidence une succession de régions le long du bord ouest où le régime d'écoulement varie (section 3.4). Les zones d'écoulement perturbé peuvent être des lieux privilégiés d'échanges entre le large et le bord ouest. Nous déterminons dans cette section les principaux lieux où les flotteurs rentrent dans l'IWBC ou s'en échappent.

3.6.1 Méthodes

Plusieurs critères peuvent permettre de sélectionner les portions de trajectoires où les flotteurs sont dans des phases d'entrée ou de sortie. Les paramètres disponibles pour établir ces critères sont l'angle entre la tangente à la trajectoire du flotteur et une isobathe, la distance entre le flotteur et le talus continental ou ces deux paramètres combinés. Quatre méthodes sont testées pour localiser ces endroits :

- On considère l'angle α entre le vecteur vitesse du flotteur et la tangente à la bathymétrie latérale associée à l'isobathe 800m la plus proche (cf. *fig. 3.2* pour l'orientation de cet angle). Un flotteur est considéré rentrer dans l'IWBC si cet angle est compris entre 30° et 150° pendant un temps minimal T_{min} et cette entrée est localisée par la dernière position de cette portion. Le flotteur sort du courant si cet angle est compris entre -30° et -150° pendant au moins T_{min} et la première position de cette portion marque la sortie. Les positions sur lesquelles nous appliquons ce critère sont celles à moins de 85km de l'isobathe 800m hormis entre 20°S et 16°S où l'on s'éloigne jusque 33°W pour tenir compte de la largeur de l'écoulement plus importante dans cette région (cf. section 3.3). La *figure 3.22a* présente la distribution latitudinale des différentes positions sélectionnées par la méthode avec $T_{min}=5$ jours. Les nombre d'entrées, de sorties et de passages de flotteurs qui ne sont dans aucune de ces deux situations sont présentées par bande de latitude de 1° . Ces trois quantités sont rapportées au nombre total de passages de flotteurs dans la bande de latitude (somme des trois valeurs).

- La deuxième méthode est similaire à la première avec les mêmes valeurs de paramètres mais utilise la bathymétrie sous-jacente au flotteur pour calculer l'angle et non la bathymétrie latérale. La distribution latitudinale des proportions d'entrées et de sorties sélectionnées est montrée sur la *figure 3.22b*.

- Le critère de sélection de la troisième méthode est basé sur la traversée d'une distance caractéristique. Un flotteur rentre dans l'IWBC s'il se trouve au-delà d'une distance D_{lim} de l'isobathe 800m pendant une période T_{min} et qu'il se

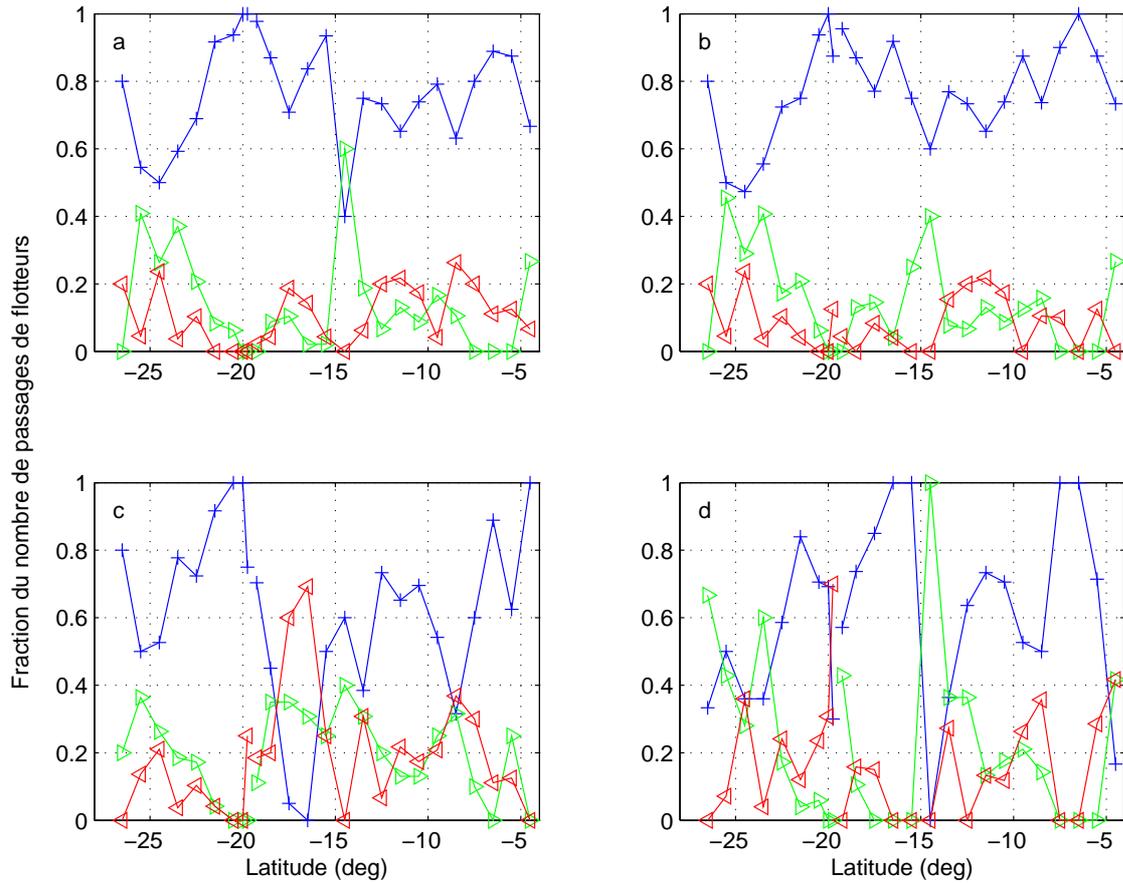


FIG. 3.22: Répartition latitudinale par bande de latitude de 1° du nombre d'entrées (vert), de sorties (rouge) et de passages de flotteurs qui ne sont dans aucune de ces deux situations (bleu), rapportés au nombre total de passages de flotteurs dans la bande de latitude (somme des trois valeurs). Chaque graphique correspond aux résultats de la méthode utilisant l'angle référencé à la bathymétrie latérale (a), l'angle référencé à la bathymétrie sous-jacente (b), la traversée d'une distance caractéristique de 85km (c) et le début et la fin de portions de trajectoires continues dans l'IWBC (d). Les courbes sont interrompues à 19.5°S à la traversée de VTR.

rapproche en-deça de cette distance pour y rester pendant une période d'au moins T_{min} . L'entrée est localisée par la dernière position de cette portion de trajectoire. Un flotteur est considéré sortir du courant si les mêmes conditions sont réunies mais s'il traverse cette distance limite vers le large et la sortie est localisée par la première position de la portion. Les proportions des positions sélectionnées sont indiquées sur la *figure 3.22c* avec $D_{lim} = 85\text{km}$ et $T_{min} = 10\text{jours}$.

- La quatrième méthode est basée sur l'utilisation des positions de flotteurs sélectionnées dans l'IWBC à partir des critères d'angle et de distance à la bathymétrie latérale (ensemble de positions $e\mathcal{B}$, section 3.1). On ne sélectionne parmi ces positions que celles qui forment des portions continues d'au moins n jours consécutifs. Les positions du début et fin de ces portions sont considérées comme des entrées et sorties dans le courant respectivement. La *figure 3.22d* présente les proportions des positions sélectionnées pour les portions continues d'une durée ≥ 10 jours.

3.6.2 Comparaison et analyse des résultats

Les répartitions sur des cartes des positions d'entrées et de sorties sélectionnées par les quatre méthodes (non montrées) présentent des similitudes plus ou moins marquées selon les régions. La *figure 3.22* présente la répartition latitudinale entre 27°S et 4°S des comportements des flotteurs sélectionnés par ces quatre approches. Nous validons et précisons ces distributions par l'examen systématique des trajectoires concernées.

Les deux premières méthodes utilisant l'angle entre la direction de l'écoulement et une isobathe (latérale ou sous-jacente) donnent des valeurs très proches l'une de l'autre (*a* et *b*), confirmant la forte similitude entre ces approches. Les résultats de la méthode basée sur le critère de distance (*c*) diffèrent des résultats des deux premières à certaines latitudes et des différences plus marquées apparaissent avec la quatrième méthode (*d*). Cette variabilité des résultats est liée aux différences entre les critères utilisés qui permettent de sélectionner des types de trajectoires variés. Les trois premières méthodes sélectionnent des portions de trajectoires de flotteurs qui se rapprochent (cas d'entrées) ou s'éloignent (cas des sorties) du bord ouest mais sans garantie que ceux-ci rentrent bien dans l'IWBC par la suite ou en sortent. Et ces trois premières méthodes ne permettent pas de sélectionner les variations *rapides* des flotteurs lorsque la sortie se fait par exemple en 2 ou 3 jours avec une courbure de trajectoire élevée. La quatrième méthode permet de palier à ces limitations car le critère utilisé ne s'applique que sur les portions de trajectoires de flotteurs dérivant dans l'IWBC.

Nous retenons deux régions associées à une majorité d'entrée dans l'IWBC : l'une sur le plateau de Santos où naît l'IWBC et l'autre à 14°S-15°S où le talus redevient plus régulier plus au nord. Quatre régions sont associées à une majorité de sorties vers le large à 20°S à la traversée de VTR, à 18°S-16°S où de fortes valeurs de EKE sont observées (*fig. 1.8*), à 7.5°S au nord du plateau de Recife et à 5.5°S au cap Sao Roque. Par ailleurs entre 14°S et 8°S, le nombre élevé d'entrées et de sorties reflète une région d'échanges intenses entre le régime de bord ouest et l'intérieur du bassin. Aucune entrée dans l'IWBC n'est repérée à 6-7°S.

Les régions d'entrées et de sorties majoritaires ne sont pas repérées par des vitesses zonales vers l'ouest ou vers l'est à travers la radiale A17 (chapitre 2). Cela est dû à la distance élevée entre cette radiale et la côte et cela confirme que ces courants ne s'étendent pas vers le large jusqu'au tracé de A17 et que des recirculations existent entre cette radiale et le continent.

Les résultats obtenus au nord de 5°S (non montrés) révèlent des maxima de sorties des flotteurs vers le large localisés à 2°S et 2°N. Ceux-ci sont associés à l'alimentation du SICC et du NICC par le régime de bord ouest (cf. *fig. 1.7, Stramma*

and Schott (1999); Ollivault et al. (2006)).

3.6.3 Paramètres influençant les entrées et sorties des flotteurs dans et depuis l'IWBC

Différents facteurs peuvent influencer la proportion des entrées des flotteurs dans l'IWBC ou leur sortie vers le large.

En premier lieu, l'absorption des flotteurs dans le régime de bord ouest est lié à la circulation de grande échelle dans l'Atlantique Sud. Nous avons montré dans le chapitre 2 que le courant de retour du gyre subtropical dirigé vers l'ouest alimente le régime de bord ouest en eaux intermédiaires et entraîne les flotteurs à 800dbar. Cela se traduit par la forte proportion d'entrées de flotteurs dans l'IWBC entre 27°S et 23°S sur le plateau de Santos (*fig. 3.22*). Cela est également montré sur la *figure 3.5* qui indique que la valeur moyenne de α est positive pour les positions des flotteurs situés entre 30km et 100km de l'isobathe 800m, traduisant un écoulement moyen dirigé vers la côte (*fig. 3.2*).

Nous avons montré que le régime de bord ouest est à l'origine d'une forte activité de méso-échelle dans l'Atlantique Sud (section 3.4) et la turbulence associée constitue un second facteur susceptible d'influencer les entrées et sorties des flotteurs. Des valeurs élevées de EKE ont été trouvées entre 20°S et 15°S (*fig. 1.8* et *3.21*) et c'est à ces latitudes que les proportions d'entrées et de sorties des flotteurs diffèrent le plus selon la méthode utilisée (*fig. 3.22*), confirmant la variabilité de l'écoulement dans cette région en opposition avec le reste du bord ouest. La quantification des échanges entre cette région et l'intérieur du bassin sera présentée dans le chapitre 4.

Un troisième élément pouvant influencer l'absorption des flotteurs dans l'IWBC ou leur sortie vers le large est la bathymétrie. L'effet de VTR à 20.5°S sur l'IWBC et les échappées des flotteurs vers le large que provoque cette chaîne de monts sous-marins seront présentés dans le chapitre 4. Le rôle de la bathymétrie sur ce courant et sur les entrées et sorties des flotteurs sera discuté dans le chapitre 5.

Nous avons tiré profit des flotteurs lagrangiens pour caractériser le régime de courant de bord ouest aux profondeurs intermédiaires dans l'Atlantique Sud. Le courant de retour du gyre subtropical bifurque à 27°S-28°S le long du talus continental et permet l'approfondissement du BC vers le sud qui accélère en moyenne jusqu'à 25cm s⁻¹ à 36°S à 800m avec des vitesses atteignant 75cm s⁻¹ à la zone de confluence repérée à ~40°S. Aucun écoulement de AAIW n'a lieu vers l'équateur contre le bord ouest entre cette zone et le plateau de Santos à 28°S.

L'IWBC s'écoule vers l'équateur depuis la bifurcation et la variation méridienne de la vitesse du courant ainsi que l'analyse de l'activité de méso-échelle révèlent une succession de régions le long du bord ouest où le régime d'écoulement est alternativement régulier et perturbé. L'IWBC longe le talus continental entre 27°S et 20°S et entre 15°S et 5°S à ~20cm s⁻¹ alors qu'il est moins intense et ne s'appuie plus contre le relief entre ces deux régions où la bathymétrie est accidentée. Un temps de parcours de ~1 an est mis en évidence entre le plateau de Santos et 5°S.

L'IWBC s'étend sur une largeur de ~50km à 800m et le coeur du courant s'étend jusqu'à ~30km de l'isobathe 800m. L'analyse des trajectoires lagrangiennes valide l'existence de contre-courants vers le sud et permet de déterminer l'origine et le devenir de ceux-ci. Le transport de AAIW par l'IWBC augmente de 2.7Sv au sud de 20°S, à 3.4Sv entre 20°S et 15°S et jusqu'à 4.0Sv plus au nord.

Le régime de bord ouest est à l'origine d'une part importante de l'activité de méso-échelle dans l'Atlantique Sud et les données flotteurs complétées par des mesures d'altimétrie montrent que les anneaux des Aiguilles provenant du bassin du cap y contribuent également. Des lieux privilégiés d'échanges entre le bord ouest et l'intérieur du bassin sont relevés, notamment à la bifurcation de Santos et entre 20°S et 15°S. Ces deux régions jouent un rôle important dans le transfert de AAIW vers le nord et les écoulements associés sont étudiés dans le chapitre suivant.

Chapitre 4

Zoom sur la bifurcation de Santos et la région du bord ouest entre VTR et 15°S

L'analyse des transports dans la région de bord ouest de l'Atlantique Sud (chapitre 2) et l'étude de la structure des courants dans cette région (chapitre 3) ont montré que le courant de retour du gyre subtropical bifurque au-dessus du plateau de Santos pour donner naissance à l'IWBC vers le nord. Nous avons également mis en évidence une région d'écoulement perturbé entre 20°S et 15°S associée à une bathymétrie accidentée. Nous présentons dans ce chapitre une analyse de l'écoulement dans ces deux régions aux profondeurs intermédiaires.

4.1 La bifurcation de Santos : naissance de l'IWBC

Nous caractérisons dans cette première partie la circulation à partir des trajectoires des flotteurs avant d'estimer les transports. Nous quantifions ensuite l'activité de méso-échelle et décrivons les caractéristiques des tourbillons observés.

4.1.1 Trajectoires des flotteurs

Le champ des vitesses moyennes des flotteurs (*fig. 1.7*) révèle le courant de retour du gyre subtropical dirigé vers l'ouest entre 21°S et le flanc nord du mont Rio Grande à 29°S. Le transport cumulé de AAIW le long de A17 (chapitre 2), indique que ce courant s'étend au sud de ce relief jusque 33,5°S, en accord avec les trajectoires des flotteurs de *Boebel et al. (1997)*, présentées sur la *figure 4.1*. Plus à l'est, *Boebel et al. (1999a)* estiment la largeur du courant à ~ 400 km, centré à $\sim 30^\circ$ S.

La *figure 4.2* présentent les trajectoires des flotteurs SAMBA entraînés dans la bifurcation. Celles-ci permettent de préciser les schémas de circulation suggérés

précédemment (Boebel *et al.* (1999a), cf. *fig. 1.2*), en montrant que **la bifurcation n'a pas lieu au pied du talus continental mais les lignes de courant commencent à se séparer plus au large**. Les flotteurs largués au nord du mont Rio Grande à 27°S dérivent vers l'ouest et certains orientent leur trajectoires vers le sud-ouest dès 35°W et rejoignent le talus continental vers 28°S avant de continuer vers le pôle (cf. section 3.2.1). D'autres continuent vers l'ouest en longeant le flanc nord du plateau et certains décrivent des méandres et boucles avant d'être entraînés dans l'IWBC. Les flotteurs permettent donc de localiser plutôt **la bifurcation vers $26.5^{\circ}\text{S}/41^{\circ}\text{W}$ à la pointe nord-est du plateau de Santos**. Les sorties des modèles numériques de England and Garçon (1993) et Marchesiello (1995) s'accordent avec ce schéma de circulation.

La déflexion du courant de retour du gyre subtropical vers le sud-ouest à l'approche du relief a été révélée lors de l'analyse des contre-courants de l'IWBC dans

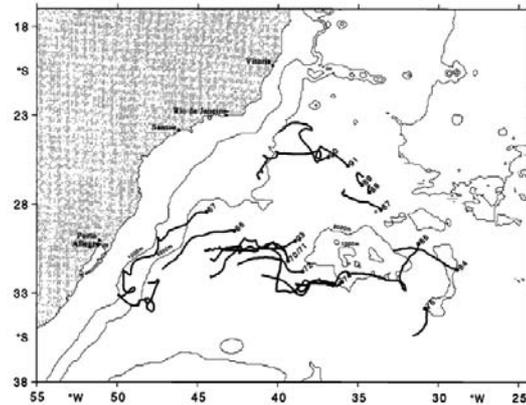


FIG. 4.1: Trajectoires des flotteurs RA-FOS lâchés durant la campagne 22 du *Meteor*. Les points avec les numéros des flotteurs indiquent leur lieu de lancement. Les durées de dérive des flotteurs varient de 1 à 12 mois (Boebel *et al.*, 1997).

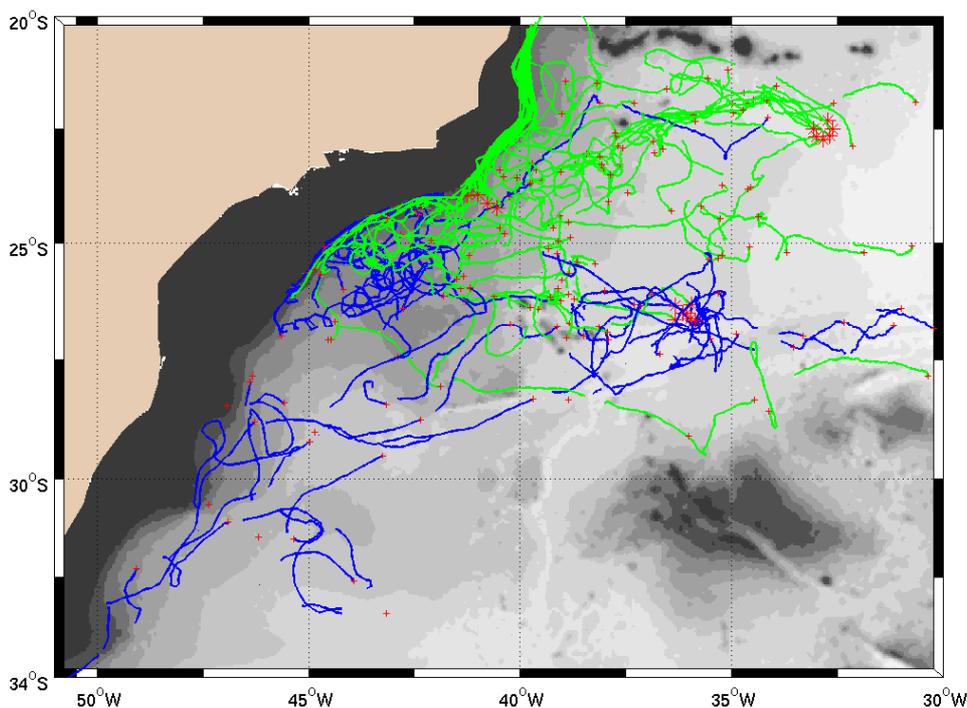


FIG. 4.2: Trajectoires des flotteurs entraînés dans la bifurcation de Santos. Seules les trajectoires suffisamment longues sont retenues permettant d'indiquer si les flotteurs bifurquent vers le sud (en bleu) ou vers le nord (en vert). Les étoiles et croix rouges marquent les lieux de lâchers des instruments et les débuts de cycles.

la section 3.3.2. Deux flotteurs de *Boebel et al.* (1997) révèlent cette déflexion vers le sud-ouest à l'approche du talus (*fig. 4.1*). Cela est illustré sur la *figure 4.2* par les trajectoires des flotteurs largués à 23°S/33°W dans la partie nord du courant de retour du gyre subtropical juste au sud de VTR. Ces flotteurs finissent par rentrer dans l'IWBC au nord du plateau à 24°S/41°W. L'un d'eux remonte en surface avant d'intégrer l'IWBC et est entraîné dans le BC lorsqu'il replonge (*fig. 4.2* en bleu au nord de 25°S et *fig. 4.3* en vert). L'IWBC est visible le long du talus au-dessus de l'isobathe $\sim 1000\text{m}$ au nord de 27°S et semble s'élargir au nord de 23°S. Les instruments lâchés dans cette région intègrent le courant de bord en quelques jours.

L'écoulement sur le plateau est perturbé par plusieurs tourbillons dont les caractéristiques sont analysées à la fin de cette section. Des dynamiques d'écoulement différentes semblent exister au-dessus de ce relief et à ses alentours et de nombreux flotteurs semblent contraints de contourner le plateau. Cela est illustré par la *figure 4.3* qui montre les trajectoires de 3 flotteurs dans cette situation. Elles illustrent bien le changement de direction de l'écoulement à la pointe nord-est du plateau. Aucun flotteur n'a dérivé dans le sud immédiat de celui-ci à 27°S-28°S, zone constituant une sorte de région « interdite » séparant les branches nord et sud de la bifurcation (*fig. 4.2*). Ces résultats sont comparés avec des données courantométriques dans le paragraphe suivant.

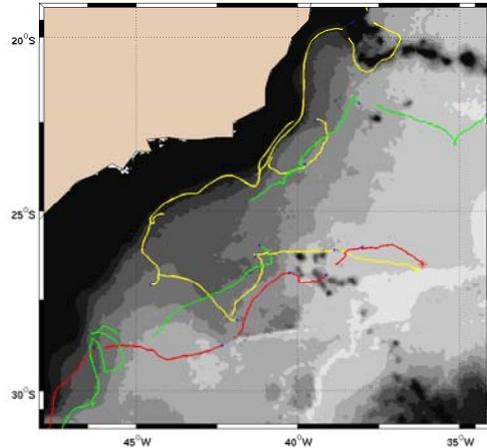


FIG. 4.3: Trajectoires de 3 flotteurs contournant le plateau de Santos.

4.1.2 Vitesses et transports

Vitesses et circulation

La *figure 4.4* montre la carte des vitesses moyennes des flotteurs SAMBA par boîtes de $1^\circ \times 1^\circ$ dans la région de la bifurcation : le courant est zonal à l'est de 30°W et présente une uniformité remarquable tel que le mentionnent *Boebel et al.* (1999a). On retrouve les principales caractéristiques de la circulation montrées précédemment par les trajectoires des flotteurs. La moyenne des modules des vitesses des flotteurs entre 30°S et 21°S et à l'est de 39°W est de 2.3cm s^{-1} , proche des 3cm s^{-1} relevés par *Boebel et al.* (1999a) à 30°S. Ces derniers notent une influence négligeable du mont Rio Grande (profondeur de 1000m) sur l'écoulement moyen, également suggéré par les trajectoires des flotteurs et leurs vitesses moyennes sur la face nord de ce relief. Les vitesses moyennes dans le courant du Brésil dépassent 15cm s^{-1} dès la pointe sud est du plateau (28°S/45°W), de même que celles vers l'équateur le long de l'isobathe

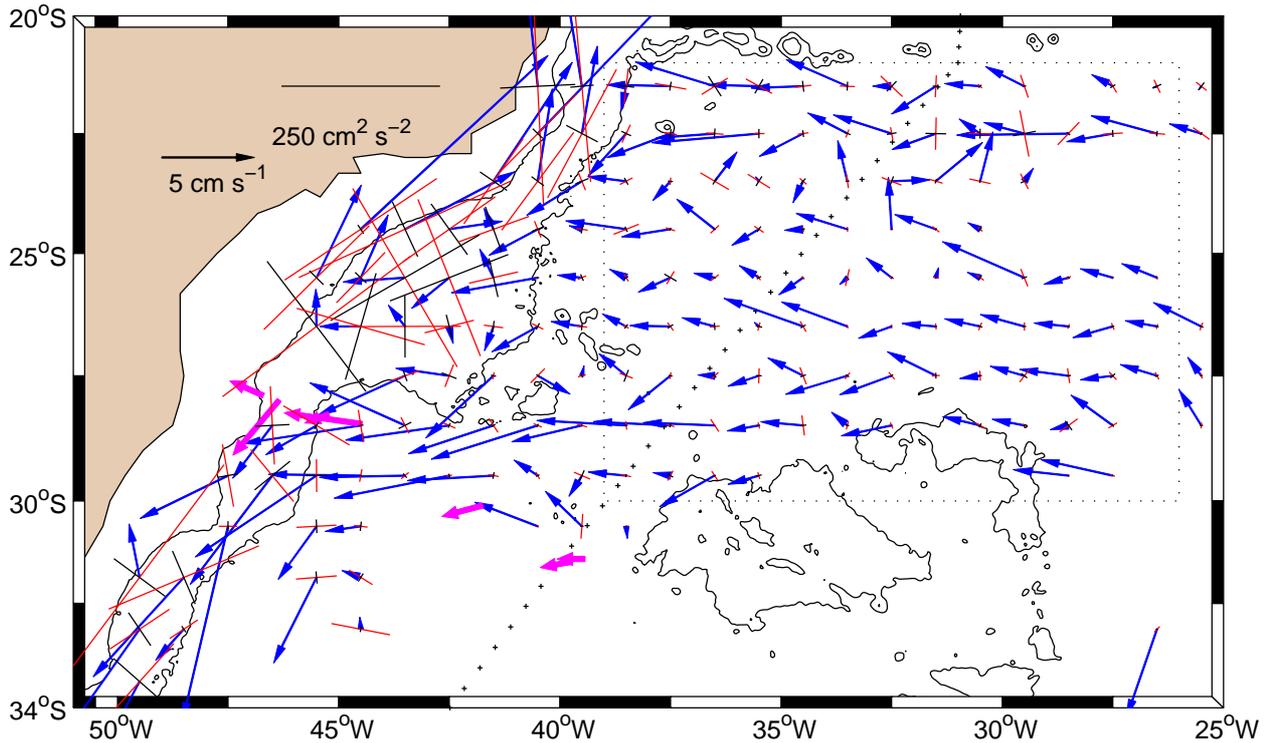


FIG. 4.4: Vitesses moyennées des flotteurs par boîtes de $1^\circ \times 1^\circ$ (20 valeurs journalières par boîte minimum). Axes principaux de la variance en rouge (grand axe) et noir (petit axe) et moyennes de mesures courantométriques (voir texte) en magenta. Le rectangle en pointillé délimite les données utilisées pour le calcul de transport (voir texte) et les + marquent les stations de la radiale A17. Les isobathes 800m et 3 000m sont indiquées.

800m au nord de 26°S .

Les axes principaux de la variance (*fig. 4.4*) traduisent la faible variabilité de l'écoulement dans l'intérieur océanique et la stabilité directionnelle des vitesses le long du bord ouest au nord de 25°S et au sud de 30°S . Au-dessus du plateau entre ces deux latitudes, l'écoulement présente une forte variabilité, telle que montrée par les trajectoires (*fig. 4.2*). *Boebel et al.* (1997), *Müller et al.* (1998) et *Hogg et al.* (1999) étudient l'écoulement au sud immédiat du plateau de Santos de la côte jusqu'au passage de Vema à l'ouest du mont Rio Grande à l'aide de courantomètres mouillés dans le cadre du programme WOCE et dont les caractéristiques sont présentées par *Tarbell et al.* (1994). Les valeurs moyennes des séries temporelles de ~ 700 jours sont indiquées sur la *figure 4.4* (flèches magenta). Les 3 instruments les plus au large indiquent un écoulement moyen vers l'ouest, confirmant l'extension du courant de retour du gyre subtropical plus au sud que ce que montrent les flotteurs.

Les 4 instruments les plus proches du talus (installés entre 850m et 950m) révèlent un courant moyen orienté vers l'ouest pour l'instrument le plus au large, s'infléchissant vers l'ouest-sud-ouest (2e instrument) puis vers le sud-ouest avec des ondulations occasionnelles orientées vers l'ouest (3e instrument). Enfin, l'instrument le plus proche de la côte révèle une structure bimodale du courant. Celui-ci oscille

dans une direction quasiment nord/sud avec une période de ~ 2 semaines, donnant lieu à une distribution des vitesses méridiennes moyennes présentant deux extrêmes de 9.2 cm s^{-1} vers le nord et 7.8 cm s^{-1} vers le sud. Les deux directions de l'écoulement préférées ne sont pas exactement antiparallèles comme on pourrait s'y attendre dans le cas d'un contrôle par la topographie, résultant d'une composante zonale de la vitesse stable. Ces données courantométriques s'accordent avec les vitesses moyennes des flotteurs qui montrent à $27\text{-}28^\circ\text{S}$ un courant vers l'ouest s'orientant vers le sud à l'approche du talus continental puis, comme précisé plus haut, on trouve une zone non visitée par les flotteurs séparant les branches nord et sud de la bifurcation, dans laquelle le courantomètre le plus proche de la côte présente un écoulement alterné lié à l'onde topographique.

Transport de AAIW

Le transport de AAIW cumulé vers le nord le long de la radiale A17 (+ sur la *fig. 4.4*) référencé aux vitesses des flotteurs à 800m (chapitre 2) montre que le courant de retour du gyre subtropical s'étend entre 33.5°S et 20.5°S et transporte 10.6 Sv de AAIW vers l'ouest. Pour chaque bande de latitude entre 30°S et 21°S , les composantes zonales des vitesses moyennes des **flotteurs** par boîte sont moyennées zonalement entre 26°W et 39°W (rectangle en pointillés sur la *figure 4.4*) et **permettent de déterminer le transport de AAIW** (*fig. 4.5*). Celui-ci est estimé à **7.9 Sv entre 30°S et 21°S** sur une épaisseur de 430m séparant les isopycnes $27\sigma_0$ et $32\sigma_1$ délimitant cette masse d'eau le long de A17. Mais le courant est plus large que cela et le transport cumulé de AAIW le long de A17 restreint à cette bande de latitude s'abaisse à 8.1 Sv (chapitre 2), très proche de l'estimation issue des flotteurs.

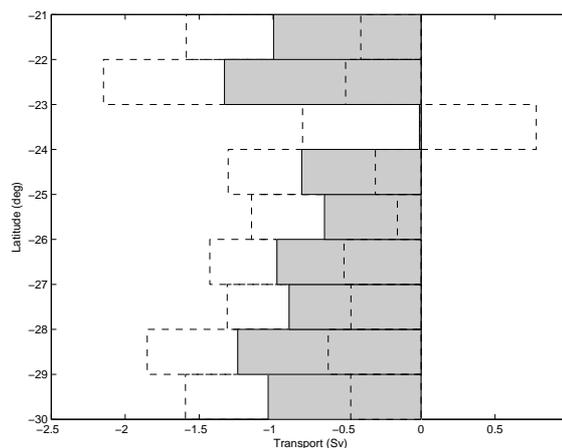


FIG. 4.5: Transports zonaux calculés à partir de la moyenne par bande de latitude entre 39°W et 26°W (cf. rectangle en pointillés sur la *fig. 4.4*) des composantes zonales des vitesses moyennes des flotteurs par boîte. L'épaisseur de la couche est prise comme la différence entre les profondeurs moyennes des surfaces $27\sigma_0$ et $32\sigma_1$ le long de A17 entre 30°S et 21°S , soit 430m. Les pointillés indiquent les écarts-types des transports résultant de la variabilité entre les boîtes des composantes zonales des vitesses moyennes pour une bande de latitude donnée. Le transport zonal résultant de AAIW vers l'Ouest est de 7.9 Sv entre 30°S et 21°S .

Cette quantité se partage en une partie qui bifurque vers le nord (IWBC) et une autre vers le sud. La radiale A09 transverse au talus continental à 19°S fournit un transport de AAIW limité au courant de bord de 3.4Sv vers le nord (référencé aux vitesses des flotteurs) et le transport est de 5.4Sv vers le sud à travers la radiale « Marathon » à 31°S (référencé à la base de la NADW, $45.87\sigma_4$). La somme de ces deux valeurs donne un apport de AAIW depuis l'est de 8.8Sv, similaire aux deux estimations précédentes. A l'aide de flotteurs RAFOS, *Boebel et al.* (1997) estiment de la même façon un transport de AAIW de 15Sv moyenné zonalement entre 33°S et 23°S sur une couche de 500m d'épaisseur. De plus *Boebel et al.* (1999a) estiment un transport du courant de 12 ± 3 Sv sur une largeur de ~ 400 km aux profondeurs intermédiaires à l'aide de plusieurs jeux de données de flotteurs. Nous attribuons les différences entre ces deux dernières valeurs et celles plus faibles que nous proposons aux extensions latitudinale et verticale du courant variables selon les calculs et à l'échantillonnage du courant qui est meilleur dans le cas de l'expérience SAMBA (26 flotteurs impliqués).

4.1.3 Energie cinétique

La répartition de l'énergie cinétique turbulente (*fig. 1.8*) a montré de fortes valeurs le long du talus continental entre 20°S et 30°S atteignant $158\text{cm}^2\text{ s}^{-2}$ (ou 15.8J m^{-3}) au-dessus du plateau de Santos, contrastant avec les valeurs plus faibles dans l'intérieur du bassin. Les axes principaux de la variance des vitesses (*fig. 4.4*) révèlent également la forte dépendance régionale de la variabilité de l'écoulement. La *figure 4.6* présente les valeurs du rapport EKE/MKE dans la région de la bifurcation du courant. Dans l'intérieur du bassin, les valeurs de EKE, déjà faibles dans cette zone ($5\text{-}10\text{cm}^2\text{ s}^{-2}$, *fig. 1.8*), sont néanmoins plus élevées que celles de MKE. Cela

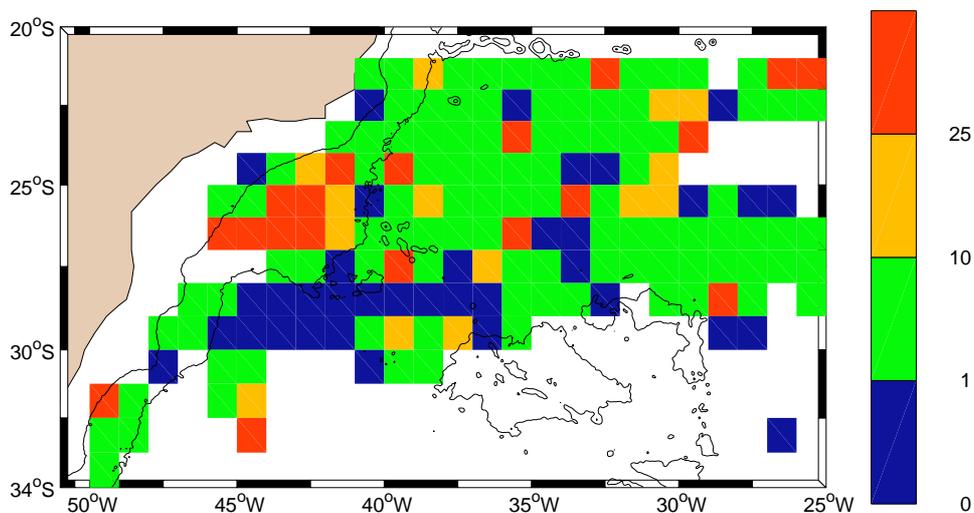


FIG. 4.6: Rapport des valeurs moyennes de EKE et MKE par boîtes de $1^\circ \times 1^\circ$ (20 valeurs journalières par boîte minimum). Les isobathes 800m et 3000m sont indiquées.

montre que les deux types d'énergie sont du même ordre de grandeur, un résultat en accord avec celui de *Boebel et al.* (1999b).

Les valeurs de EKE/MKE les plus élevées sont trouvées au-dessus du plateau de Santos, confirmant la forte variabilité de l'écoulement à cet endroit et ce rapport est plus faible le long du bord ouest de part et d'autre de ce relief. A 28-30°S, des valeurs de MKE supérieures à celles de EKE s'étendent vers le large jusqu'au mont Rio Grande. *Boebel et al.* (1997) montrent également un minimum local de EKE à cette latitude le long du bord ouest et remarquent une bande zonale de valeurs de MKE uniformes. A cet endroit, les vitesses du courant sont particulièrement élevées et présentent une faible variabilité (*fig. 4.4*). *Hogg et al.* (1999) présentent une coupe verticale de EKE le long de la chaîne de courantomètres citée précédemment qui met en évidence **l'accroissement des valeurs de EKE du large vers la côte aux profondeurs intermédiaires** comme nous le montrons.

4.1.4 Formation de tourbillons sur le plateau de Santos

Les paragraphes précédents ont mis en évidence une forte variabilité de l'écoulement sur le plateau de Santos. La *figure 4.7* présente les trajectoires tourbillonnaires de 3 flotteurs à cet endroit, toutes anticycloniques (AC1, AC3 et AC14 en vert, jaune et rouge respectivement sur la *fig. 3.18*). Les paramètres associés à ces tourbillons tels que le nombre de boucles décrites par le flotteur, la période de rotation,

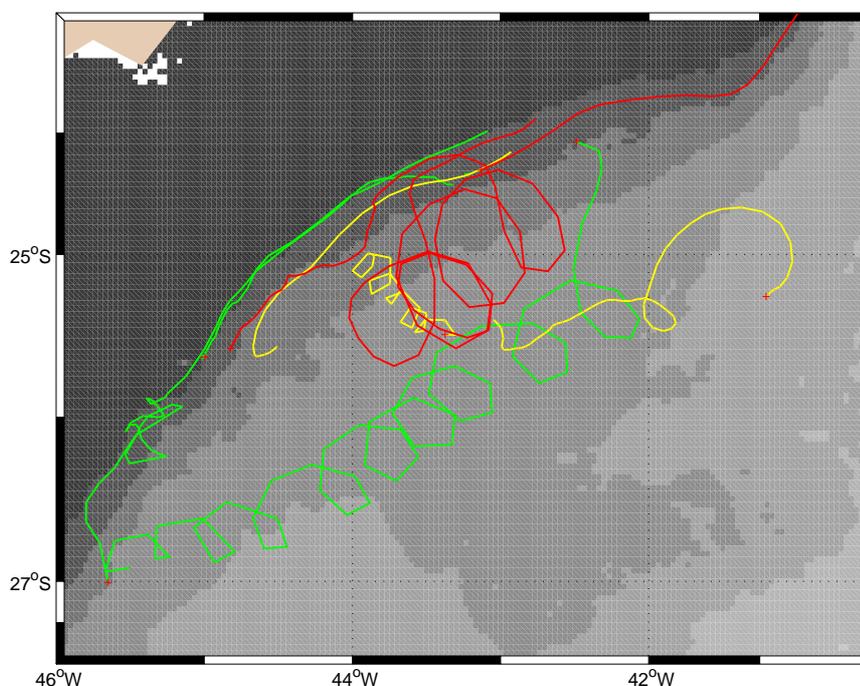


FIG. 4.7: Trajectoires de 3 flotteurs présentant des trajectoires tourbillonnaires au-dessus du plateau de Santos. Les contours du relief sont les isobathe 800m et tous les 500m à partir de 1500m. Les positions quotidiennes sont marquées par un point rouge et les débuts de cycle par une croix rouge.

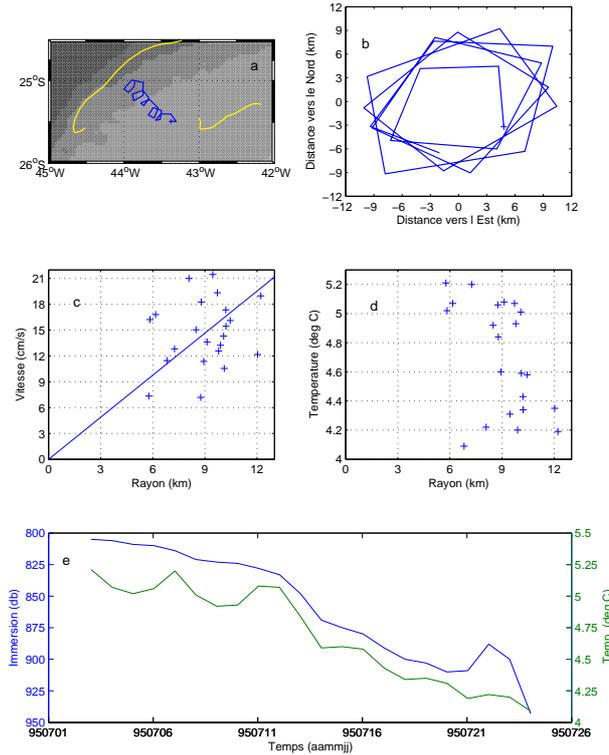


FIG. 4.8: (a) Trajectoire tourbillonnaire (AC3) d'un flotteur au-dessus du plateau de Santos. (b) Trajectoire relative au centre du tourbillon. (c) Vitesse du flotteur en fonction du rayon. La pente de la droite indiquée correspond à une période de 4.5j. (d) Température en chaque position en fonction du rayon. (e) Variations de la pression et de la température mesurée par le flotteur.

le diamètre échantillonné et la vitesse de rotation sont indiqués dans le *tableau A.1* (Annexe A). Les *figures 4.8* à *4.10* présentent la structure des tourbillons et les variations de température mesurées par les flotteurs.

L'un des 3 flotteurs (AC3, en jaune sur la *fig. 4.7*) provient du large et est absorbé dès le début d'un nouveau cycle dans un tourbillon qui se déplace vers la côte perpendiculairement aux isobathes. L'immersion du flotteur augmente pendant les 24 jours de dérive de 800dbar à 940dbar à cause d'un problème d'hydraulique (*fig. 4.8e*). La trajectoire du flotteur relative au centre du tourbillon et la relation entre sa vitesse et le rayon échantillonné suggèrent un mouvement très stable autour de son centre (*fig. 4.8b* et *c*). La température mesurée au début de la trajectoire qui atteint 5.2°C (*d* et *e*) est nettement supérieure à la température moyenne dans cette zone de ~4.6°C (*fig. 1.7*), ce qui confirme que le flotteur se trouve dans une **bulle d'eau chaude**. La température chute au cours de la plongée alors que le mouvement anticyclonique continue, ce qui prouve que **cette bulle d'eau intermédiaire a une extension verticale d'au moins 150m**.

Dans les deux autres situations (*fig. 4.7* en rouge et vert), les flotteurs dérivent dans l'IWBC, s'en échappent à 24.5°S où ils sont aussitôt entraînés dans un **tourbillon se déplaçant parallèlement au talus continental vers le sud-ouest** à 7.8cm s⁻¹ (vert) et 3.6cm s⁻¹ (rouge) avant d'être entraînés à nouveau dans le cou-

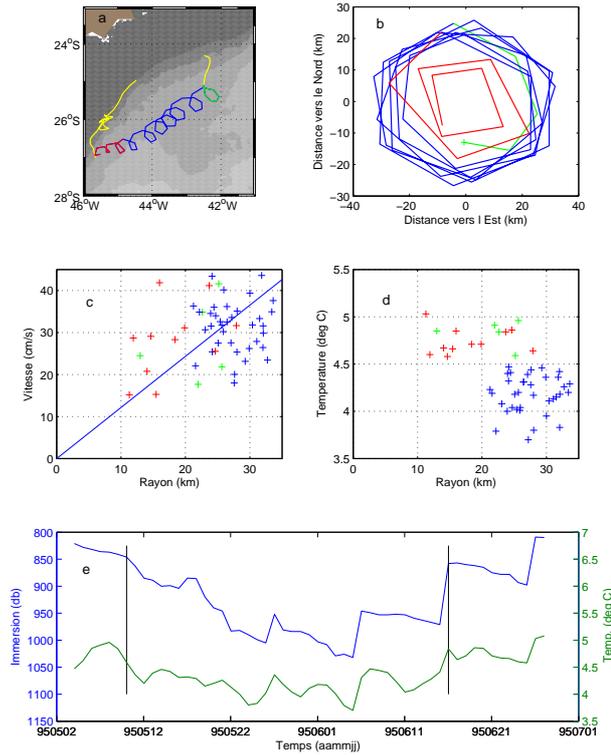


FIG. 4.9: (a) Trajectoire tourbillonnaire (AC1) d'un flotteur au-dessus du plateau de Santos. (b)-(e) Mêmes paramètres que sur la *figure 4.8*. Les couleurs indiquent les différentes phases du tourbillon (voir texte). La pente de la droite (c) correspond à une période de 6.0j.

rant de bord. L'un d'eux (vert) a décrit 9.3 boucles (*tableau A.1*, AC1) et nous partageons sa trajectoire en 3 phases (trajectoire en vert, bleu et rouge sur la *fig. 4.9a*, séparées par des lignes verticales sur le panel *e*). Le flotteur dérive d'abord dans le coeur de l'eau intermédiaire en mesurant des températures élevées (*d*, croix vertes) avant de plonger jusqu'à plus de 1000dbar (portion bleue) en décrivant un cercle stable d'un rayon de ~ 25 km (*b* et *c*). Le flotteur remonte ensuite à sa profondeur de consigne (portion rouge) et décrit des cercles dont le rayon diminue jusqu'à ~ 12 km. Le mouvement est interrompu par la fin du cycle de l'instrument.

Le troisième flotteur (*fig. 4.7* en rouge) sort de l'IWBC avec une courbure cyclonique qui change aussitôt de signe lorsqu'il rentre dans le tourbillon anticyclonique. Après les 45 jours passés dans celui-ci (*tableau A.1*, AC14), la courbure de la trajectoire diminue et change de signe lorsque le flotteur rentre à nouveau dans l'IWBC avec une courbure cyclonique. La *figure 4.10* montre que le flotteur décrit des cercles réguliers de ~ 30 km de rayon et que le tourbillon dans lequel il dérive est une bulle d'eau chaude. La proximité entre les trajectoires du flotteur lorsqu'il dérive dans l'IWBC contre le talus et lorsqu'il dérive en sens opposé dans la partie du tourbillon la plus proche du relief montre que **la largeur de l'IWBC au-dessus du plateau de Santos est inférieure à 25km**. Néanmoins les 3 tourbillons repérés ici sont apparus entre les mois de mai et juillet, suggérant une **variabilité saisonnière de l'activité tourbillonnaire sur le plateau de Santos susceptible de per-**

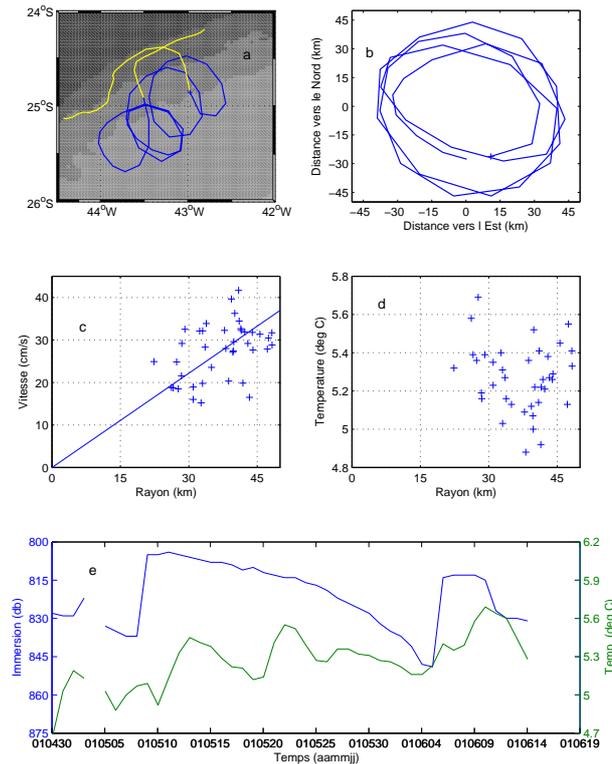


FIG. 4.10: (a) Trajectoire tourbillonnaire (AC14) d'un flotteur au-dessus du plateau de Santos. (b)-(e) Mêmes paramètres que sur la *figure 4.8*. La pente de la droite (c) correspond à une période de 9.9j.

mettre une variation dans le temps de la largeur du courant à cet endroit. De plus, la restriction du régime tourbillonnaire au-dessus du plateau indique que la largeur de l'IWBC n'est probablement pas la même à cet endroit et plus au nord lorsqu'il s'est intensifié.

L'analyse des trajectoires des flotteurs a montré que le courant de retour du gyre subtropical est zonal dans l'intérieur du bassin et s'écoule à $\sim 2.3 \text{ cm s}^{-1}$ vers l'ouest. Les vitesses zonales des flotteurs conduisent à un transport de AAIW de 7.9 Sv vers l'ouest entre 30°S et 21°S sur une épaisseur de 430m. Le courant bifurque dès la pointe nord-est du plateau de Santos à environ $26.5^\circ \text{S}/41^\circ \text{W}$ et la séparation entre l'IWBC vers le nord et à l'approfondissement du courant du Brésil vers le sud est visible le long de l'isobathe 800m à $27^\circ \text{S}-28^\circ \text{S}$. La circulation observée par les flotteurs est en accord avec celle fournie par d'autres études lagrangiennes et par des données courantométriques. Trois tourbillons anticycloniques associés à des bulles d'eau chaude sont relevés sur le plateau de Santos, conduisant à des valeurs du rapport EKE/MKE plus élevées que de part et d'autre du plateau le long du bord ouest et que plus au large.

4.2 Ecoulement dans la zone de bathymétrie perturbée entre 20°S et 15°S

La détermination des transports dans le régime de bord ouest (chapitre 2) et la caractérisation de la structure de l'IWBC (chapitre 3) ont révélé une forte variation du régime d'écoulement en latitude dans l'Atlantique Sud-Ouest. En particulier entre 20°S et 15°S, l'irrégularité du talus continental et la présence de monts sous-marins perturbe l'IWBC qui ne s'appuie plus entièrement contre le relief et conduit à un maximum local de EKE témoignant d'une forte activité de méso-échelle.

L'IWBC assurant le transfert des eaux intermédiaires dans l'hémisphère nord, directement relié au bilan de chaleur interhémisphérique, il est essentiel d'estimer la continuité du courant à travers cette région et de quantifier les échanges avec l'intérieur du bassin. La circulation de AAIW est analysée à l'aide des trajectoires de flotteurs lagrangiens depuis la traversée de la chaîne de monts sous-marins à 21°S jusqu'à la reprise d'un courant de bord régulier à 15°S.

4.2.1 Continuité de l'IWBC de part et d'autre de la région

Les trajectoires lagrangiennes permettent de préciser dans quelle mesure les particules présentes dans l'IWBC au sud de VTR se retrouvent ensuite dans le courant au nord de 15°S et inversement de préciser l'origine des particules dans l'IWBC au nord de cette latitude. La *figure 4.11* présente les trajectoires des flotteurs en aval de leur passage dans l'IWBC entre 28°S et VTR (*a*) et en amont de leur passage dans l'IWBC entre 15°S et 5°S (*b*). Döös (1995)) et Boebel *et al.* (2003) utilisent ce type de graphique pour illustrer et quantifier la circulation à grande échelle ou plus localement.

Parmi les 16 flotteurs dérivant dans l'IWBC au sud de VTR (*fig. 4.11a*), la moitié est retrouvée dans l'IWBC au nord de 15°S (en jaune). Les 8 autres ne rejoignent pas cette région dont 3 qui s'éloignent dans l'intérieur du bassin (en bleu) et 5 (en vert) qui n'ont pas eu une durée de vie assez longue pour dépasser 16°S et 35°W. La *figure 4.11b* montre les trajectoires de 18 instruments avant qu'ils ne dérivent dans l'IWBC au nord de 15°S. Parmi ceux-ci, 8 (en jaune) sont trouvés dans l'IWBC au sud de VTR (cf. *fig. 4.11a*). A noter que l'un d'entre eux se trouvait initialement vers 18°S/31°W et a dérivé au sud de VTR avant d'entrer dans l'IWBC à 23°S. Les 10 autres sont issus de l'intérieur du bassin dont 2 qui proviennent du sud de VTR et l'ont traversé à l'est de 33°W (en rouge), 3 ont été largués au large à 18.5°S et sont advectés vers le bord ouest (en vert) et les 5 autres ont été mis à l'eau au nord de 15°S (en bleu). Ces trajectoires révèlent l'advection vers l'ouest par le courant de retour du gyre subtropical et la branche sud du SEC.

Parmi les flotteurs ne s'appuyant pas contre le relief au sud de 18°S (*fig. 4.11b*),

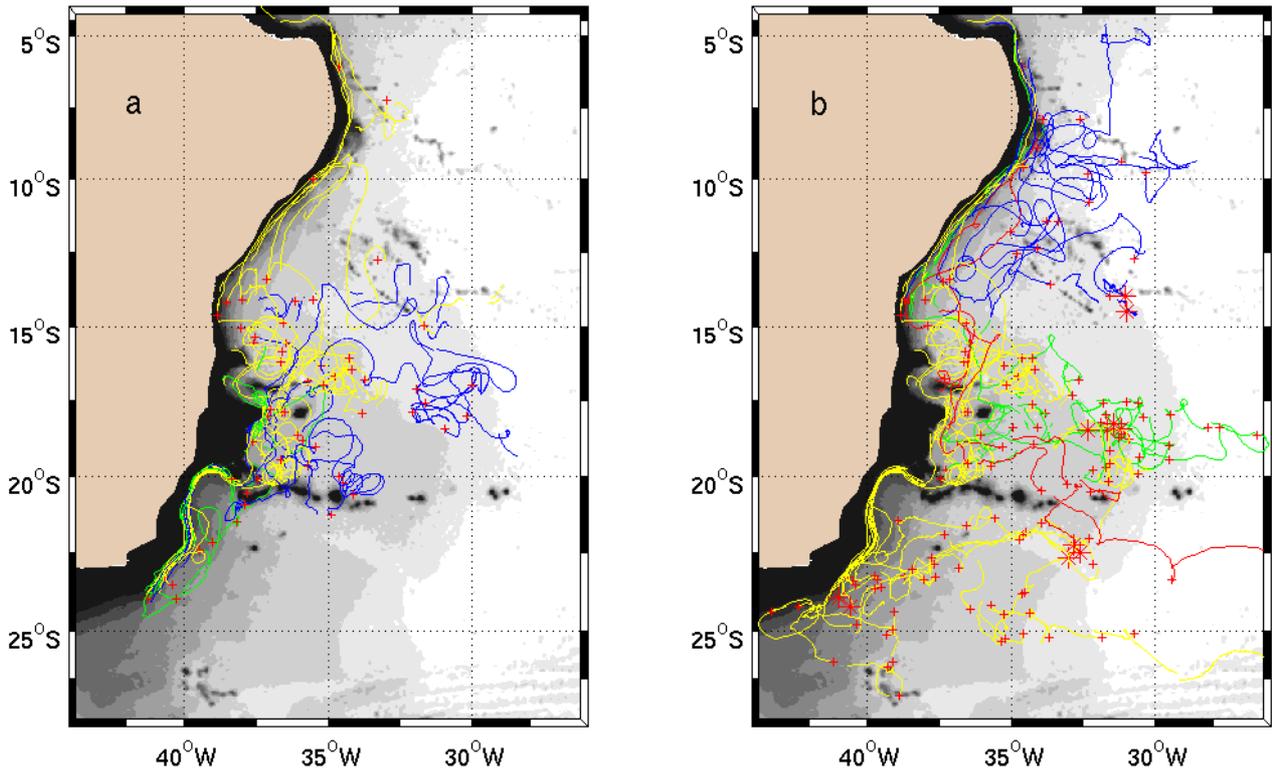


FIG. 4.11: (a) Aval des trajectoires des flotteurs dérivant dans l'IOWBC entre 28°S et VTR. (b) Amont des trajectoires des flotteurs dérivant dans l'IOWBC entre 15°S et 5°S. Les couleurs indiquent le même devenir ou la même origine géographique des instruments (voir texte). Les étoiles rouges marquent les lieux de lancement des instruments et les croix rouges indiquent les positions des début de cycle. Les contours du relief sont les isobathes 800m puis tous les 500m à partir de 1500m.

l'entrée dans l'IOWBC plus au nord a lieu entre 15°S et 13°S dans 11 cas sur 12. Cela illustre la forte proportion d'entrées dans l'IOWBC relevée à cette latitude (section 3.6) et s'accorde avec les apports de l'est calculés à travers A17 (section 2.3.2) ainsi que les remarques de *Stramma et al.* (1995) et *Schott et al.* (1998) qui observent peu ou pas de contribution au courant de bord provenant de l'est entre 10°S et 5°S. La reprise du courant de bord a lieu lorsque l'orientation du talus continental redevient régulière au nord de 16°S et la transition entre les deux régimes d'écoulement de part et d'autre de cette latitude sera étudiée à la fin de cette section.

Bower et al. (1997) décrivent un écoulement comparable de l'eau méditerranéenne le long du talus continental portugais. Certains des flotteurs qu'ils utilisent suivent le talus vers le nord après avoir contourné le cap St-Vincent mais le promontoire Estramadura (plateau du Tage) les contraint tous à s'éloigner vers le large.

Les fortes variations de la bathymétrie et les monts sous-marins au pied du talus continental entre 20°S et 15°S perturbent l'IOWBC. Les trajectoires révèlent un apport d'eau intermédiaire depuis l'intérieur du bassin dans cette bande de latitude, et dans une moindre mesure, une perte de cette masse d'eau vers le large. Nous étudions la traversée de VTR à 20.5°S par l'écoulement de AAIW dans le paragraphe suivant.

4.2.2 Traversée de VTR par l'écoulement de AAIW

Traversée par le passage le plus à l'ouest

A 20°S, l'IWBC longe l'isobathe 800m qui forme une large baie sous-marine et décrit un cap à 38.2°W qui marque l'entrée du passage le plus à l'ouest à travers la chaîne de monts sous-marins à 800m (*fig. 4.12a*). Müller *et al.* (1998) estiment la vitesse moyenne de l'écoulement dans ce passage à 20.8cm s⁻¹, similaire aux vitesses des flotteurs (*fig. 3.10*). Ils suggèrent néanmoins qu'une partie du transport de AAIW vers le nord a lieu par les passages plus à l'est.

Parmi 11 flotteurs dérivant dans l'IWBC en amont du passage le plus à l'ouest, 9 s'engagent dans celui-ci alors que les 2 autres dérivent devant sans s'y engager. La *figure 4.12c* montre les variations de différents paramètres calculés le long des trajectoires à l'ouest de 38°W. Les courbes noires sont associées aux trajectoires des flotteurs traversant VTR tracées en jaune sur la *figure 4.12a*. La profondeur d'eau le long des trajectoires augmente jusque ~1800m à l'intérieur du passage indiquant une augmentation de la pente du talus à cet endroit. L'angle α entre le vecteur vitesse des flotteurs et la tangente à l'isobathe 800m la plus proche ainsi que la courbure des trajectoires des flotteurs traversant VTR changent de signe juste avant l'entrée du passage, en phase avec le changement de signe de la courbure de l'isobathe 800m. La distance au relief latéral présente un minimum au niveau du cap marquant l'entrée du passage. Le coeur de l'IWBC est à 10km de l'isobathe 800m en amont de ce cap (*fig. 4.12b*) et la vitesse des flotteurs reste constante le long de leur trajet dans l'IWBC, même après le passage de ce cap (*c*).

La trajectoire de l'un des deux flotteurs ne traversant pas VTR (en vert) est interrompue par une fin de cycle peu de temps avant d'arriver au cap marquant l'entrée du passage et sa dérive ne reprend que 2 jours avant de l'atteindre. Les deux flotteurs ne traversant pas VTR ont dérivé devant le cap à la même date le 2 août 1995. Aux abords du cap, ces deux flotteurs se situent à une distance du relief latéral similaire à celles des autres instruments (*c*) mais l'un (cyan) se situe à ~12km plus au large que l'autre (vert) et leurs vitesses sont proches de celle des autres flotteurs. La trajectoire non interrompue (cyan) présente la même courbure négative que les autres en amont du cap mais elle reste constante alors que celle des autres trajectoires change de signe. Le flotteur se décolle du relief avec une trajectoire rectiligne et ce n'est que lorsqu'il rejoint la face sud de VTR que sa courbure change de signe. **Cela se passe comme si l'écoulement ambiant ne lui permettait pas d'acquérir une vorticité relative telle que la courbure de sa trajectoire puisse changer de signe et l'instrument suivre le relief.** Le comportement de l'autre flotteur (vert) apparaît similaire.

Dans l'analyse de trajectoires de flotteurs s'échappant d'un courant de bord au passage d'un cap, Leaman and Vertes (1996) remarquent une forte corrélation entre

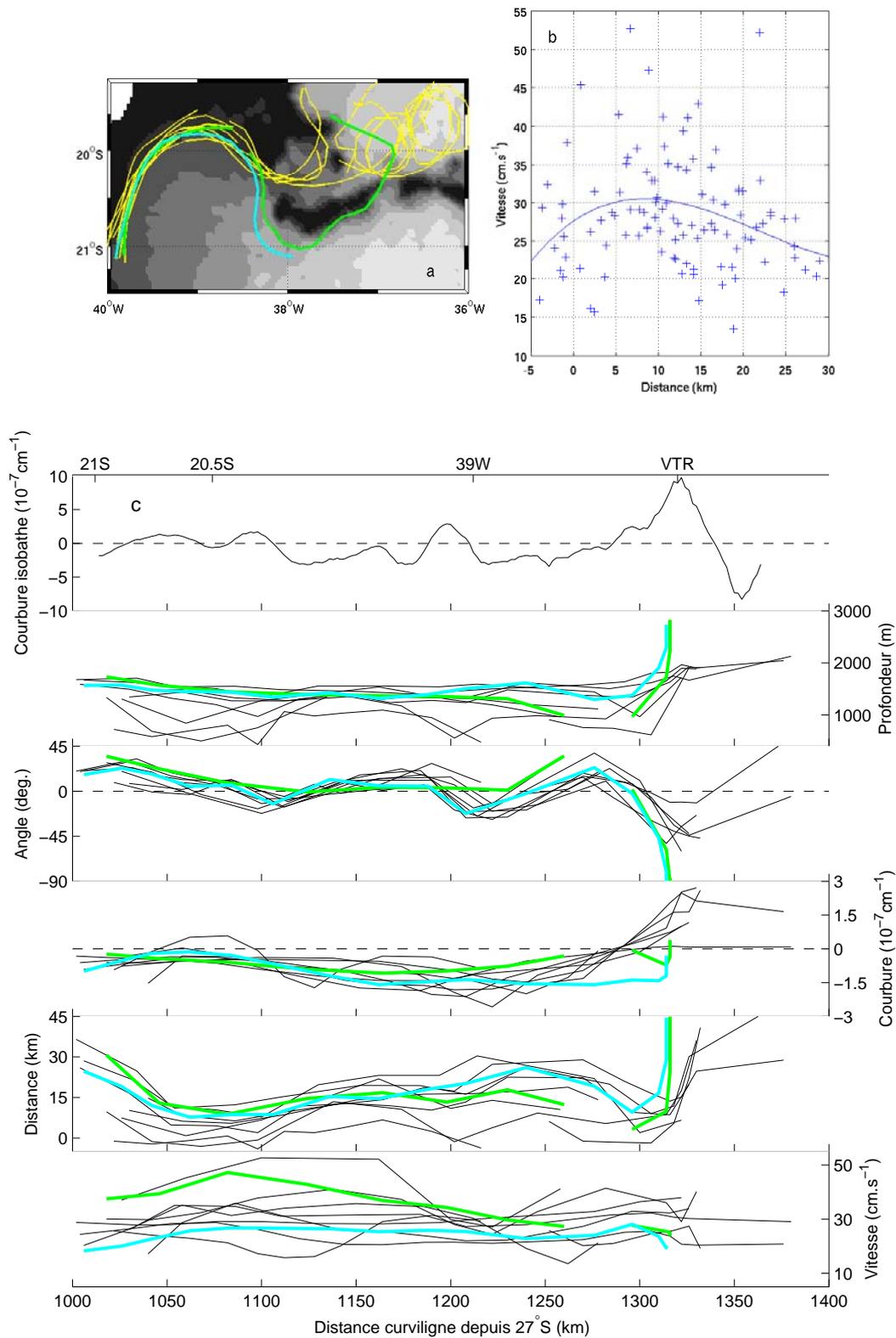


FIG. 4.12: (a) Trajectoires de flotteurs dans l'IWBC traversant VTR dont les comportements sont illustrés par des couleurs différentes (voir texte). Les contours du relief sont les isobathes 800m puis tous les 500m de 1500m à 4500m. (b) Vitesse instantanée en fonction de la distance à l'isobathe 800m des flotteurs dans l'IWBC en amont du passage à travers VTR. (c) Variations de la courbure de l'isobathe 800m (en haut) et de cinq paramètres (voir texte) calculés le long des trajectoires en amont de ce passage en fonction de l'abscisse curviligne le long de l'isobathe 800m.

la distance du coeur du courant au talus continental et les directions prises par les flotteurs en quittant le relief. Ici **la distance au relief latéral en amont du cap ne conditionne pas le comportement des flotteurs en aval** puisque les deux qui s'échappent vers le sud ne sont pas à la même distance du relief et ont dérivé dans la zone à la même date.

A l'entrée du passage à travers VTR, le changement d'orientation brusque du talus continental sur lequel s'appuie l'IWBC semble expliquer la forte proportion des flotteurs dérivant dans ce courant à emprunter ce passage. Les forces centrifuge et de Coriolis contribuent à ce que l'écoulement suive le relief. Les deux flotteurs qui s'échappent vers le sud à la même date semblent constituer un événement exceptionnel. Celui-ci est susceptible d'être expliqué par le « Vitoria eddy » étudié par *Schmid et al.* (1995). Ces derniers décrivent un tourbillon cyclonique issu d'un événement d'upwelling contre le talus continental entre 22°S et 20°S. Ils observent des vitesses vers le sud associées à ce tourbillon devant l'entrée du passage le plus à l'ouest à travers VTR et son expression thermique est reconnaissable jusqu'à $\sim 700\text{m}$.

Les deux flotteurs n'ayant pas traversé VTR sont distants de $\sim 12\text{km}$ l'un de l'autre et au passage du cap, la température mesurée par le flotteur le plus éloigné du relief est 0.17°C plus froide que celle de l'autre (non montré). De plus *Schmid et al.* (1995) calculent des vitesses géostrophiques à 800m référencées à 1200m de 10 à 15cm s^{-1} , qu'ils estiment environ 40% inférieures aux vitesses réelles, ce qui est en accord avec les vitesses des flotteurs à l'approche du cap de $\sim 25\text{cm s}^{-1}$. **Le cas des deux flotteurs s'échappant vers le sud s'expliquerait donc par la présence d'un « Vitoria eddy »** généré par un événement d'upwelling plus au sud (relativement fréquent dans la région, *Müller et al.* (1998)). L'extension peut être suffisamment profonde pour dominer les forces centrifuge et de Coriolis et permettre aux flotteurs de continuer leur dérive devant l'entrée du passage à travers VTR. Cela explique que la courbure de leur trajectoire reste négative au niveau du cap. Par ailleurs plus en surface, le courant du Brésil peut s'écouler à travers ce passage vers le sud et une intensification ponctuelle en profondeur pourrait participer à l'entraînement des flotteurs vers le sud à cet endroit.

Traversée par les passages au large

La *figure 4.13* présente les trajectoires de 8 flotteurs traversant la chaîne de monts sous-marins Vitoria-Trindade à 800dbar par les différents passages jusqu'à son extrémité. On observe une forte dissymétrie de l'écoulement au nord et au sud de VTR, déjà suggérée par le champ des vitesses moyennes des flotteurs (*fig. 1.7*). Un courant zonal vers l'ouest issu de la branche de retour du gyre subtropical est observé à $\sim 21.5^\circ\text{S}$. La *figure 4.13* montre que les flotteurs dérivant dans cette partie

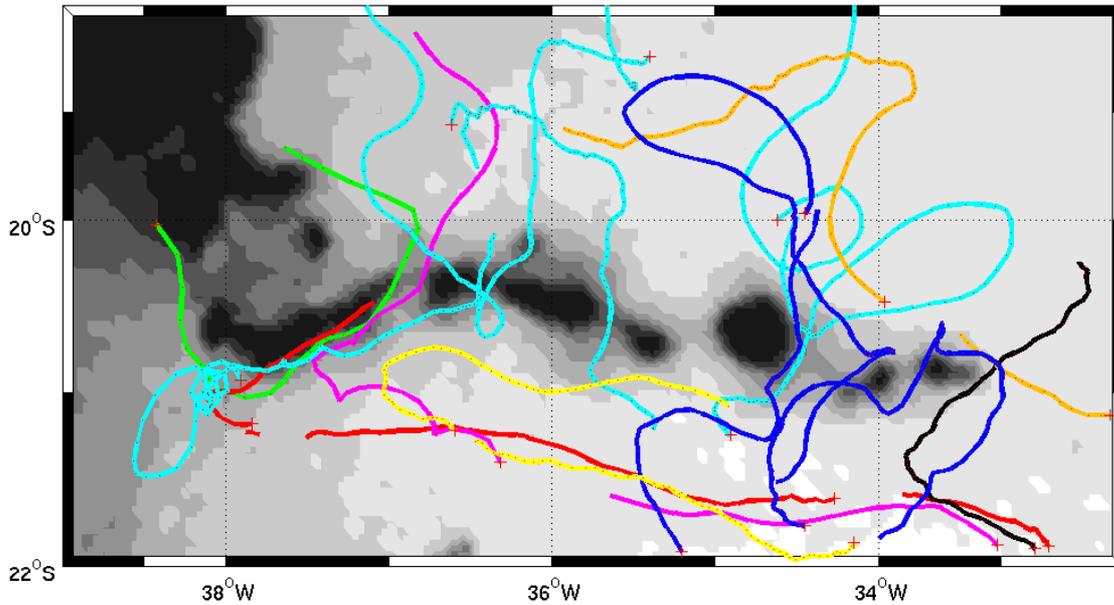


FIG. 4.13: Trajectoires de 8 flotteurs traversant VTR en dehors du passage le plus près de la côte. Les débuts des portions de trajectoires sont indiquées par une croix rouge. Les contours du relief sont les isobathes 800m puis tous les 500m à partir de 1 500m.

du courant rebroussent chemin vers l'est en s'appuyant sur la face sud de VTR et s'engagent dans les passages séparant les différents monts sous-marins. Le passage à 37°W est emprunté par 3 instruments se déplaçant uniquement vers le nord (en vert, magenta et rouge) alors que les passages plus à l'est sont traversés dans les deux sens par deux instruments : le premier (cyan) traverse 5 fois VTR à trois endroits différents et dérive à long terme vers l'équateur et le second (bleu) traverse 4 fois le relief et est entraîné à long terme vers le sud. On observe donc un **contraste entre deux écoulements zonaux alternés immédiatement au sud de VTR et une circulation irrégulière et plutôt méridienne au nord de VTR.**

Nof and Olson (1983) utilisent un modèle analytique pour étudier l'écoulement stationnaire associé à un courant de bord s'appuyant contre un mur muni d'un passage reliant deux bassins. Ils montrent que des courants de bord se développent en aval du passage dans les deux zones où ils peuvent s'appuyer contre un mur sur leur gauche (hémisphère sud). Malgré la géométrie quelque peu différente de leur modèle, c'est l'écoulement qui est observé en aval du passage le plus à l'ouest à travers VTR, avec l'IWBC s'appuyant contre le talus continental à sa gauche entre 20°S et 18°S (*fig. 4.12a*) et le courant longeant la face sud de VTR vers l'ouest (*fig. 4.13*). La géométrie de leur modèle est mieux adaptée aux autres passages plus à l'est à travers VTR avec le courant incident longeant la face sud de ce relief. Cependant, aucune trajectoire de flotteur ne révèle d'écoulement le long de la face nord de VTR (*fig. 4.13*) tel qu'ils le prédisent. Cette différence peut s'expliquer par le fait que ni le modèle à deux couches et ni les hypothèses hydrostatique, stationnaire, sans frottements ni diffusion qu'ils utilisent ne soient adaptés.

Herbaut et al. (1996) étudient également un courant de bord le long d'un mur séparant deux bassins avec un passage les reliant et ils prédisent également des courants se propageant dans les deux bassins le long des parois. Aucun écoulement de ce type n'est observé à l'aide des flotteurs le long de la face nord de VTR suggérant que les hypothèses de ce type de modèle analytique ne sont pas suffisantes pour expliquer la circulation à travers cette chaîne de monts sous-marins. L'utilisation d'un modèle numérique réaliste permettrait de mieux comprendre cet écoulement.

4.2.3 Formation de tourbillons en aval de VTR

Les paragraphes précédents ont présenté la perturbation de l'écoulement de AAIW vers l'équateur par la chaîne de monts sous-marins s'étendant zonalement à 20.5°S. Ce relief est le lieu d'un fort gradient méridien d'énergie cinétique turbulente (*fig. 1.8*) et la turbulence observée au nord du relief est liée aux trajectoires tourbillonnaires. La *figure 4.14* présente les trajectoires de 5 flotteurs entraînés dans des tourbillons en aval de VTR dont 3 sont anticycloniques (sens anti-horaire en jaune, rouge et magenta) et 2 cycloniques (sens horaire en bleu et vert). Les valeurs des paramètres associés à ces tourbillons sont indiquées dans le tableau A.1 (AC2, AC11, AC12, C5 et C7 respectivement).

Deux de ces flotteurs dérivent en amont dans l'IWBC et arrondissent le cap marquant l'entrée du passage le plus à l'ouest à travers VTR. La structure du tourbillon presque stationnaire à la sortie de ce passage (AC12, en magenta) est présentée sur la *figure 4.15*. Le flotteur a décrit 4.7 boucles dans un mouvement circulaire anticyclonique presque en rotation solide (*b et c*). Les variations de la température (*e*)

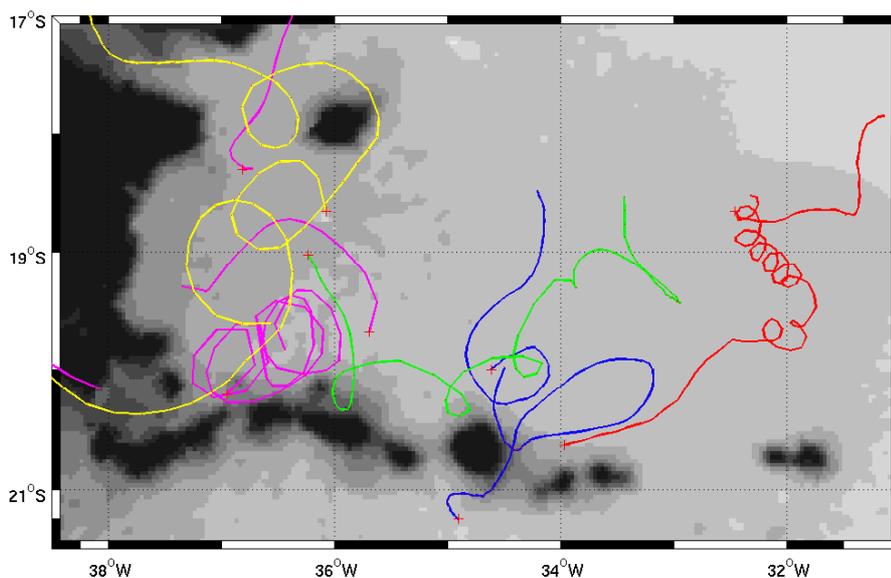


FIG. 4.14: Trajectoires de 5 flotteurs présentant des trajectoires tourbillonnaires au nord immédiat de la chaîne de mont sous-marins Vitoria Trindade. Les débuts des portions de trajectoires sont indiquées par une croix rouge.

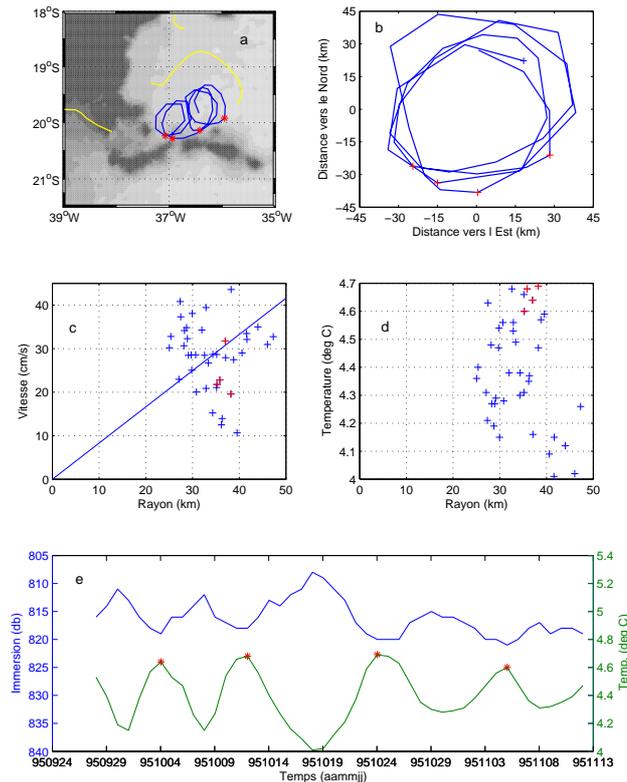


FIG. 4.15: (a) Trajectoire tourbillonnaire (AC12) d'un flotteur en aval de VTR. (b) Trajectoire relative au centre du tourbillon. (c) Vitesse du flotteur en fonction du rayon. La pente de la droite adaptée aux valeurs correspond à une période de 8.8j. (d) Température en chaque position en fonction du rayon. (e) Variations de la pression et de la température mesurée par le flotteur.

présentent une oscillation quasi-périodique d'amplitude atteignant 0.7°C (*d*) et les maxima atteints (étoiles rouges et croix rouges sur les différents graphiques) correspondent aux moments où le flotteur était le plus proche du relief latéralement (*a*). Cela signifie que **les isothermes plongent pour laisser la place à de l'eau plus chaude contre les monts sous-marins**. Les oscillations de la profondeur ($\sim 12\text{m}$) en phase avec celles de la température sont à associer à la compressibilité et au coefficient d'expansion thermique du cylindre d'aluminium constituant le flotteur.

Un second flotteur initialement dans l'IWBC au sud de VTR a été entraîné dans un tourbillon anticyclonique en aval du passage le plus à l'ouest à travers cet obstacle (*fig. 4.14*, AC2 en jaune). Contrairement au cas précédent, ce tourbillon s'est déplacé vers le nord (*fig. 4.16a*) et à la fin de la première boucle, le flotteur est remonté en surface puis a replongé dans le tourbillon 3 jours plus tard au début du cycle suivant. A la fin de la 2e boucle, le flotteur s'est trouvé face à un mont sous-marin à 18°S et a continué en ligne droite pendant 6 jours (portion de trajectoire et croix rouges sur les panels *a* à *d*). La baisse de température de 0.75°C enregistrée durant cette phase (*e*) indique que le flotteur est sorti du tourbillon. La trajectoire relative au centre du tourbillon (*b*) montre qu'après le contournement du mont sous-marin (portion en rouge), le flotteur a réintégré le mouvement anticyclonique pendant une période et s'est ensuite échappé vers l'ouest. Les pointillés relient la première et la deuxième

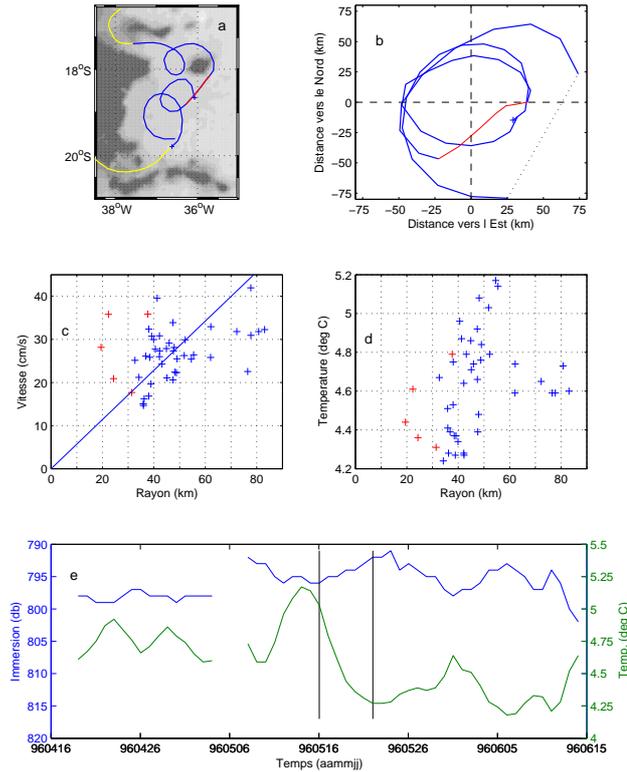


FIG. 4.16: (a) Trajectoire tourbillonnaire (AC2) d'un flotteur en aval de VTR. (b)-(e) Mêmes paramètres que sur la *figure 4.15*. La pente de la droite (c) correspond à une période de 12.8j.

boucle entre la fin du cycle et le début du suivant. En dehors de la sortie ponctuelle, le flotteur décrit un cercle relativement régulier (*c*).

Les flotteurs entraînés dans ces deux derniers tourbillons proviennent du sud de VTR et leur nombre de Rossby (tableau A.1) est de 0.27 (*fig. 4.14* en magenta) et de 0.20 (en jaune). Ces valeurs sont similaires à celles associées au « Vitoria eddy » cyclonique de *Schmid et al.* (1995) (entre 0.25 et 0.15 selon la distance au centre), situé à proximité de l'autre côté de VTR (section 4.2.2). Cela suggère que la dynamique de l'écoulement est similaire de part et d'autre de ce relief.

Le troisième flotteur décrivant une trajectoire anticyclonique (AC11, *fig. 4.14* en rouge) n'a pas traversé la chaîne de monts sous-marins. Il a débuté un cycle juste au nord d'un passage entre deux monts et a dérivé vers le nord est avant de commencer à décrire des boucles d'abord irrégulières à une distance de VTR égale à ~ 3 fois la largeur entre les deux monts. Le flotteur a ensuite décrit 8.5 boucles circulaires régulières. A noter qu'au tout début du mouvement tourbillonnaire, le flotteur a enregistré une baisse de température de 0.6°C en 6 jours (non montré).

Les deux autres tourbillons relevés sont cycloniques et le flotteur entraîné dans l'un d'eux (C5, *fig. 4.14* en bleu) a traversé VTR et commencé son mouvement tourbillonnaire (sens horaire) aussitôt en aval. Contrairement aux 3 trajectoires anticycloniques qui décrivent des cercles réguliers, celle-ci est beaucoup plus difforme (*fig. 4.17a* et *b*). A la fin de la première boucle, le flotteur entre en collision avec le

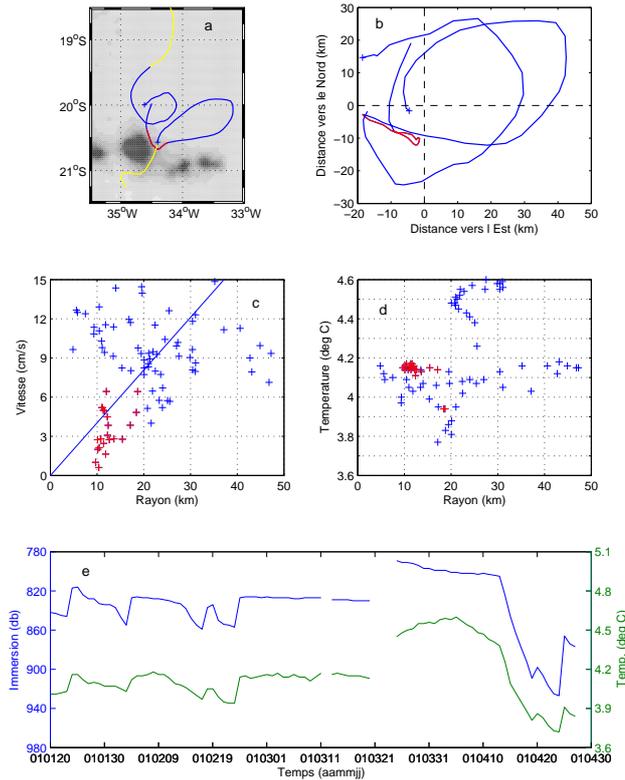


FIG. 4.17: (a) Trajectoire tourbillonnaire (C5) d'un flotteur en aval de VTR. (b)-(e) Mêmes paramètres que sur la *figure 4.15*. La pente de la droite (c) correspond à une période de 18.0j.

mont sous-marin devant lui, ce qui perturbe la trajectoire (portion de trajectoire et croix rouges (*a - d*)). De plus la deuxième boucle est interrompue par une remontée en surface entre deux cycles. **En opposition avec les anticyclones, ce tourbillon cyclonique n'est pas en rotation solide (*c*) et la vitesse azimuthale moyenne du flotteur y est trois fois plus faible** (tableau A.1). L'échappée de l'instrument vers le nord est probablement due à sa plongée au-delà de 900m (*e*).

Un autre flotteur n'a pas traversé VTR mais décrit une trajectoire cyclonique le long de la face nord de ce relief (C7, *fig. 4.14* en vert). Comme pour l'autre cyclone, la trajectoire est plus irrégulière que celles des flotteurs dans les anticyclones. A la fin de la portion tourbillonnaire, le flotteur enregistre une baisse de température de 0.5°C (non montrée) à profondeur quasiment constante, ce qui illustre la sortie du flotteur du tourbillon.

La structure transverse de l'IWBC dans la baie à 20°S juste avant la traversée de VTR révèle l'existence d'une couche frictionnelle cisailée (*fig. 4.12b*). D'Asaro (1988) suggère que celle-ci est la source de vorticité relative conduisant à la formation des tourbillons anticycloniques observés en aval du cap formé par le talus à 20.2°S.

Malgré la faible quantité de tourbillons relevés au nord de VTR   20°S, l'observation d'une majorité d'anticyclones (3/5) est à mettre en relation avec les études faites sur les sillages géophysiques de grandes échelles où les cyclones sont plus instables

que les anticyclones, qui sont observés en majorité (*Perret, 2005; Perret et al., 2006*). En régime quasi géostrophique, le sillage d'un obstacle est une allée de tourbillons de type Von Karman (*Williamson, 1996*) où les couches limites en aval de l'obstacle se détachent et forment alternativement des cyclones et anticyclones elliptiques qui s'axisymétrisent dans le temps. Si le rayon de déformation local est inférieur au diamètre de l'obstacle, une majorité d'anticyclones circulaires se forment en aval et les cyclones restent elliptiques. Dans le cas présent, les flotteurs ne dérivent pas autour d'un mont isolé mais dans des passages de largeur restreinte à travers VTR. Or le rayon de déformation (25km à 19°S) est inférieur à la taille des passages à travers VTR (~90km) et au diamètre des monts sous-marins (55km pour celui à 34.7°W). **En accord avec la théorie, on observe une majorité d'anticyclones circulaires et des cyclones irréguliers.** Le régime dans lequel est observée l'asymétrie cyclone-anticyclone correspond au régime frontal. Ce régime est associé à de larges déviations de l'interface entre les deux couches de cisaillement juste en aval de l'obstacle et à de petits nombres de Rossby, en accord avec les valeurs trouvées ici qui varient entre 0.06 et 0.36.

Les études citées plus haut montrent que les couches limites formées autour de l'obstacle peuvent se détacher sans s'enrouler et former deux couches de cisaillement quasi-parallèles, qui restent stables sur une distance de ~3 diamètres de l'obstacle. La trajectoire du flotteur le plus à l'est (*fig. 4.14*, rouge) qui est d'abord régulière avant de tourner plus au large, semble révéler un écoulement de ce type.

4.2.4 Echange entre l'intérieur du bassin et le bord ouest entre VTR et 18°S

L'étude du transport et de la structure du courant de bord ouest (chapitres 2 et 3) et l'analyse de la connexion de l'IWBC de part et d'autre de la bande 20°S-15°S (section 4.2.1) ont révélé une forte variabilité de l'écoulement dans cette zone et l'existence d'échanges avec l'intérieur du bassin. Les trajectoires des flotteurs lagrangiens peuvent aider à quantifier ces échanges. Celles-ci sont présentées sur la *figure 4.18* et illustrent le contraste entre l'écoulement régulier de l'IWBC au sud de VTR et les trajectoires très irrégulières plus au nord. Les mesures de *Weatherly et al.* (2000) à 19°S révèlent également la forte variabilité à cette profondeur (*fig. 1.4*).

L'existence de l'IWBC contre le talus continental a été révélée dans cette région par les coupes de vitesse géostrophique à travers les 3 radiales hydrologiques à 19°S (chapitre 2) et nous avons estimé son transport lors de l'analyse de la structure transverse du courant (section 3.3). Ce courant est illustré sur la *figure 4.18* où les couleurs traduisent les différents comportements des 24 flotteurs dérivant dans la « boîte » entre VTR et 18°S et à l'ouest de 36°W. Certains flotteurs ont longé le

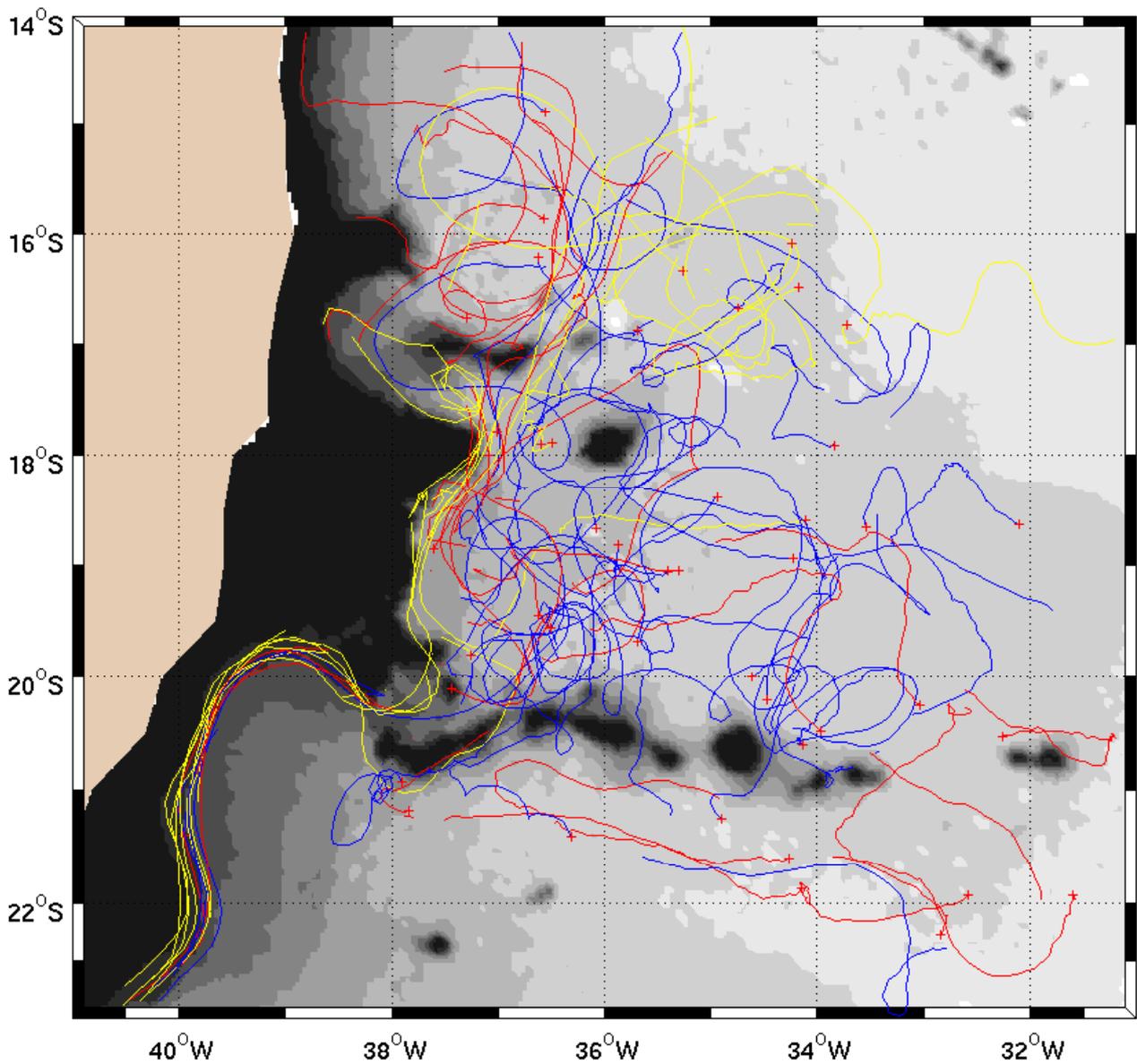


FIG. 4.18: Trajectoires des flotteurs dans la région du bord ouest au relief perturbé. Sont distingués les flotteurs qui longent le talus continental entre 20°S et 18°S (jaune) ou seulement partiellement (rouge) ou qui restent au large (bleu). Les croix rouges indiquent le début des cycles. Les contours du relief sont les isobathes 800m puis tous les 500m à partir de 1500m.

talus continental entièrement entre 20°S et 18°S (en jaune) alors que d'autres ne l'ont longé que partiellement et systématiquement entre 19°S et 18°S (en rouge) et les autres ont dérivé dans cette zone sans s'approcher du talus (en bleu). Le tableau 4.1 présente le nombre de flotteurs associés à ces comportements et indique dans chaque cas la proportion venant de l'IWBC ou du large. **Les flotteurs longent entièrement le relief dans l'IWBC proviennent presque exclusivement de ce courant au sud de VTR alors que les autres proviennent équitablement de ce courant de bord et de l'intérieur océanique.**

Dérive entre 20°S et 18°S :	Entièrement contre le talus	Partiellement contre le talus	Au large et à l'ouest de 36°W	
Nombre de flotteurs :	8	7	9	
Origine :	IWBC large	IWBC large	IWBC	large
Nombre de flotteurs :	7 1	4 3	4	5

TAB. 4.1: Statistiques sur le comportement des flotteurs dérivant entre 20°S et 18°S et à l'ouest de 36°W et sur leur origine.

L'analyse de la traversée de VTR par les flotteurs a montré que l'IWBC s'écoule presque entièrement par le passage le plus à l'ouest (section 4.2.2). La *figure 4.19* synthétise le nombre de flotteurs dérivant à travers 36°W entre VTR et le mont sous-marin à 18°S et entre le talus continental et ce mont. **L'échange entre cette « boîte » et l'intérieur du bassin est constitué d'un apport de AAIW par le SEC (3/4) et d'une perte vers le large (1/4), tel que suggéré dans la section 4.2.1. Malgré la variabilité de l'écoulement dans cette région, le lien avec le régime de bord ouest plus au nord s'effectue exclusivement vers l'équateur.**

Au nord de 18°S, les fortes variations de l'orientation du talus continental et la présence de monts sous-marins entraînent le décollement du courant et ce n'est qu'à 15°S que l'IWBC est à nouveau détecté contre le relief latéral qui redevient régulier (*fig. 4.11*). Le paragraphe suivant montre comment s'effectue la transition entre les deux régimes d'écoulement.

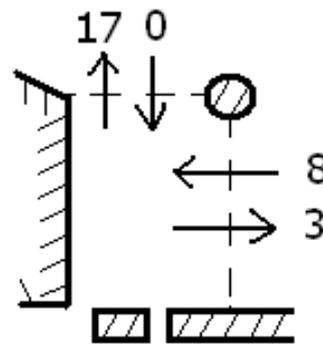


FIG. 4.19: Schéma du relief avec le nombre de flotteurs traversant les sections à 36°W et 18°S.

4.2.5 Reprise de l'IWBC au nord de 15°S

L'étude de la structure de l'IWBC (chapitre 3) et l'analyse de l'écoulement perturbé entre 20°S et 16°S dans les paragraphes précédents ont montré que l'IWBC est à nouveau détecté contre le talus continental au nord de 15°S lorsque celui-ci redevient régulier. La *figure 4.20* présente les trajectoires de flotteurs à la transition entre ces deux régions. Une dizaine de portions de trajectoire illustrent les dérives de flotteurs dans un mouvement anticyclonique centré à 15.5°S/37°W (en rouge). Les instruments qui y sont entraînés proviennent de la région d'écoulement perturbé plus au sud et ceux qui s'en échappent (en rouge et magenta) intègrent l'IWBC plus au nord. Deux flotteurs ont des trajectoires (en cyan) décalées au sud de cette structure mais ils se rapprochent néanmoins du relief comme les autres avec une

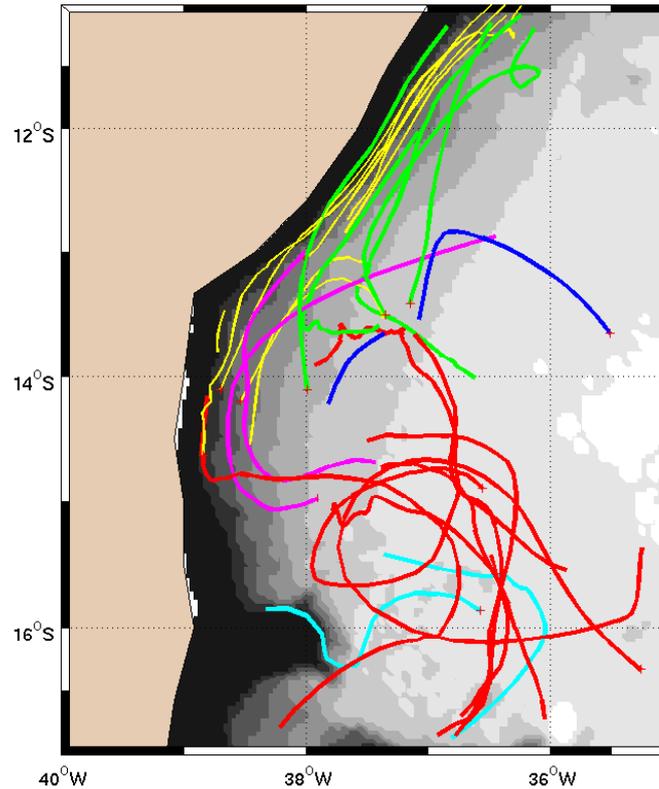


FIG. 4.20: Trajectoires des flotteurs le long du bord ouest à la transition entre la zone au relief perturbé au sud de 15°S et où le talus continental devient plus régulier au nord. Les différentes couleurs utilisées révèlent des flotteurs ayant le même type de comportements (voir texte). Les contours du relief sont les isobathes 800m puis tous les 500m de 1500m à 4500m.

courbure anticyclonique. Plus au nord 5 flotteurs (en vert) s'insèrent dans l'IWBC mais n'ont pas été localisés en amont. Un instrument (en bleu) provient du large à 13°S et tourne vers le sud en s'opposant à la dérive vers le nord des autres flotteurs.

Les caractéristiques du mouvement tourbillonnaire (en rouge) sont calculées à partir de 6 flotteurs (seuls 2 flotteurs ont parcouru plus d'un demi-tour). Ceux-ci ont dérivé à des dates différentes, ce qui suggère que le phénomène est quasiment stationnaire. La période de rotation moyenne est de ~ 45 jours et la courbure des trajectoires fournit un rayon moyen de 90km. La vitesse de rotation moyenne estimée à l'aide de la période et du rayon moyen par $2\pi.R/T$ est de 14cm s^{-1} et le rayon de Rossby associé est de $R_o = 4\pi/f.T = 0.08$.

La carte du champ de température mesurée par les flotteurs (*fig. 1.7*) et la distribution méridienne de ce paramètre le long du bord ouest (*fig. 3.20*) a montré que ce tourbillon est situé à l'interface entre une eau froide au nord-est et une eau plus chaude au sud-ouest. La *figure 4.21* montre les variations de température le long des 10 portions de trajectoire décrivant le tourbillon et révèle un écart de 1.3°C de part et d'autre de celui-ci.

Stramma et al. (1990) présentent une coupe de vitesse géostrophique à 15°S qui montre un écoulement vers le sud à 800m avec un écoulement vers le nord plus

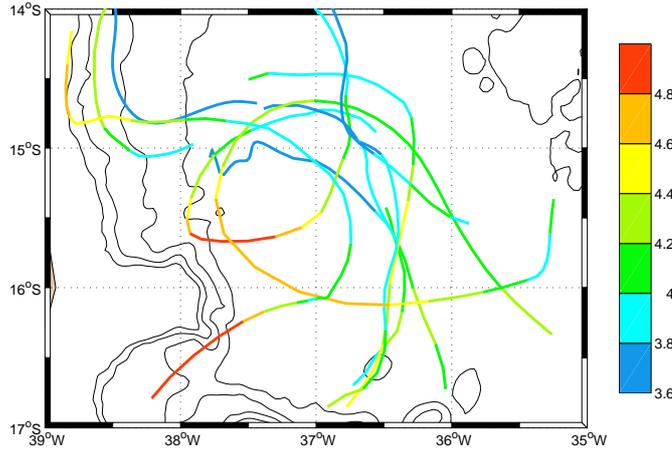


FIG. 4.21: Variations de température le long des trajectoires des flotteurs entraînés dans un mouvement tourbillonnaire anticyclonique à la transition entre le régime d'écoulement perturbé au sud et la reprise de l'IWBC contre le talus continental plus au nord. Les contours du relief sont les isobathes 800m puis tous les 1000m de 1500m à 4500m.

au large en accord avec la présence d'un tourbillon anticyclonique centré à 15.5°S. Par ailleurs, *Boebel et al.* (1999b) montrent la trajectoire d'un flotteur à ~800dbar décrivant deux boucles cycloniques centrées à 15.6°S / 35.7°W (leur *figure 7*) soit à l'est immédiat du tourbillon anticyclonique que nous observons et centré sur la bulle d'eau froide à cette profondeur (*fig. 1.7*). Ils estiment la période de ce tourbillon à 25 jours, un rayon de 27km, un nombre de Rossby de 0.14 et une vitesse de rotation de 15.9cm s⁻¹. De plus, un flotteur de l'expérience SAMBA décrit également une boucle cyclonique centrée au même endroit (visible sur la *figure 3.1*, en jaune). La similitude entre les paramètres du cyclone de *Boebel et al.* (1999b) et ceux de ce tourbillon (T=25j., R=45km, R_o=0.15 et V_t=13.7±2.9cm s⁻¹) révèle là aussi la possibilité d'une permanence du phénomène.

La structure bipolaire résultant de l'ensemble est consistante avec le schéma d'une circulation cyclonique associée à la bulle d'eau froide présente à cette profondeur avec une recirculation anticyclonique entre cette bulle et le relief adjacent. Le courant vers le nord ouest qui les sépare est associé au front de température (isotherme 4°C sur la *figure 1.7*) et permet l'advection de la AAIW dans l'IWBC. A noter que ce schéma de circulation n'est pas observé en surface par des mesures altimétriques. Nous attribuons cela à la structure barocline de l'écoulement dans cette région (chapitre 2) qui ne permet pas l'extension de ce champ de vitesse jusqu'en surface.

La traversée de VTR à 20.5°S marque un changement de régime de l'IWBC avec de fortes valeurs de EKE au nord sans que les propriétés hydrologiques (température) de la AAIW ne soient modifiées (*fig. 3.20*). Ce n'est que plus au nord à 15°S que la température de la masse d'eau diminue lors de son **passage à travers une recirculation anticyclonique entre le relief et le minimum de température**

au centre du gyre subéquatorial. Cette phase marque la transition entre le régime d'écoulement perturbé et la reprise de l'IWBC contre le talus continental.

L'analyse des trajectoires des flotteurs a permis d'analyser la circulation dans deux régions du bord ouest aux profondeurs intermédiaires : à la bifurcation de Santos (section 4.1) et entre la chaîne de monts sous-marins à 20.5°S et 15°S. Dans cette deuxième région, l'IWBC traverse VTR à 20.5°S par le passage le plus à l'ouest où il peut néanmoins être perturbé par la présence d'un « Vitoria eddy ». On observe un contraste entre deux écoulements zonaux alternés immédiatement au sud de VTR et une circulation irrégulière et plutôt méridienne au nord associée à une forte activité de méso-échelle. Celle-ci est en partie liée à la formation de tourbillons qui sont en majorité des anticyclones. La forme régulière de ceux-ci s'oppose à celle plus difforme des cyclones. Entre VTR et 18°S, le régime de bord ouest reçoit un apport de AAIW de l'intérieur du bassin et l'écoulement à l'ouest du mont sous-marin à 18°S est exclusivement vers le nord. La transition avec la reprise de l'IWBC contre le talus au nord de 15°S se fait à travers une recirculation anticyclonique piégée entre le relief et les eaux plus froides du gyre subéquatorial.

Chapitre 5

Influence de la bathymétrie sur l'écoulement

Nous avons distingué 3 régions le long du bord ouest (27°S-VTR, VTR-15°S et 15°S-5°S) où les trajectoires des flotteurs à 800dbar indiquent des régimes d'écoulements variables, en phase avec la régularité de la bathymétrie. Nous cherchons dans ce chapitre à préciser l'influence de la bathymétrie sur l'IWBC à l'aide des trajectoires des flotteurs lagrangiens.

Nous étudions d'abord des paramètres caractéristiques de la bathymétrie pour localiser les principales variations de celle-ci. En deuxième lieu, nous utilisons l'ensemble des flotteurs dérivant dans l'IWBC pour tenter de caractériser les variations de l'écoulement moyen à grande échelle au passage des perturbations de la bathymétrie latérale et sous-jacente au courant de bord. Les résultats d'études théoriques et expérimentales sur les différents types de perturbation d'un courant de bord par la bathymétrie sont ensuite comparés aux trajectoires individuelles des flotteurs. Le lien entre les variations de la bathymétrie et les entrées et sorties des flotteurs dans et depuis l'IWBC est enfin estimé entre 13°S et 5°S.

5.1 Caractérisation de la bathymétrie le long du bord ouest

Nous étudions ici la variation latitudinale de paramètres caractérisant la bathymétrie. Comme précédemment, nous distinguons le relief latéral à l'IWBC (isobathe 800m) et le relief sous-jacent au coeur du courant. La *figure 5.1* présente la carte de la bathymétrie dans la région d'écoulement de l'IWBC.

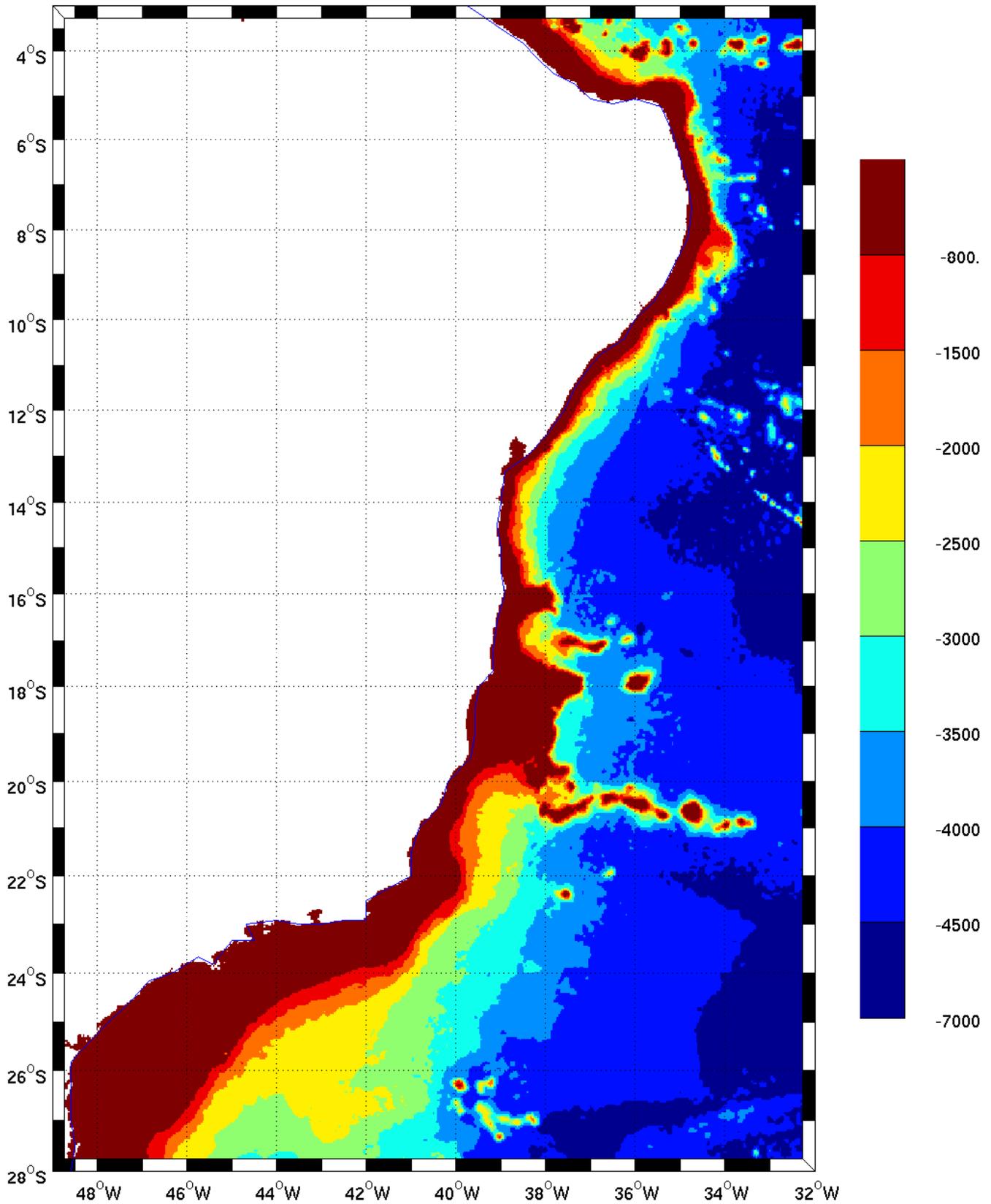


FIG. 5.1: Carte de la bathymétrie dans la région d'écoulement de l'IWBC.

5.1.1 Bathymétrie latérale à l'IWBC à 800m

Pour quantifier l'irrégularité de l'isobathe 800m sur laquelle s'appuient les flotteurs dérivant dans l'IWBC à 800dbar, nous utilisons l'angle entre la direction zonale (positive vers l'est) et la tangente à l'isobathe 800m lissée (cf. section 3.1.1 pour la méthode de lissage). La *figure 5.2a* présente la variation de ce paramètre en fonction de la distance curviligne le long de cette isobathe. Une forte augmentation de cet angle indique la présence d'un cap formé par le talus continental (convexité) alors qu'une diminution indique une baie sous-marine (concavité). La *figure 5.2b* présente la variation de la courbure de l'isobathe 800m en fonction de la même distance curviligne, ce qui renseigne sur l'intensité de ces variations de l'orientation du relief.

Les valeurs extrêmes de la dérivée de la courbe de la *figure 5.2a* correspondent aux maxima des valeurs de courbure (*fig. 5.2b*) qui permettent de distinguer les lieux où l'isobathe 800m forme des caps et des baies, du reste du domaine où la courbure de cette isobathe et l'orientation du talus continental varient peu. Ainsi, **7 caps** sont relevés à **23.5°S, 22°S, 20.2°S, 18°S, 16°S, 8°S et 5°S** (*fig. 5.2a et b*, ∇) et **4 baies sous-marines** sont retenues à **21°S, 19.8°S, 17°S et 13.5°S** (Δ) (et *fig. 5.1*).

5.1.2 Bathymétrie sous-jacente à l'IWBC

L'étude de la structure transverse de l'IWBC a montré que ce courant s'étend en largeur sur ~ 50 km et que le coeur du courant est restreint à ~ 30 km (*fig. 3.12*). Pour quantifier les variations de la bathymétrie sous le coeur de l'IWBC, nous présentons sur la *figure 5.2c* l'évolution latitudinale de la distance entre le fond et la profondeur 800m à 20km au large de l'isobathe 800m lissée. Ce paramètre renseigne sur les latitudes où le relief forme des marches montante ou descendante sous les flotteurs dérivant dans l'IWBC. Les variations de cette distance verticale peuvent également être interprétée comme les variations de la pente du talus continental entre l'isobathe 800m et 20km plus au large. Une réduction de cette distance indique une diminution de la pente et inversement.

La bathymétrie sous-jacente au courant de bord peut également être caractérisée en terme de convergence ou divergence d'isobathes. Ce paramètre est quantifié par la distance séparant deux isobathes à une latitude donnée. Cela fournit également une estimation de l'inverse de la pente du relief entre ces deux isobathes dans la mesure où la pente est inversement proportionnelle à la distance les séparant. Les divergences *rapides* d'isobathes sont associées à des marches montantes et à une diminution de la pente du talus et inversement pour les convergences. Le coeur de l'IWBC se situe en moyenne à 1 500m au-dessus du fond (*fig. 3.12*) et les variations de la bathymétrie sont étudiées autour de cette profondeur par la variation de la distance séparant les isobathes 800m et 2 200m (*fig. 5.2d*). Des différences existent

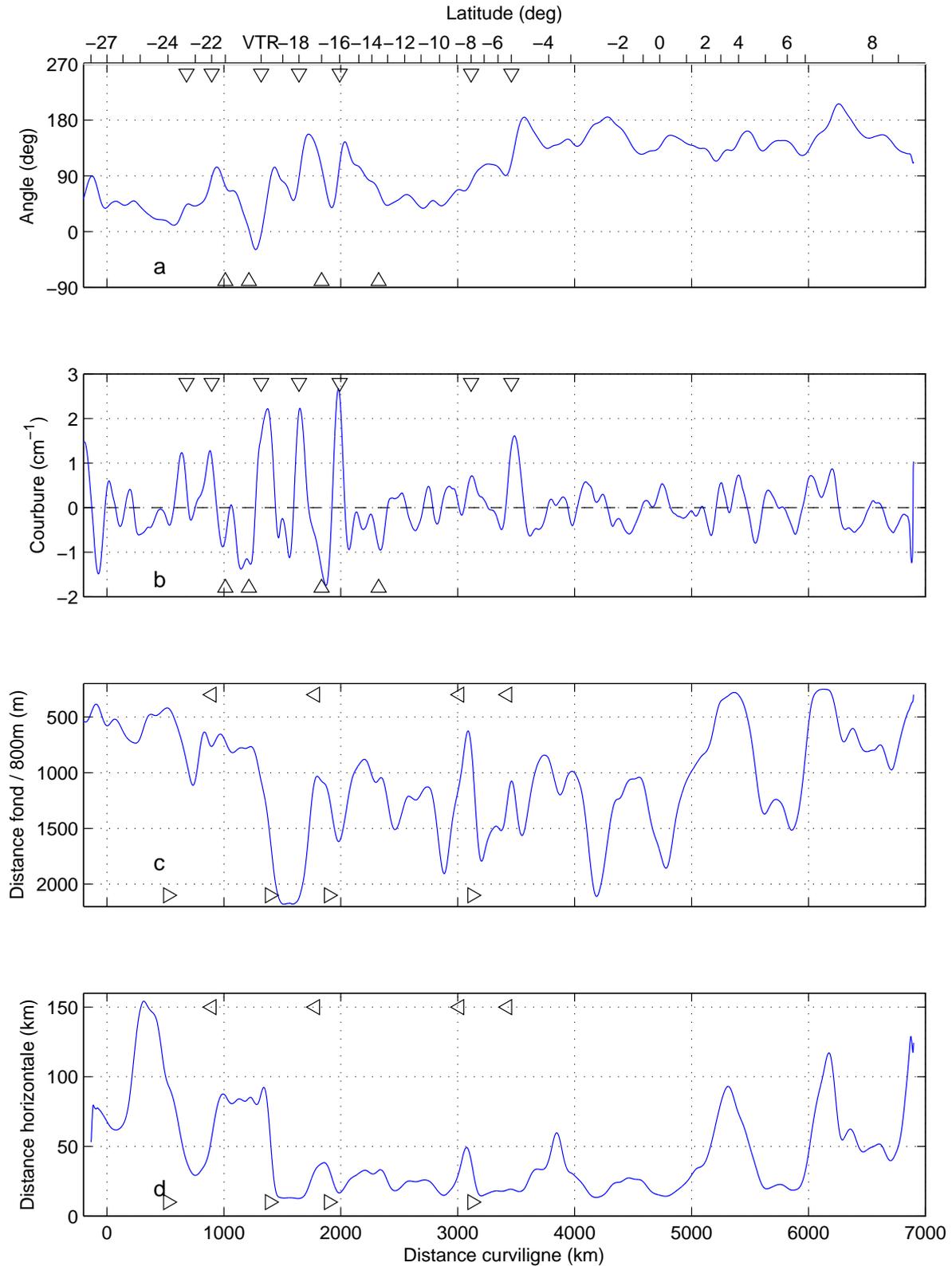


FIG. 5.2: Série de 4 paramètres caractérisant la bathymétrie en fonction de l'abscisse curviligne référencée à 27°S le long de l'isobathe 800m lissée. (a) : angle entre la direction zonale (>0 vers l'est) et la tangente à l'isobathe 800m lissée; (b) : courbure de l'isobathe 800m lissée. Les principaux caps (▽) et baies (△) sont indiquées. (c) : distance verticale entre le fond et la profondeur 800m à 20km au large de l'isobathe 800m lissée; (d) : distance horizontale entre les isobathes 800m et 2200m lissées. Les lieux de convergence (▷) et divergence (◁) d'isobathes sont indiquées. Ces 4 séries de valeurs sont lissées par un filtre passe-bas de Lanczos. Une graduation en latitude est ajoutée.

entre cette courbe et celle de la *figure 5.2c* car une variation de la distance entre les isobathes 800m et 2200m n'est pas systématiquement associée à un changement de la distance verticale de l'IWBC au fond à 20km au large de l'isobathe 800m (voir *fig. 5.2c* et *d* à 22°S) et inversement (voir à 5°S).

Au nord de 5°S, la présence de monts sous-marins à l'intérieur de l'isobathe 2200m fausse les estimations et les variations ne seront pas retenues. Ainsi, **4 divergences d'isobathes** sont relevées à **21.8°S, 17.3°S, 8.7°S et 5.3°S** (*fig. 5.2c* et *d*, \triangleleft) et **4 convergences d'isobathes** sont retenues à **24.2°S, 19.5°S, 16.4°S et 7.8°S** (\triangleright) (et *fig. 5.1*).

La *figure 5.2* montre que toutes les convergences et divergences d'isobathes sont associées à un des caps formés par la bathymétrie latérale (voir aussi *fig. 5.1*). Certaines études (e.g. *Warren (1969)*) suggérant un élargissement ou une subdivision des courants influencés par la divergence des isobathes sous-jacentes, le comportement de l'IWBC aux latitudes ci-dessus sera examiné avec attention.

5.2 Relation entre la bathymétrie et l'écoulement au bord ouest

Après avoir localisé les principales variations de la bathymétrie le long du bord ouest dans l'Atlantique Sud, nous tentons ici d'établir un lien entre l'écoulement moyen et ces variations. Nous précisons d'abord l'extension vers le large de l'influence de la bathymétrie latérale sur le courant de bord avant de caractériser la réponse de l'écoulement moyen au passage d'un cap et d'une baie. Nous nous focalisons en deuxième lieu sur les variations de la bathymétrie sous-jacente à l'IWBC et leurs effets sur l'écoulement moyen.

5.2.1 Bathymétrie latérale et écoulement moyen

Extension vers le large de l'influence de la bathymétrie latérale

Pour déterminer la distance maximale en-deça de laquelle le courant de bord *ressent* les variations de la bathymétrie latérale, nous étudions la différence entre les courbures des trajectoires des flotteurs dans l'IWBC et la courbure de l'isobathe 800m contre laquelle ils dérivent. Pour déterminer la courbure des trajectoires, des formes polynômiales définies par morceaux sont calculées indépendamment pour obtenir des fonctions décrivant les séries temporelles de latitude et longitude de chaque trajectoire. Ces séries ont déjà été lissées (section 1.3) et aucun lissage supplémentaire n'est effectué. Les dérivées première et seconde des trajectoires sont ensuite déterminées analytiquement et évaluées aux dates de chaque position des flotteurs. La courbure des trajectoires est ensuite calculée selon la formule (*Boebel et al., 2003*;

Bower and Rossby, 1989) (le point indique une dérivée temporelle) :

$$C = \frac{(\dot{x}\dot{y} - \ddot{x}\dot{y})}{(\dot{x}^2 + \dot{y}^2)^{3/2}}$$

Une courbure positive correspond à une trajectoire anti-horaire. De la même manière que *Boebel et al.* (2003) et *Bower* (1989), nous assimilons la courbure des trajectoires des flotteurs à la courbure des lignes de courant, ce qui devrait être suffisamment précis pour étudier l'influence de la bathymétrie sur l'écoulement. L'isobathe 800m est discrétisée avec un pas de distance régulier (2km) et sa courbure est calculée de la même manière que pour les trajectoires des flotteurs à partir de la série de positions.

Dans le but de déterminer l'extension vers le large de l'influence de la bathymétrie latérale, nous nous intéressons à la variation de l'écart-type de la différence entre la courbure des trajectoires et la courbure de l'isobathe 800m la plus proche en fonction de la distance des flotteurs à cette isobathe. La *figure 5.3* présente la situation pour les flotteurs aux alentours du cap à 22°S (cf. *fig. 5.1* et *5.2a* et *b*). L'écart-type (tirets rouges) augmente fortement au-delà de 30km de l'isobathe 800m. Une telle augmentation n'apparaît pas systématiquement quelle que soit la bande de latitude utilisée mais elle est néanmoins observée à d'autres latitudes où la courbure des isobathes est proche de zéro (entre 13°S et 10°S) ou négative (à 21°S).

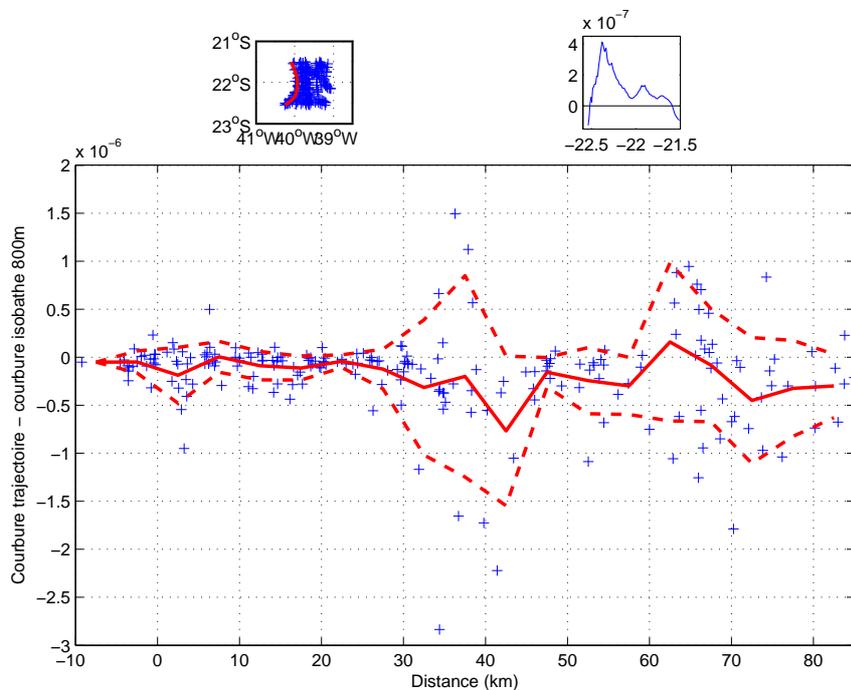


FIG. 5.3: Différence entre la courbure de la trajectoire d'un flotteur et la courbure de l'isobathe 800m lissée la plus proche en fonction de la distance à cette isobathe non lissée pour l'ensemble *e2* des positions à moins de 85km de l'isobathe 800m entre 22.5°S et 21.5°S où la courbure de cette isobathe est positive (panel en haut à droite). Les positions retenues et l'isobathe 800m lissée sont représentées en haut à gauche. La moyenne par tranche de distance (trait continu rouge) et la moyenne \pm l'écart-type (tirets rouges) sont ajoutées.

Ces résultats montrent que **la courbure de la bathymétrie latérale influence la courbure des lignes de courant jusque $\sim 30\text{km}$ au large**. L'étude de la structure transverse de l'IWBC a montré que cette distance correspond à la largeur du coeur du courant (*fig. 3.12*). De même que nous l'avons déjà fait remarqué (section 3.3), cette distance caractéristique correspond à la valeur du rayon de déformation interne ou **rayon de Rossby** dans cette région de l'océan, confirmant qu'il s'agit d'un **paramètre essentiel associé à la dimension des mouvements dans l'océan**.

Caractérisation de l'écoulement moyen selon la bathymétrie latérale

Pour préciser l'effet des variations de la bathymétrie latérale sur l'IWBC, nous présentons sur la *figure 5.4* la variation de l'angle entre la direction zonale et la tangente à l'isobathe 800m ayant servi plus haut à localiser les caps (*fig. 5.2a*) avec les variations des valeurs moyennes de paramètres caractérisant l'IWBC. Ces paramètres sont l'angle α (cf. section 3.1), la courbure des trajectoires, la distance des flotteurs au relief latéral, leur vitesse et la température mesurée.

Les valeurs positives de α au sud de 24°S et entre 15°S et 12°S (cf. *fig. 3.2* pour la convention d'orientation de l'angle) confirment (cf. section 3.6) que ces deux régions sont les lieux d'entrée des flotteurs dans l'IWBC. Les valeurs de courbure négative associées montrent que les flotteurs venant du large se dirigent vers le bord ouest et tournent vers le nord avec une courbure cyclonique lorsqu'ils s'insèrent dans l'IWBC. La relation entre les variations de la bathymétrie et les proportions d'entrées et de sorties vers et depuis le courant de bord sera étudiée à la fin de ce chapitre.

Les 7 caps relevés précédemment entre 27°S et 5°S (section 5.1) sont indiqués sur la *figure 5.4* par des triangles vers le haut et lignes verticales en tirets. A noter que trop peu de flotteurs ont dérivé autour de celui à 16°S pour permettre une analyse de son effet sur l'écoulement. Cette figure permet de caractériser l'effet d'un cap sur l'écoulement moyen et le tableau 5.1 résume des statistiques portant sur les différents paramètres aux latitudes concernées. La courbure moyenne des trajectoires dans l'IWBC est systématiquement positive aux passages des caps, comme la courbure de l'isobathe 800m (*fig. 5.2b*), et il ressort statistiquement qu'en amont d'un cap, la valeur moyenne de α est positive et la distance à l'isobathe 800m diminue alors qu'en aval, la valeur de α est négative et la distance augmente. Cela traduit une convergence de l'écoulement en amont des caps et une divergence en aval (au sens d'une variation de distance entre les trajectoires et l'isobathe 800m), tel qu'indiqué sur la *figure 5.5a*. Le fait que ces tendances ne soient pas observées systématiquement est dû : *a)* à la circulation générale, tel qu'à 23.5°S où une grande partie des flotteurs rentrent dans l'IWBC à cette latitude et ne suivent pas l'isobathe 800m ; *b)* à la configuration locale du talus continental de part et d'autre du cap qui ne permet

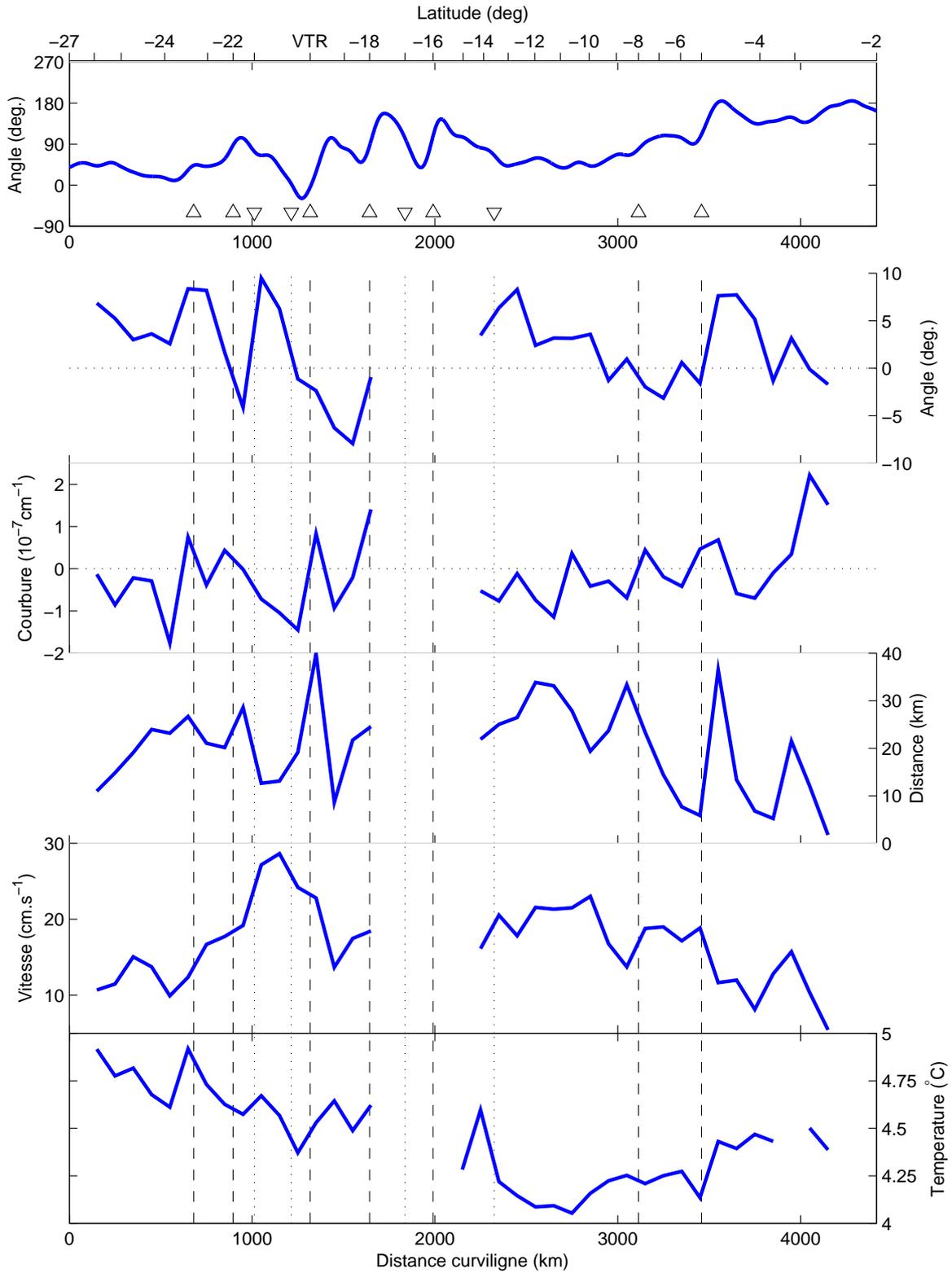


FIG. 5.4: Paramètre caractérisant l'isobathe 800m (cf. *fig. 5.2a*) en fonction de l'abscisse curviligne référencée à 27°S le long de cette isobathe (en haut). Les convexités de cette isobathe sont indiquées par des triangles vers le haut et tirets verticaux et les concavités par des triangles vers le bas et lignes en pointillés (cf. section 5.1). L'ensemble *e3* des positions sélectionnées dans l'IWBC (*fig. 3.7*) est utilisé pour déterminer les moyennes par bande de 100km de l'angle α entre les vecteurs vitesses et la tangente à l'isobathe 800m lissée la plus proche (cf. *fig. 3.2* pour la convention de signe), la courbure des trajectoires, la distance à l'isobathe 800m et la composante parallèle à cette isobathe lissée des vitesses instantanées. La courbe du bas est la variation de la température moyenne sur l'ensemble *e2* des positions à moins de 85km au large (*fig. 3.20*). Une graduation en latitude est ajoutée en haut.

Caps (°S)	23.5	22.0	20.2	18	8	5	Baies (°S)	21	19.8	13.5
$\alpha > 0 \rightarrow \alpha < 0$		×	×		×		$\alpha < 0 \rightarrow \alpha > 0$	×		
$\mathcal{C} > 0$	×	×	×	×	×	×	$\mathcal{C} < 0$	×	×	×
$\min(D_{iso800})$	×	×				×	$\max(D_{iso800})$	×		×
$\min(T)$		×	×		×	×	$\min(T)$	×	×	×

TAB. 5.1: Statistiques sur des paramètres associés aux trajectoires des flotteurs sélectionnés dans l'IWBC (*fig. 5.4*) aux passages des caps et baies formées par l'isobathe 800m.

pas aux flotteurs de longer le relief (18°S). La moyenne des vitesses des flotteurs dans l'IWBC ne présente pas de variation systématique aux passages des caps et son évolution est associée aux variations à grande échelle de la structure de l'IWBC dans le régime de bord ouest telle que présentée dans la section 3.2.2. A noter qu'on observe un minimum de température au passage de quatre caps sur six.

Les 4 concavités de l'isobathe 800m relevées précédemment dans la région sont indiquées sur la *figure 5.4* par des triangles vers le bas et des lignes en pointillés (trop peu de flotteurs ont dérivé dans l'IWBC à 17°S pour obtenir un écoulement moyen à cette latitude). Le tableau 5.1 présente les statistiques observées concernant l'effet d'une concavité du talus continental sur le courant de bord. En opposition avec le passage des caps, la courbure moyenne des trajectoires est ici systématiquement négative. La valeur moyenne de α change de signe pour devenir négative en aval de la concavité à 21°S et la distance à l'isobathe 800m présente un maximum local dans tous les cas sauf à 19.8°S avant la traversée de VTR. Ces variations traduisent une augmentation locale de la distance du courant à la côte au passage d'une baie, tel qu'indiqué sur la *figure 5.5b*. Néanmoins, les trois baies formées par l'isobathe 800m sélectionnées ici sont toutes encadrées (21°S, 19.8°S) ou précédées (13.5°S) en latitude par des caps (*fig. 5.1* et *5.4*), ce qui complique la distinction entre les effets sur l'écoulement liés à chacune de ces particularités de la bathymétrie.

Les paramètres caractérisant l'IWBC, en particulier l'angle entre les trajectoires et la bathymétrie latérale, la courbure des trajectoires et la distance au talus, montrent que les lignes de courant (identifiées aux trajectoires des flotteurs) ont une courbure atténuée par rapport à celle de l'isobathe 800m quel que soit son signe. Ce résultat est validé en analysant la différence entre la courbure des trajectoires et la courbure de l'isobathe 800m la plus proche aux positions des flotteurs sélectionnées dans l'IWBC sur l'ensemble du domaine. Cela conduit au type d'écoulement schématisé sur la *figure 5.5* qui traduit une **convergence entre les lignes de courant et le relief latéral en amont d'un cap formé par l'isobathe 800m et une divergence en aval. La situation inverse est observée au passage d'une concavité.**

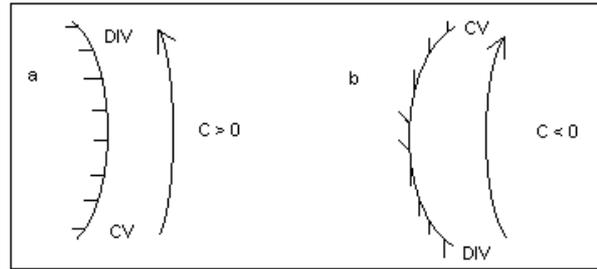


FIG. 5.5: Schéma indiquant la convergence des lignes de courant en amont d'un cap et la divergence en aval (a) au sens d'une diminution de la distance entre le relief et les trajectoires des flotteurs. La situation est inversée au passage d'une concavité du relief (b).

Les courbes caractérisant l'écoulement sur la *figure 5.4* sont issues de la moyenne par tranche de distance sur un ensemble de trajectoires de flotteurs n'ayant pas dérivé à la même date, ce qui lisse les effets observés. Cela explique en partie le fait que les variations des différents paramètres présentées dans le tableau 5.1 ne sont pas relevées à toutes les latitudes. Cette analyse portant sur le courant moyen ne permet pas de généraliser une signature caractéristique d'un cap ou d'une baie sur l'écoulement. Pour préciser ces résultats, nous analysons la situation localement à 22°S - 21°S où l'effet de la bathymétrie apparaît le plus nettement (tableau 5.1).

Analyse locale de l'écoulement moyen

Afin de préciser les résultats ci-dessus, nous présentons sur la *figure 5.6a* 16 portions de trajectoires de flotteurs dérivant le long du cap à 22°S et de la baie à 21°S . Pour 12 d'entre elles (en jaune), les flotteurs suivent l'isobathe 800m dans l'IWBC. La *figure 5.6c* montre la variation latitudinale de la courbure de cette isobathe et de paramètres associés à l'écoulement tels que la profondeur d'eau sous les flotteurs, l'angle α entre la direction des trajectoires et la tangente à l'isobathe 800m la plus proche, la courbure des trajectoires, la distance des flotteurs au relief latéral et leur vitesse instantanée (courbes noires associées aux trajectoires jaunes).

La courbure de l'isobathe 800m (*fig. 5.6c*, en haut) indique une succession de convexités (22.3°S et 20.3°S) et de concavités (21.1°S et 20°S). Les courbures des trajectoires sont en phase avec celle de la bathymétrie latérale et ont des amplitudes presque deux fois moindre, s'accordant avec l'approche précédente portant sur l'écoulement moyen sur l'ensemble du domaine. Les deux extrema positifs de la courbure de l'isobathe 800m (caps) correspondent à un extremum positif de la courbure des trajectoires, à un extremum négatif de la profondeur d'eau et de la distance latérale et à un changement de signe de l'angle α qui devient négatif. Au niveau de la concavité du relief à 21.1°S , toutes ces variations sont inversées. La variation de la distance latérale révèle que les trajectoires des flotteurs ne se croisent pas : l'IWBC se comporte comme un ruban longeant le relief et c'est l'ensemble du courant qui se déplace latéralement au passage d'un cap ou d'une baie. La vitesse

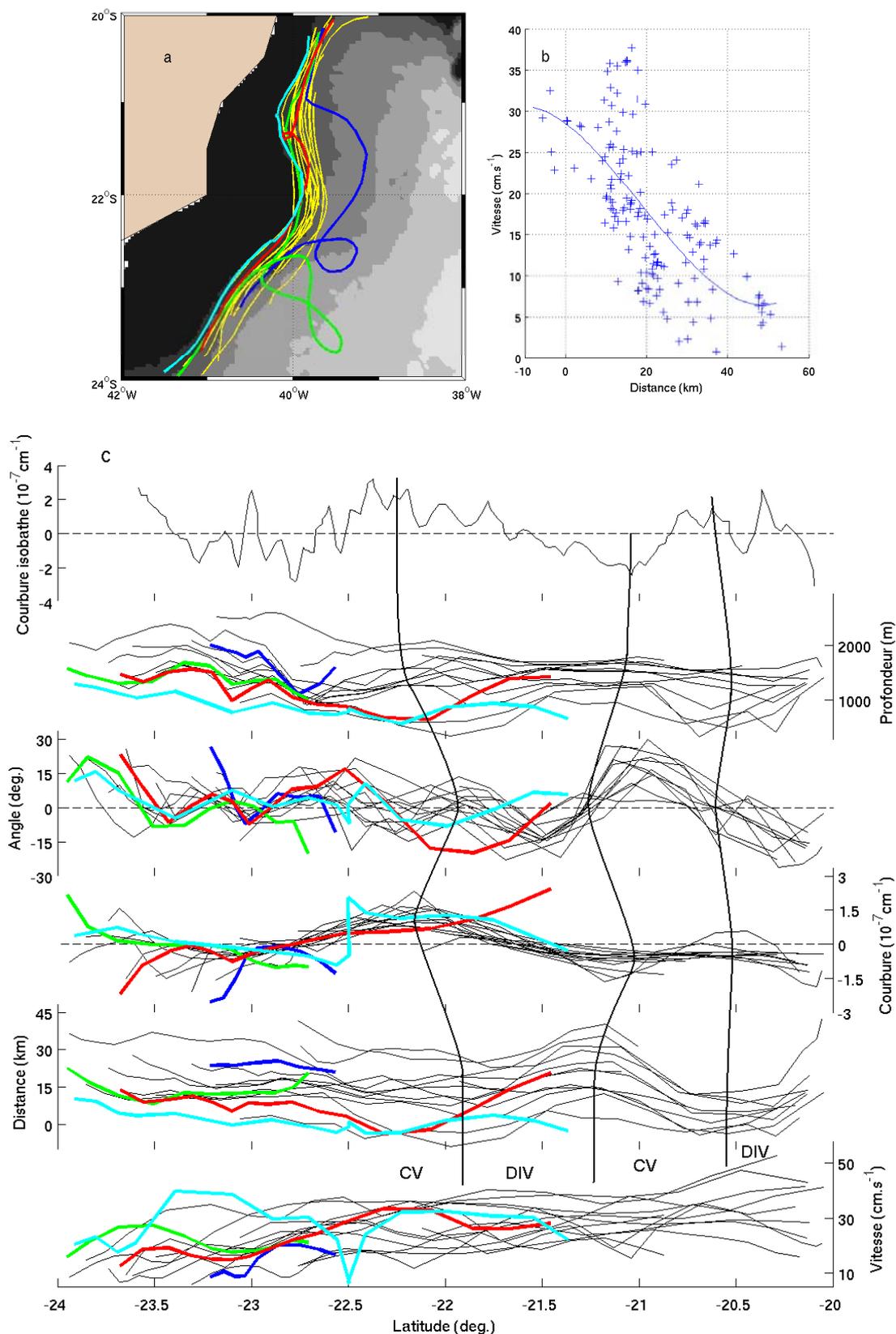


FIG. 5.6: (a) Trajectoires de flotteurs le long du relief à 22°S dont les comportements sont illustrés par des couleurs différentes (voir texte). Les contours du relief sont les isobathes 800m puis tous les 500m de 1 500m à 4 500m. (b) Vitesse instantanée en fonction de la distance à l'isobathe 800m des flotteurs dans l'IWBC entre 24°S et 22°S. (c) Variations latitudinales de la courbure de l'isobathe 800m (en haut) et de différents paramètres (voir texte) analysés le long des trajectoires limitées aux portions dans l'IWBC. Les lignes verticales délimitent les zones de convergence et divergence des lignes de courant.

des flotteurs ne semble pas être perturbée par les variations de la bathymétrie et augmente régulièrement dans cette bande de latitude tel que montré lors de l'analyse de la structure méridienne de l'IWBC (section 3.2.2).

5.2.2 Bathymétrie sous-jacente et écoulement moyen

Courbure des trajectoires à l'approche du relief

Pour étudier l'influence de la bathymétrie sous-jacente au courant de bord sur celui-ci, nous tentons d'abord de caractériser l'effet de la variation de l'épaisseur de la colonne d'eau dans laquelle dérivent les flotteurs sur leur comportement à l'approche du bord ouest. Pour cela, nous étudions la relation entre la variation de la profondeur d'eau sous les flotteurs pour l'ensemble des positions sélectionnées dans l'IWBC en fonction de la courbure de leur trajectoire (non montré). Il ressort d'une part que parmi les positions des flotteurs à moins de 85km de l'isobathe 800m (ensemble *e2*), la profondeur sous les flotteurs diminue dans 55% des cas et la courbure des trajectoires est cyclonique à 59%. Cela traduit la circulation générale à l'échelle de l'Atlantique Sud qui entraîne majoritairement les flotteurs vers le bord ouest où ils tournent vers le nord lorsqu'ils rentrent dans l'IWBC.

Caractérisation de l'écoulement moyen selon la bathymétrie sous-jacente

Afin de détecter l'effet des variations de la bathymétrie sous-jacente à l'IWBC sur ce courant, nous localisons sur la *figure 5.7* les fortes variations déterminées précédemment (*fig. 5.2c et d*) en parallèle avec les variations des valeurs moyennes des paramètres caractérisant l'IWBC (déjà présentées sur la *figure 5.4*).

La caractérisation de la bathymétrie sous-jacente (section 5.1) a permis de distinguer 3 zones de convergence d'isobathes ainsi qu'une autre non échantillonnée par les flotteurs à 16.4°S (∇ et lignes en pointillés sur la *figure 5.7*). Cette figure permet de caractériser l'écoulement moyen au passage de ces augmentations de la pente du talus continental et le tableau 5.2 résume des statistiques portant sur les divers paramètres aux latitudes concernées. Il ressort qu'au niveau d'une augmentation de la pente du talus continental (ou convergence des isobathes ressentie comme une marche descendante par l'écoulement), les trajectoires des flotteurs se rapprochent du talus (cette tendance n'est pas aussi marquée à 24.2°S).

Trois zones de divergences des isobathes, ressenties comme des marches montantes par le courant de bord ont été relevées ainsi qu'une autre à 17.3°S non échantillonnée par les flotteurs (Δ et tirets verticaux sur la *figure 5.7*). **Les statistiques sur les paramètres de l'écoulement** (tableau 5.2) **à ces latitudes où les isobathes s'écartent les unes des autres montrent que les flotteurs s'éloignent du talus.**

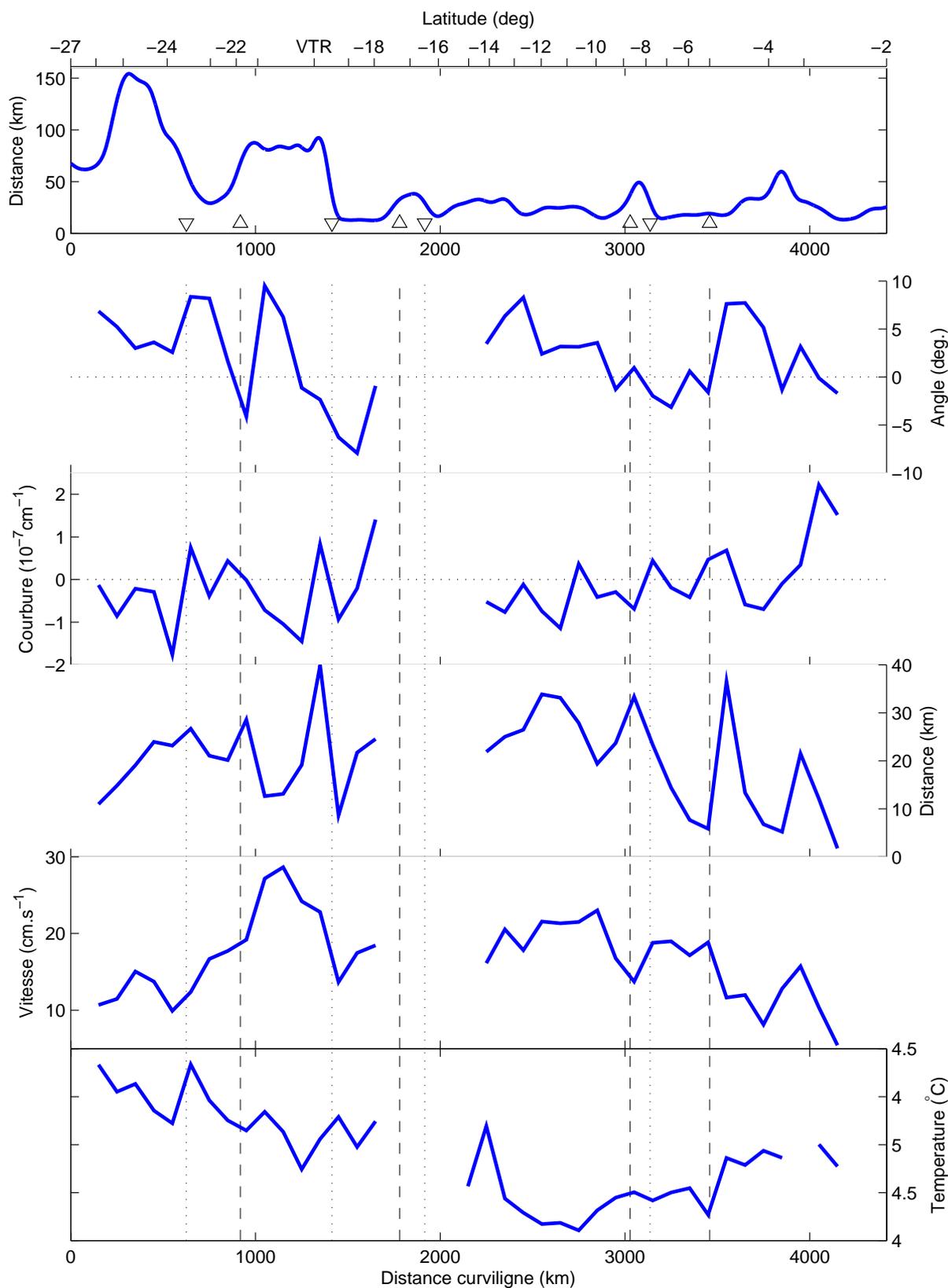


FIG. 5.7: En haut : distance horizontale entre les isobathes 800m et 2200m lissées (fig. 5.2d) en fonction de l'abscisse curviligne le long de l'isobathe 800m. Les autres courbes représentent les mêmes variations des paramètres de l'écoulement que celles présentées sur la figure 5.4. Sont indiqués les lieux de divergences d'isobathes (Δ et tirets) et convergences d'isobathes (∇ et lignes pointillées) déterminés dans la section 5.1.

Pente ↗ (°S)	24.2	19.5	7.8	Pente ↘ (°S)	21.8	8.7	5.3
$\alpha < 0$		×	×	$\alpha > 0$		×	×
$\mathcal{C} < 0$	×	×		$\mathcal{C} < 0$	×	×	
D_{iso800} ↘		×	×	D_{iso800} ↗	×	×	×
vitesse ↗	×		×	vitesse ↘		×	×

TAB. 5.2: Statistiques sur des paramètres associés aux trajectoires des flotteurs sélectionnés dans l'IWBC (*fig. 5.7*) aux passages des fortes augmentations ou diminutions de la pente du talus continental.

L'analyse des trajectoires des flotteurs dans l'IWBC aux passages des convergences et divergences d'isobathes révèle une **tendance de l'écoulement à se rapprocher du talus continental lorsque la pente de celui-ci augmente et à s'en éloigner lorsque la pente diminue**. Les autres paramètres de l'écoulement ne montrent pas de corrélation claire. Les lieux d'études étant peu nombreux, cela ne permet pas de généraliser l'effet du relief sous-jacent sur le courant de bord. De plus les fortes variations de la pente du talus continental se trouvent généralement à proximité d'un cap formé par la bathymétrie latérale (*fig. 5.1* et *5.2*). Il est donc nécessaire de distinguer les effets de ces deux types de variations de la bathymétrie, notamment en étudiant localement les trajectoires individuelles des flotteurs autour des accidents bathymétriques localisés précédemment (section 5.1).

5.3 Analyse locale d'effets bathymétrique sur l'IWBC

L'analyse des effets de la bathymétrie sur l'écoulement moyen n'a révélé que des tendances et le nombre de situations étudiées ne permet pas de les généraliser. Nous étudions ici différents cas de perturbation de l'écoulement moyen autour des principaux accidents bathymétriques localisés dans la section 5.1. Nous comparons pour cela les trajectoires des flotteurs dans chacune de ces régions avec les résultats d'études théoriques ou expérimentales et nous nous focalisons sur les effets de caps, ceux-ci étant les mieux illustrés et les plus étudiés.

5.3.1 Décollement d'un courant de bord au passage d'un cap

Des trajectoires de flotteurs sont perturbées au passage d'un cap et nous présentons les résultats d'études sur ce sujet avant de les comparer à ces trajectoires.

Whitehead and Miller (1979) observent en laboratoire la séparation d'un courant de bord au passage d'un cap et la formation d'un tourbillon. *Roed* (1980) et *Ou and DeRuijter* (1986) montrent qu'un courant longeant un mur avec une courbure

Caps (°S)	22.0	20.2	18.0	5.0
Décollement du courant moyen	non	non	oui	non
R_c (km)	35	7	7	25
u/f (km)	5	5	7	20
<i>Bormans and Garrett</i> (1989)	✓	✓	✓	✓
$\mathcal{S} = \zeta_{ext}/\zeta_{int}$	$\zeta_{int}=0$	0.6	0.6	2.2
Angle (°)	75	150	130	110
<i>Stern and Whitehead</i> (1990)	✓		✓	✓

TAB. 5.3: Valeurs aux latitudes des caps du rayon de courbure de l'isobathe 800m, du rayon inertiel (rapport de la vitesse du courant et du paramètre de Coriolis), de la valeur absolue du rapport des vorticités relatives extérieure (négative) et intérieure (positive) du courant et de l'angle formé par l'isobathe 800m. Les ✓ indiquent que la prévision du comportement du courant moyen aux passages de ces caps par les études citées est vérifiée.

suffisamment forte ne peut rester coller à ce mur de façon stationnaire. *Bormans and Garrett* (1989) précisent à l'aide d'expériences en laboratoire qu'un **courant de bord se décolle au passage d'un cap et forme un tourbillon si le rayon inertiel** (rapport de la vitesse moyenne du courant et du paramètre de Coriolis, u/f) **est supérieur au rayon de courbure du cap**, ce que précise également *Klinger* (1993). Physiquement, la force centrifuge générée par la courbure des lignes de courant est suffisamment forte pour contrer la force de Coriolis et entraîner la séparation. *Munday and Marshall* (2005) indiquent qu'une augmentation de l'intensité de l'effet Bêta peut stabiliser le courant et empêcher sa séparation du relief mais cet effet n'est pas prépondérant face à une forte courbure des isobathes.

Le tableau 5.3 indique les rayons de courbure des 4 caps les plus marqués relevés dans la section 5.1 et les rayons inertiels associés à l'IWBC (u/f). **Le critère de *Bormans and Garrett* (1989) de prédiction du décollement de l'écoulement est vérifié systématiquement par les trajectoires lagrangiennes. Les trajectoires au passage du cap à 20.2°S marquant l'entrée du passage à travers VTR sont présentées sur la fig. 4.12 (section 4.2.2) et nous avons déjà observé que les flotteurs suivent majoritairement la bathymétrie latérale. Les trajectoires à 22°S sont visibles sur la figure 5.6 et celles à 18°S et 5°S sont présentées sur les figures 5.8 et 5.9. Aux passages de ces 4 caps, l'écoulement moyen (associé au comportement le plus fréquent des flotteurs dérivant à ces latitudes) ne décolle pas de la bathymétrie, sauf à 18°S, ce qui est en accord avec le critère de *Bormans and Garrett* (1989). A noter qu'à cette dernière latitude, le courant n'est pas un jet côtier s'appuyant contre le relief latéral tel que le fait**

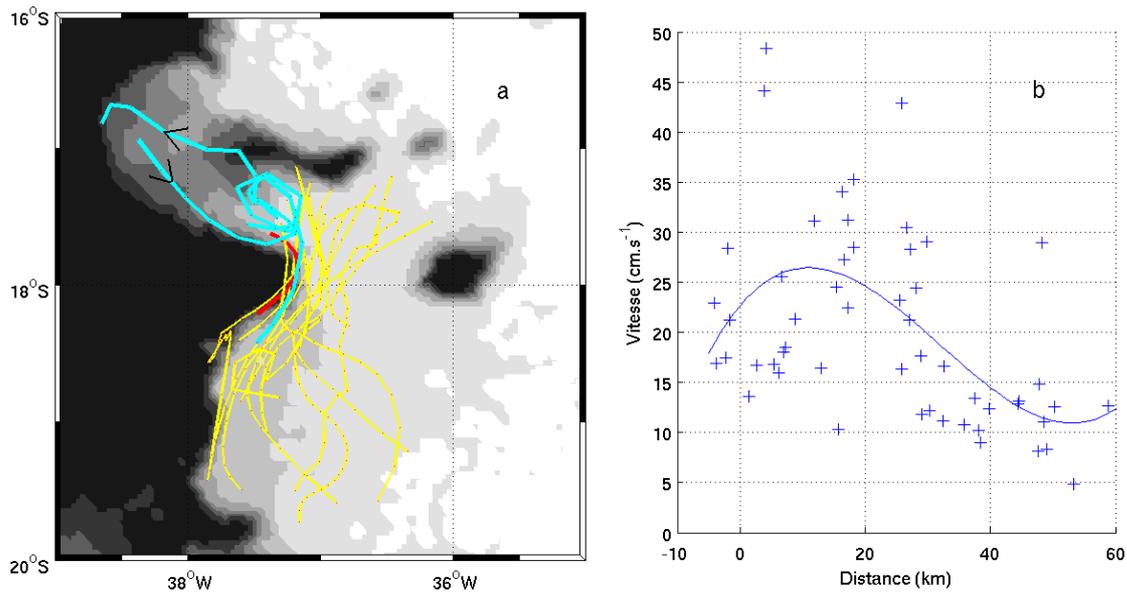


FIG. 5.8: (a) Trajectoires de flotteurs le long du relief à 18°S dont les comportements sont illustrés par des couleurs différentes (voir texte). Les contours du relief sont les mêmes que sur la *figure 5.6a*. (b) Vitesse instantanée en fonction de la distance à l'isobathe 800m des flotteurs entre 18.3°S et 17.8°S.

l'IWBC à d'autres latitudes mais il s'agit d'un large écoulement vers le nord qui s'écoule entre ce cap et un mont sous-marin à ~ 130 km au large à 18°S (cf. section 4.2). Le cas des valeurs identiques des rayons de courbure et d'inertie à cet endroit (tableau 5.3) est considéré comme une situation où leur critère est validé.

Stern and Whitehead (1990) montrent qu'un jet s'appuyant sur le relief latéral est susceptible de décrocher vers le large au passage d'un cap et de former un tourbillon si ce cap est suffisamment marqué et selon le rapport des vorticités relative négative à l'extérieur du courant et positive à l'intérieur (dans le cas où la côte est à gauche de celui-ci dans l'hémisphère Sud comme pour l'IWBC). La vorticité négative (extérieure) contribue au déplacement des lignes de courants en aval du cap, tandis que la vorticité positive (intérieure) contribue au retournement des lignes de courant vers l'amont et donc à bloquer l'écoulement. Il n'y aura pas de décollement si la vorticité négative domine mais si la vorticité positive est plus importante et que le cap est suffisamment marqué, des tourbillons anticycloniques devraient se former près du cap et l'écoulement se décoller vers le large. Des expériences en laboratoire montrent que l'angle critique de séparation est de $\sim 45^\circ$. Dans le cas d'une unique couche de vorticité négative (maximum du courant contre le relief), le courant ne peut se séparer du relief et s'écoule en aval le long des isobathes quelque soit l'angle formé par celles-ci.

La distribution des vitesses des flotteurs en fonction de leur distance au relief est présentée pour les 4 caps sur les *figures 4.12b*, *5.6b*, *5.8b* et *5.9b*, ce qui permet

de calculer les valeurs du rapport \mathcal{S} des vorticités dans chaque cas. Le tableau 5.3 indique ces valeurs ainsi que les angles formés par le changement d'orientation du talus continental (tous supérieurs à la limite de 45°). **Le critère de *Stern and Whitehead* (1990) appliqué aux trajectoires des flotteurs est vérifié dans 3 cas sur 4** : à 22°S (*fig. 5.6*), une unique couche de vorticité négative est observée (maximum de vitesse contre le relief) et le courant ne décroche pas vers le large, tel que le prédit le critère. A 20°S (*fig. 4.12*), la vorticité intérieure domine ($\mathcal{S} < 1$) conduisant théoriquement à un décrochement de l'écoulement vers le large, non montré par la majorité des flotteurs qui arrondissent ce cap et traversent la chaîne de monts sous-marins. Cependant, nous avons vu que la configuration du relief contraint fortement l'écoulement à cet endroit (section 4.2.2) et peut expliquer le fait que le critère ne soit pas vérifié. La théorie de *Stern and Whitehead* (1990) prévoit le décollement du courant à 18°S (*fig. 5.8*) et le fait qu'il suive la bathymétrie latérale à 5°S (*fig. 5.9*).

5.3.2 Développement d'un contre-courant en aval d'un cap

Lors du passage d'un courant de bord le long d'une côte présentant une forte courbure, *Hughes* (1989) explique que c'est le développement d'un contre courant le long de la côte en aval du cap qui contraint le courant principal à se détacher du relief, laissant la place pour la formation d'un éventuel tourbillon entre ce courant et la côte. En accord avec ces observations, *Klinger* (1994) remarque en faisant varier l'angle formé par le cap dans ses expériences en cuve, que la vitesse contre le mur en aval du cap est plus faible lorsque l'angle est élevé. Il conceptualise alors la formation de tourbillons comme la limite pour laquelle la vitesse contre le relief en aval de l'obstacle n'est pas seulement affaiblie mais devient opposée au courant principal.

Au passage du cap à 22°S , la *figure 5.6a* montre la trajectoire d'un flotteur en rouge qui dérive dans l'IWBC et décrit une boucle anticyclonique entre le courant et le relief en aval du cap. Cette trajectoire se différencie des autres par la faible distance latérale au passage du cap (*fig. 5.6c*). La vitesse est élevée et la courbure de la trajectoire est faible et reste positive en aval du cap et augmente jusque décrire cette boucle alors que la courbure des autres trajectoires diminue pour changer de signe plus au nord. Le flotteur s'éloigne d'abord du relief en aval, laissant la place à la formation d'un contre-courant à la côte. La force de rappel qu'est la force de Coriolis rapproche le courant vers la côte et le flotteur traverse le fort cisaillement horizontal de vitesse (indiqué par la chute de température de 0.3°C qu'il mesure dans la boucle de 15km de diamètre) et il décrit une boucle anticyclonique avant de repartir vers le nord. Selon *Hughes* (1989), **c'est le développement du contre-courant entre la côte et le courant principal qui entraîne le décollement local de celui-ci**

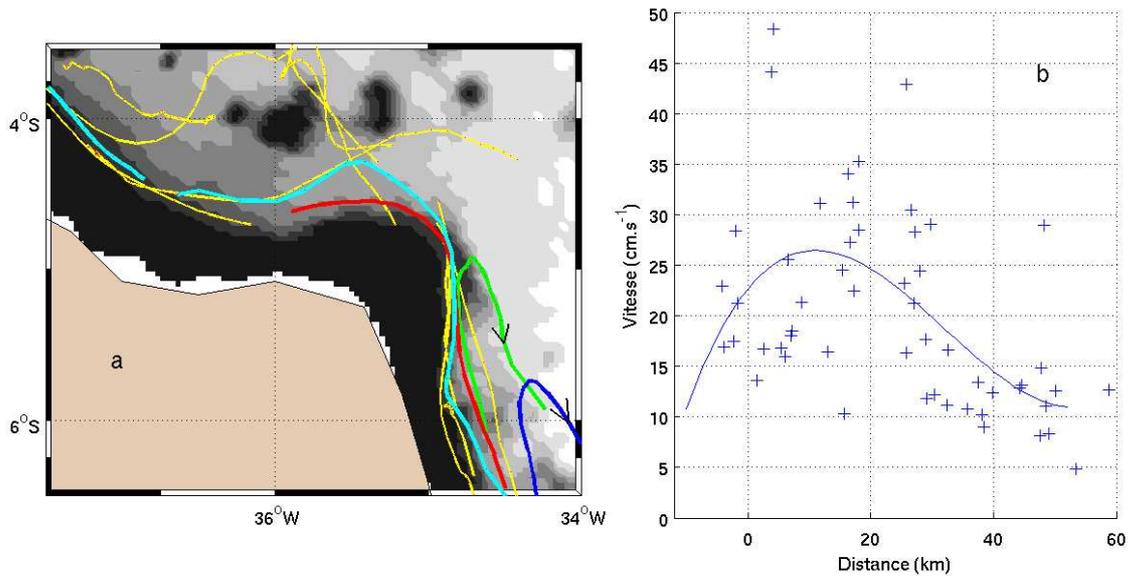


FIG. 5.9: (a) Trajectoires de flotteurs le long du relief à 5°S dont les comportements sont illustrés par des couleurs différentes (voir texte). Les contours du relief sont les mêmes que sur la *figure 5.6a*. (b) Vitesse instantanée en fonction de la distance à l'isobathe 800m des flotteurs entre 6.5°S et 4.8°S.

et la formation du tourbillon. Un autre flotteur (*fig. 5.6*, trajectoire en cyan) a décrit une boucle au même endroit mais cela est lié à l'échouage de l'instrument.

Au passage du cap à 18°S, la *figure 5.8a* indique qu'un flotteur longe la bathymétrie (trajectoire bleue) et décrit une boucle anticyclonique de 25km de diamètre derrière le cap avant de dériver vers le fond de la baie à 17°S. Sa trajectoire est interrompue pendant 6 jours et le flotteur revient près du cap dans un contre-courant longeant le talus continental (*fig. 5.8a*). Il est probablement pris dans le même tourbillon que précédemment pendant 3 révolutions puis s'en échappe à nouveau vers le nord. Tel que le présente *Hughes (1989)*, un contre-courant se développe le long de la bathymétrie en aval du cap et contraint le courant principal à se décoller. Un tourbillon se forme entre le courant et la côte générant un écoulement très turbulent.

5.3.3 Formation d'un tourbillon au passage d'un cap

Pour expliquer la formation de tourbillons en aval d'un cap, *D'Asaro (1988)* estime que la couche frictionnelle cisailée d'un jet longeant la côte avec celle-ci sur la droite (gauche) dans l'hémisphère Nord (Sud) est la source de vorticité relative négative (positive) conduisant à la formation de tourbillons anticycloniques. *Klinger (1994)* observent ce type de séparation d'un courant de bord et montrent qu'un tourbillon anticyclonique n'apparaît au passage d'un cap que lorsque celui-ci forme un angle $\geq 45^\circ$. Néanmoins et en accord avec *Bormans and Garrett (1989)* il observe que **la géométrie du relief est capitale puisque aucun tourbillon ne se forme si le rayon de courbure des isobathes est supérieur au rayon**

inertiel. *Klinger* (1994) suggère que les tourbillons se forment autour du cap car la force centrifuge due à la courbure des lignes de courant empêche la conservation du transport de masse, de la vorticité potentielle et de l'énergie si le courant reste collé contre le mur. En accord avec ces analyses, *Pichevin and Nof* (1996) estiment qu'un courant ne peut exister par lui-même sans générer de tourbillons au passage d'un cap. En s'éloignant, ceux-ci équilibrent la quantité de mouvement intégrée dans la zone. La production de tourbillons exerce une force qui compense la force crée par la rotation du courant autour du cap.

Le tableau 5.3 indique que l'angle formé par la variation d'orientation du talus continental au passage des caps est supérieur à la limite des 45   de *Klinger* (1994) dans les 4 cas, suggérant que les flotteurs dans l'IWBC devraient tous décrocher vers le large à ces latitudes et être entraînés dans des tourbillons. Or ce comportement n'est observé qu'à 18  S et par une seule trajectoire (*fig. 5.8*, trajectoire en bleu). Les paramètres de ce tourbillon sont présentés dans le tableau A.1 (AC20). Le fait que l'IWBC ne s'appuie pas contre la bathymétrie au passage de ce cap tel qu'il le fait à d'autres latitudes peut expliquer cette faible proportion d'observations en accord avec les résultats de *Klinger* (1994). Aux passages des autres caps, ses résultats ne sont pas vérifiés car la géométrie du relief est prépondérante : un tourbillon ne se forme que si le rayon de courbure du cap est inférieur au rayon inertiel, ce qui n'est pas le cas (tableau 5.3). Malgré la variation d'orientation élevée du talus continental à ces diverses latitudes, la courbure du relief n'est pas assez importante et l'IWBC reste le long du relief sans formation de tourbillon.

Le flotteur entraîné dans le tourbillon    18  S est un des plus proches de la bathymétrie et dérive dans la couche frictionnelle de vorticité relative positive (*fig. 5.8b*). En accord avec *D'Asaro* (1988), l'écoulement se sépare du relief et la vorticité dans cette partie du fluide se concentre en un tourbillon anticyclonique. A 18  S, un second flotteur épouse la forme du talus continental proche du relief (trajectoire rouge interrompue 3 jours après le passage du cap), mais il semble que sa faible vitesse (20cm s⁻¹ moins rapide que le flotteur précédent) ne lui ait pas permis d'être entraîné dans un tourbillon.

Boebel et al. (1999b) observent un flotteur dérivant le long du cap à 18  S (leur figure 7) et se dirigeant ensuite dans la baie    17  S où il décrit plus de 5 révolutions cycloniques d'une période de 7 à 14 jours. La trajectoire du flotteur en bleu (*fig. 5.8a*) a été interrompue pendant 6 jours à 17  S et a donc pu décrire une boucle cyclonique comme leur instrument. Cela renforce les résultats des chapitres 3 et 4 indiquant une forte activité de méso-échelle aux profondeurs intermédiaires dans cette région.

Enfin, **un courant côtier non stratifié se comporte différemment autour d'un cap selon que le fond soit pentu ou non.** *Stern and Whitehead* (1990) montrent qu'en présence d'un cap, un écoulement au-dessus d'un fond plat se sépare du cap et génère un dipôle se propageant vers le large. Alors que si le fond présente

une forte pente, un unique tourbillon stationnaire se forme au niveau du cap (*Klinger*, 1992, 1993). Ces résultats s'accordent avec l'observation du flotteur entraîné dans un tourbillon stationnaire en aval du cap à 18°S.

5.3.4 Instabilité d'un courant de bord induit par une variation de la bathymétrie

L'instabilité de l'écoulement est une des principales causes de décollement d'un courant de bord. Ces instabilités interviennent lorsque des courants adjacents s'écoulent dans des directions opposées, conduisant à une modification du gradient de vorticité potentielle ambiante. Cette action est renforcée par les variations de la bathymétrie. *Sakamoto* (2002) et *Tansley and Marshall* (2000) attribuent le décollement du Gulf Stream aux instabilités dues à l'interaction entre ce courant et le DWBC vers le sud en profondeur, amplifiées par les fortes variations de la bathymétrie. Aux profondeurs intermédiaires, *Chérubin et al.* (2000) montrent à l'aide de mesures in situ que le décollement de la veine d'eau méditerranéenne et la formation des *meddies* sont liés à la présence du cap St-Vincent et à l'alignement vertical de deux sous-courants qui amplifie l'instabilité barocline en amont. En effet de forts gradients de vorticité potentielle apparaissent à l'interface des sous-courants et des études théoriques sur l'instabilité barocline de fronts de vorticité potentielle (*Hoskins et al.*, 1991) prouvent que l'alignement vertical de fronts conduit à un maximum de la croissance des perturbations. Ils observent que ces instabilités sont favorisées près des caps et canyons.

A 22°S, 16 flotteurs ont longé le cap formé par l'isobathe 800m (*figure 5.6a*) sauf 2 d'entre eux qui ont décroché vers le large avant de rentrer à nouveau dans le courant (trajectoires bleue et verte). Avant leur échappée, ces 2 flotteurs dérivent à des dates différentes dans la moitié extérieure du courant (*fig. 5.6c*) et leur vitesse sont similaires à celles des autres. C'est à la latitude où les courbures de toutes les trajectoires deviennent positives (22.7°S) pour arrondir le cap que celle de ces 2 flotteurs reste négative (cyclonique) et diminue jusqu'à leur sortie vers le large. Ces sorties ont lieu en amont du maximum de courbure de l'isobathe 800m suggérant qu'il ne s'agit pas d'un effet bathymétrique direct. La juxtaposition de l'IWBC vers le nord et du contre-courant vers le sud dans cette région (section 3.3.2) conduit à de forts gradients de vorticité potentielle à l'origine d'instabilités barotropes. Celles-ci sont favorisées par la présence du cap à 22°S et peuvent entraîner la sortie des flotteurs vers le large. De plus le courant du Brésil s'écoule vers le sud au-dessus de l'IWBC (chapitre 2) et *Signorini* (1978) précise que le changement d'orientation du trait de côte à cette latitude et / ou la traversée de la chaîne de monts sous-marins plus au nord entraînerait des instabilités et le développement de méandres du courant du Brésil à ~23°S, phénomène sujet d'une récente étude de *Da Silveira et al.*

(2008). En accord avec les théories présentées plus haut, **les deux échappées des flotteurs à 22°S seraient donc associées à des perturbations de l'écoulement moyen qui seraient générées par des instabilités barotropes et/ou baroclines liées à la juxtaposition horizontale et verticale des différents courants et favorisées par la présence du cap.**

A l'approche du cap à 5°S, la *figure 5.9a* montre que parmi les flotteurs suivis le long du talus continental, deux d'entre eux sont sortis de l'IWBC avant d'arriver au cap et sont entraînés vers le sud par le contre-courant (trajectoires bleue et verte). L'un est le flotteur le plus éloigné de la côte (bleu) mais a une vitesse similaire aux autres plus proches du relief alors que le second (vert) est aussi éloigné de la bathymétrie que les autres mais a une vitesse supérieure de plus de 10cm s^{-1} avant d'être entraîné dans le contre-courant à 20km de l'isobathe 800m. La présence du cap ne semble pas être à l'origine de ces sorties et comme à 22°S (*fig. 5.6*), la courbure des trajectoires de flotteurs restant dans l'IWBC à 5°S change de signe en phase avec celle de l'isobathe 800m mais il semble que l'écoulement ambiant ne permette pas aux deux flotteurs de suivre la bathymétrie latérale. Comme à 22°S, la présence du DWBC opposé et sous-jacent à l'IWBC apparaît comme un élément favorisant l'instabilité barocline.

5.3.5 Onde solitaire en aval d'un cap

Klinger (1994) montre à l'aide d'expériences en cuve tournante que les lignes de courant au passage d'un cap formant un angle de moins de 45° développent une perturbation solitaire qui croît sur plus de 2 fois la largeur du courant stationnaire. Cette onde (dont une seule crête est visible) se propage en aval du cap sur plus de 4 fois la largeur du courant.

A 5°S (*fig. 5.9a*), un des deux flotteurs suivis en aval du cap (en cyan) présente une trajectoire du même type que la structure décrite par *Klinger* (1994) : le flotteur s'éloigne temporairement de la bathymétrie avant d'être entraîné à nouveau le long de la pente. Cela se passe comme si l'écoulement ambiant ne permettait pas aux lignes de courant d'acquiescer une vorticité relative telle que leur courbure puisse changer de signe et le flotteur suivre le relief. Dans ce cas, les observations semblent s'accorder avec les résultats expérimentaux bien que l'angle formé par le cap à 5°S soit supérieur à leur angle limite de 45°.

Les trajectoires des flotteurs lagrangiens ont permis d'illustrer les perturbations d'un courant de bord au passage d'un cap. **Le comportement de l'IWBC aux passages des différents caps est conforme aux critères de *Bormans and Garrett* (1989) et de *Stern and Whitehead* (1990) portant sur la géométrie des caps et la structure de l'écoulement. La géométrie du relief semble**

capitale puisqu'aucun tourbillon ne se forme si le rayon de courbure des isobathes est supérieur au rayon inertiel. Au passage d'un cap suffisamment marqué, un contre-courant se développe en aval contre le relief, permettant la formation d'un tourbillon anticyclonique entre la côte et le courant principal. L'existence de courants adjacents s'écoulant dans des directions opposées génère des gradients de vorticité potentielle qui peuvent être la source d'instabilités conduisant à un décollement du courant de bord et ces instabilités sont favorisées près des fortes variations de la bathymétrie.

5.4 Rôle de la bathymétrie sur les entrées et sorties des flotteurs vers et depuis l'IWBC

Nous avons montré dans les chapitres précédents que des échanges ont lieu entre le régime de bord ouest et l'intérieur océanique. Deux zones d'entrées majoritaires dans l'IWBC sont relevées (section 3.6) à 27°S-23°S (bifurcation de Santos) et à 14.5°S. Quatre régions sont associées à une majorité de sorties vers le large : à 20°S, à 18-16°S, 7.5°S et à 5.5°S. Nous étudions dans cette section le lien entre ces échanges et la présence de fortes variations de la bathymétrie. Une analyse locale des trajectoires des flotteurs est ensuite présentée.

5.4.1 Lien entre les variations de la bathymétrie et les lieux d'entrées et sorties

Bathymétrie latérale

La caractérisation de la bathymétrie (section 5.1) a révélé la présence de 7 caps le long du trajet de l'IWBC entre le plateau de Santos et 5°S (*fig. 5.1 et 5.2*). **Les entrées majoritaires des flotteurs dans l'IWBC ont lieu à des latitudes où l'isobathe 800m est localement rectiligne.** L'analyse de la structure de l'IWBC a révélé en accord avec *Haidvogel et al. (1991)* et *Jiang and Garwood (1998)* qu'**une pente du talus continental suffisamment élevée et uniforme réduit le développement d'instabilités et favorise celui du courant de bord.** Le fait que les principales entrées des flotteurs dans l'IWBC soient associées à un talus régulier est en accord avec ces résultats. De nombreux flotteurs s'insèrent dans le courant à la latitude du cap Frio (23.5°S) mais cette forte proportion est liée à la bifurcation du courant de retour du gyre subtropical (chapitre 4) et non à la présence du cap. Par ailleurs les **4 lieux où les sorties vers le large sont majoritaires sont associés à la présence d'un cap.** Enfin, les lieux d'entrées et sorties ne sont associés à aucune des quatre concavités majeures formées par l'isobathe 800m.

Bathymétrie sous-jacente

Parmi les deux zones d'entrées dans l'IWBC, la plus au sud est associée à la bifurcation de l'écoulement au-dessus du plateau de Santos. L'épaisseur de la colonne d'eau dans laquelle dérivent les flotteurs venant du large diminue lorsqu'ils montent sur ce plateau et ceux-ci tournent vers la droite pour alimenter l'IWBC. La remontée du fond n'est pas la cause de cette bifurcation vers le bord ouest puisque des flotteurs dérivant plus au nord à 23.5°S ne ressentent pas cette remontée du fond et s'insèrent néanmoins dans le courant en tournant vers la droite (cf. l'étude du contre-courant dans cette zone, section 3.3.2). Cependant, *Spitz and Nof* (1991) et *Carnevale et al.* (1999) précisent que pour la partie de l'écoulement ressentant effectivement une marche (flotteurs montant sur le plateau), tout ou partie du courant devrait bifurquer vers la gauche le long de la marche vers le large, ce qui n'est pas le cas ici. **Ce n'est donc pas la variation de la pente du talus à cette latitude qui est responsable de la bifurcation du courant vers la droite pour former l'IWBC.** De plus la vorticité potentielle n'est pas conservée le long des trajectoires à cet endroit puisqu'à latitude constante dans l'hémisphère Sud, la diminution de l'épaisseur de la colonne d'eau entraîne la création de vorticité relative positive, qui impose une rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (anticyclonique), ce qui n'est pas observé ici.

Sur le reste du domaine latitudinal, aucune relation systématique n'est trouvée entre les 6 variations de la pente du talus continental sous l'IWBC (*fig. 5.4*) et les comportements des flotteurs entrant et sortant de ce courant.

Par ailleurs, l'analyse de la profondeur d'eau le long des portions de trajectoires associées aux entrées et sorties des flotteurs dans et depuis l'IWBC (déterminées section 3.6) montre que la variation de l'épaisseur de la colonne d'eau sous les flotteurs ne semble pas contrôler leur comportement aux abords du bord ouest.

Tel que montré dans la section 5.2, **c'est la bathymétrie latérale** sur laquelle s'appuie l'IWBC **qui semble conditionner le comportement des flotteurs** dans ce courant. **La présence d'un talus continental régulier favorise les entrées des flotteurs dans l'IWBC et apparaît nécessaire au développement de celui-ci.** Les variations du relief sous le courant n'appara  issent pas contrôler le comportement des flotteurs aux abords du bord ouest.

5.4.2 Analyse locale des trajectoires lors des entrées et sorties

Nous avons présenté dans le chapitre 4 les trajectoires individuelles des flotteurs dans les deux régions d'entrées majoritaires (27°S - 23°S et 14°S) et dans deux autres où les sorties dominent (20°S et 18°S). Nous restreignons l'étude dans cette section à la région entre 13°S et 5°S où les proportions d'entrées et de sorties sont toutes les

deux élevées (section 3.6).

Au nord de 15°S lorsque l'IWBC est à nouveau détecté contre le talus continental, nous avons mis en évidence (section 3.6) une proportion élevée d'entrées et de sorties entre 13°S et 8°S, un maximum de sorties à 8°S et une absence d'entrée dans le courant entre 8°S et 5°S. La *figure 5.10* présente les trajectoires des flotteurs dérivant dans cette région dans le courant de bord (en jaune) et ceux qui y rentrent ou en sortent (autres couleurs).

Dans cette bande de latitude, la pente du talus continental est élevée et l'isobathe 800m est régulière et présente une convexité à 8°S (*fig. 5.10*). Aux profondeurs plus élevées, la bathymétrie présente deux plateaux successifs à 8.5°S et 8.2°S culminant à 1 250m et 1 000m respectivement (cf. profil bathymétrique en pointillés sur le panel du bas de la *fig. 3.12*). Ces variations du relief constituent les marches montante et descendante successives que nous avons relevées précédemment (section 5.1).

• Les flotteurs dans l'IWBC

Au sud de 9°S, les flotteurs dérivant dans l'IWBC (*figure 5.10* en jaune) sont au-dessus de fond inférieurs à 3 000m, à moins de 30km de l'isobathe 800m, et ont des vitesses entre 15cm s⁻¹ et 60cm s⁻¹. Entre 9°S et 8.2°S, certains flotteurs dérivent au-dessus d'une remontée régulière du fond de 2 500m d'amplitude, puis au-dessus d'une marche descendante de 1 000m à 3 500m à 8°S. **Ces fortes variations de la profondeur n'influencent pas les trajectoires de ces flotteurs qui continuent leur dérive plus au nord dans l'IWBC** dans la même gamme de distance au relief latéral.

• Entrées dans l'IWBC

Sur l'ensemble de la région, seules 6 entrées de flotteurs dans l'IWBC sont relevées (*fig. 5.10* en vert) et celles-ci ont toutes lieu entre 12°S et 9°S. Les flotteurs concernés ne s'approchent pas à moins de 30km de la bathymétrie et s'échappent vers le large moins de 2° de latitude plus au nord. Ces observations s'accordent avec le transport de AAIW vers l'ouest plus faible à travers A17 au nord de 9°S (chapitre 2). L'apport de cette masse d'eau dans le régime de bord ouest a lieu essentiellement aux latitudes subtropicales et au nord de 9°S, l'alimentation du régime de bord ouest (NBUC) se fait plus en surface par des apports de SACW. Cela recoupe les remarques de *Stramma et al.* (1995) et *Schott et al.* (1998) qui observent peu ou pas de contribution à l'IWBC entre 10°S et 5°S.

• Sorties de l'IWBC

Les trajectoires en bleues sur la *figure 5.10* indiquent les sorties de l'IWBC de 5 flotteurs à des latitudes variables. Dans tous les cas avant de s'échapper, ces flotteurs sont les plus éloignés vers le large parmi ceux dérivant dans l'IWBC et ils ont des vitesses similaires aux autres flotteurs plus proches du relief. L'éloignement vers le large et la présence du contre-courant de l'IWBC (section 3.3.2) suggèrent que **le cisaillement horizontal des vitesses entre ces deux courant adjacents soit**

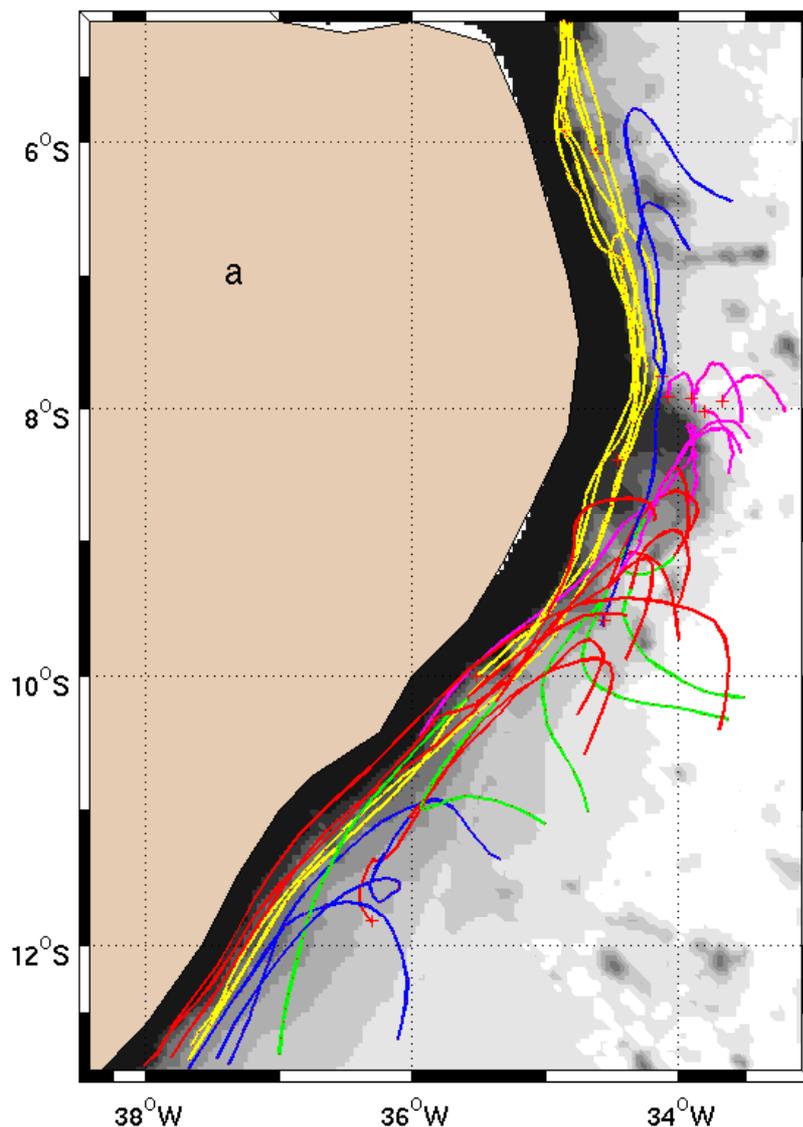


FIG. 5.10: Trajectoires de flotteurs le long du relief entre 13°S et 5°S dont les comportements sont illustrés par des couleurs différentes (voir texte). Les contours du relief sont les isobathes 800m et tous les 500m de 1 500m à 4 500m.

à l'origine de l'échappée de ces flotteurs dont 4 sur 5 sont ensuite entraînés vers le sud (*fig. 5.10*).

Entre 10°S et 7.8°S , **17 sorties de flotteurs du courant de bord sont repérées**. La distinction est faite entre ceux sortant au sud du plateau de Recife à 8.2°S (10 en rouge sur la *figure 5.10*), et ceux sortant au passage de celui-ci (7 en magenta). Nous décrivons les trajectoires avant de discuter l'origine de ces sorties.

Concernant les sorties au sud du plateau (trajectoires rouges), la distance entre chacun des flotteurs impliqués et la côte varie très fortement avant qu'ils ne s'échappent, contrairement aux flotteurs qui restent dans le courant (trajectoires jaunes). Cela suggère que ces sorties ne sont pas dues à l'interaction avec le contre-courant vers le sud plus au large comme pour les sorties mentionnées plus haut (trajectoires bleues).

Les sorties des flotteurs aux abords du plateau à 8.2°S sont illustrées par 7 portions de trajectoires (*figure 5.10* en magenta). Parmi ces flotteurs, 4 ont débuté leur cycle dans le nord immédiat du plateau et les 3 plus au large sont à des profondeurs >3 000m alors que le plus proche de la côte a dérivé au-dessus de la marche descendante de 2 000m d'amplitude. Son éloignement vers le large, sa faible vitesse et l'allure de sa trajectoire indiquent que ce n'est pas la variation du relief qui est responsable de cette sortie mais plutôt l'interaction avec le contre-courant, comme pour les 3 autres flotteurs.

Les 3 autres flotteurs sortant dans cette région proviennent du sud du plateau à 8.2°S (*fig. 5.10* en magenta). La profondeur sous deux d'entre eux varie de 3 000m à 1 200m lorsqu'ils montent sur le plateau à 8.2°S mais ce n'est qu'à l'extrémité de celui-ci qu'ils s'éloignent vers le large au-dessus d'une marche descendante de plus de 3 000m. Le dernier à sortir dans cette zone arrondit l'extrémité du plateau à 8.2°S et c'est le seul à tourner vers la bathymétrie haute avec une courbure anticyclonique (positive) avant d'être entraîné vers le sud dans le contre-courant comme les autres.

• Origine des sorties de l'IWBC aux abords du plateau de Recife

Parmi les flotteurs dérivant au-dessus des remontées du fond à 9°S et à 8.3°S au passage des deux plateaux, aucune perturbation des trajectoires n'est relevée au moment de la variation du fond. De plus, la marche descendante formée par la face nord du plateau à 7.9°S ne perturbe pas les trajectoires des flotteurs qui continuent leur dérive vers le nord. La complexité de la bathymétrie dans cette région, la forte baroclinicité de l'écoulement et la présence d'un contre-courant au large expliquent que ces observations ne s'accordent pas avec les résultats des études de *Spitz and Nof* (1991); *Chérubin et al.* (2000) et *Carnevale et al.* (1999) qui prédisent dans cette configuration une déviation de l'écoulement vers le large et l'éventuelle formation de tourbillons.

Contrairement à ce que suggèrent *Leaman and Vertes* (1996), on observe qu'aux abords du plateau de Recife, la distance des flotteurs à la côte en amont de leur lieu de sortie n'est pas un facteur conditionnant leur comportement puisque les instruments sont aussi bien dans la partie extérieure du courant que parmi les plus proches du relief.

Le contraste entre le grand nombre d'échappées vers le large associé à de fortes variations de la bathymétrie entre 8°S et 10°S et le nombre plus faible de sorties de flotteurs de part et d'autre de cette bande de latitude où la pente du talus est constante (*fig. 5.2d*) confirme qu'**une bathymétrie accidentée favorise le développement d'instabilités d'un courant de bord** (*Haidvogel et al.*, 1991; *Jiang and Garwood*, 1998).

Par ailleurs, *Dengler et al.* (2004) montrent que le DWBC qui s'écoule vers le sud décroche du relief au passage du plateau à 8°S et forme des tourbillons anti-cycloniques se déplaçant vers le sud. Le fait que la profondeur sous les flotteurs

dérivant dans la partie extérieure de l'IWBC atteignant plus de 3000m et que l'essentiel des sorties ait lieu au sud de 8°S où se forment les tourbillons suggèrent que la perturbation du DWBC influence le comportement des flotteurs au sein de la couche sus-jacente. *Dengler et al.* (2004) précisent que les accidents bathymétriques favorisent le développement des instabilités baroclines et barotropes qui sont responsables de la génération des tourbillons au sein de la NADW. D'autres études (*Tansley and Marshall*, 2000; *Sakamoto*, 2002; *Chérubin et al.*, 2000; *Bracco and Pedlosky*, 2003) révèlent le rôle amplificateur joué par les variations de la bathymétrie dans le cadre d'interactions entre deux courants s'écoulant en sens opposé.

Ainsi entre 13°S et 5°S, le contre-courant vers le sud semble responsable de la sortie des flotteurs les plus éloignés de la côte dans l'IWBC. Le plateau à 8.2°S formé par le relief à la base de la AAIW perturbe le DWBC qui se décolle du relief et forme des tourbillons anticycloniques qui se déplacent vers le sud sous l'IWBC. Ces tourbillons entraineraient les sorties des flotteurs dans l'IWBC vers le large à travers la structure fortement barocline de la colonne d'eau.

Nous montrons dans ce chapitre que c'est essentiellement la bathymétrie latérale au courant de bord qui contrôle celui-ci jusqu'à une distance voisine de 30 à 50km. Les trajectoires des flotteurs dans l'IWBC révèlent une tendance de l'écoulement moyen à se rapprocher du talus continental lorsque la pente de celui-ci augmente et à s'en éloigner lorsque la pente diminue. Le courant de bord se décolle au passage d'un cap si le rayon inertiel (u/f) est supérieur au rayon de courbure du cap.

Concernant les échanges entre le régime de bord ouest et le large, les fortes proportions de sorties des flotteurs depuis l'IWBC sont toutes associées à un cap et les variations du relief sous le courant ne semblent pas influencer celui-ci. De plus, l'entrée des flotteurs dans l'IWBC a lieu là où la pente du talus est régulière, suggérant que c'est une condition nécessaire au développement du courant de bord. L'existence de courants adjacents s'écoulant dans des directions opposées génère des gradients de vorticité potentielle qui peuvent être la source d'instabilité conduisant à un décollement du courant de bord et ces instabilité sont favorisées près des fortes variations de la bathymétrie.

Conclusions et perspectives

Le nombre important de flotteurs lagrangiens disponibles dans l'Atlantique Sud-Ouest aux profondeurs intermédiaires (*Ollitrault et al.*, 1995) fournit des mesures directes de vitesses océaniques permettant d'analyser les écoulements de grande et moyenne échelles. Ces éléments ont motivé notre travail de thèse dont le fil conducteur a été l'exploitation de ces données, combinées avec d'autres (hydrologie et dans une moindre mesure altimétrie) afin de décrire et comprendre la circulation au bord ouest. L'essentiel des travaux antérieurs dans cette région sont des études locales et les données lagrangiennes nous ont permis d'étudier la circulation en allant progressivement de la grande échelle vers la moyenne échelle.

• Le régime de bord ouest dans l'Atlantique Sud

Wienders et al. (2000) avaient utilisé la radiale d'hydrologie A17 de WOCE, et certaines contraintes de conservation (volume, traceurs) entre cette radiale et la côte pour produire un schéma d'ensemble de la circulation de bord ouest dans l'Atlantique Sud. Dans la première partie de ce travail de thèse nous avons repris cet objectif, en référant les vitesses géostrophiques issues de l'hydrologie aux vitesses fournies par les flotteurs lagrangiens. Ceci s'est avéré difficile dans la partie sud de la radiale, où l'utilisation de vitesses moyennes de flotteurs pour référencer les profils de vitesse instantanée est particulièrement peu adaptée à la forte turbulence de méso-échelle dans cette région. La solution mixte présentée (utilisation d'une référence isopycnale au sud de 36°S et de données flotteurs au nord) apparaît satisfaisante pour les couches hautes et intermédiaires. A ces niveaux, les transports de bord ouest fournis par la radiale A17 s'accordent bien avec ceux issus des nombreuses radiales transverses également exploitées (*fig. 2.5 et 2.11*). Dans ces couches, nous avons pu proposer un schéma d'évolutions méridiennes des transports du BC et du NBUC entre 35°S et 5°S, en bon accord avec les résultats d'études précédentes à certaines latitudes.

Nous avons détaillé entre 50°S et 5°S, en accord avec le schéma plus *local* de *Stommel* (1966), comment les courants de bord ouest issus de la circulation forcée par le vent et de la circulation thermohaline se combinent pour constituer une structure verticale fortement barocline dans cette région de l'océan, avec un écoulement de NADW vers le sud s'opposant à ceux de SACW, AAIW et AABW vers le nord. Une

plus grande incertitude est associée aux transports de NADW et AABW fournis par la radiale A17 mais les valeurs issues des radiales transverses référencées aux flotteurs sont conformes aux résultats d'études précédentes montrant une structure tourbillonnaire du DWBC à 8°S (*Dengler et al.*, 2004) et un DWBC intense et plus régulier à 18°S-19°S (*Weatherly et al.*, 2000). Cela suggère que ces tourbillons se désintègreraient entre ces deux latitudes.

• Le courant de bord ouest intermédiaire (IWBC)

Une approche statistique portant sur l'ensemble des flotteurs dérivant dans l'IWBC a permis de déterminer les variations méridienne et transverse de l'IWBC depuis sa naissance sur le plateau de Santos jusqu'à ~5°S. D'une manière générale, un bon accord est trouvé avec les résultats d'études locales (*Schott et al.*, 2005; *Müller et al.*, 1998; *Hogg et al.*, 1999; *Stramma et al.*, 1995) issus de mesures courantométriques et hydrologiques, la faible échelle transverse du courant (30km à 50km) et le transport en volume de l'IWBC.

Nous mettons en évidence une succession latitudinale de régimes d'écoulement réguliers et perturbés. Le courant stable entre 24°S et 20°S et entre 15°S et 5°S contraste avec les valeurs d'énergie cinétique turbulente élevées sur le plateau de Santos au sud de 24°S et entre 20°S et 15°S. Dans cette dernière région, la forte activité de méso-échelle indiquée par les flotteurs semble due à la présence de la chaîne de monts sous-marins Vitoria-Trindade s'étendant zonalement à 20.5°S et à l'irrégularité du talus continental entre cette chaîne et 15°S. Ce relief accidenté entraîne la formation de tourbillons majoritairement anticycloniques, dont la forme régulière s'oppose à celle plus difforme des cyclones. La bathymétrie a ainsi un effet important sur l'évolution de la structure du courant de bord sur l'ensemble du domaine latitudinal.

L'étude de la turbulence associée au régime tourbillonnaire vu par les flotteurs a permis de montrer (avec l'aide de mesures altimétriques) que des anneaux des Aiguilles provenant du bassin du Cap contribuent également à l'activité de méso-échelle au bord ouest qu'il mettent 2 à 3 ans à rejoindre.

Des contre-courants de l'IWBC sont observés entre 5°S et 14°S et entre 21°S et 26°S. Les données lagrangiennes ont permis de répondre à des questions concernant leur origine et devenir. Dans la région nord, nous avons montré que le contre-courant est pour moitié une recirculation de l'IWBC, l'autre moitié étant issue de l'intérieur océanique. Il alimente l'IWBC en aval dans 30% des cas et bifurque vers le large à 70%. Des interrogations subsistent sur l'explication de l'existence de ce contre-courant. Le contre-courant observé au sud, pour sa part semble associé en grande partie à la déviation du courant de retour du gyre subtropical parallèlement à l'IWBC à l'approche du bord ouest. La totalité de ce contre-courant alimente l'IWBC.

La présence de ces contre-courants et la turbulence près du bord ouest com-

plexifie les échanges de AAIW avec l'intérieur océanique. Les flotteurs lagrangiens ont néanmoins permis de localiser les lieux d'échanges privilégiés entre l'IWBC et le large. Les entrées dans l'IWBC sont liées à la circulation générale à l'échelle du bassin (positions des gyres forcés par le vent) et les lieux de sorties sont associés aux variations de la bathymétrie et à l'activité de méso-échelle.

- **Effets bathymétriques sur l'écoulement**

L'étude de la structure de l'IWBC a révélé un lien direct à grande échelle entre la régularité du talus continental et celle du courant de bord. Une pente du talus régulière semble être nécessaire au développement de ce courant. L'existence d'écoulements adjacents verticalement (BC et DWBC) et horizontalement (contre-courants) s'écoulant dans des directions opposées génère des gradients de vorticité potentielle qui peuvent être la source d'instabilités conduisant au décollement du courant de bord. Ces instabilités sont favorisées par les fortes variations de la bathymétrie. En effet, les trajectoires lagrangiennes indiquent que les principaux lieux d'échappée des flotteurs depuis l'IWBC sont tous associés à un cap.

- **Variabilité temporelle de l'écoulement au bord ouest**

Divers éléments suggèrent une variabilité temporelle de l'écoulement au bord ouest : sur le plateau de Santos, trois tourbillons suivis pendant 1 à 2 mois sont apparus entre les mois de mai et juillet, suggérant une variabilité saisonnière de l'activité tourbillonnaire à cet endroit où bifurque le courant de retour du gyre subtropical. *Rodrigues et al.* (2007) étudient la variabilité saisonnière de la bifurcation du SEC entre la surface et 1000m, donnant naissance au BC vers le sud et au NBUC/IWBC vers le nord. Ils montrent que la variation latitudinale de cette bifurcation au cours de l'année a principalement lieu dans les 200 premiers mètres (liée au forçage par le vent) et conduit à l'intensification de chacun de ces courants alternativement au cours de l'année. Les données dont nous disposons ne nous ont pas permis d'observer une telle intensification du courant de bord aux profondeurs intermédiaires. Pour préciser la variabilité temporelle de l'IWBC, nous avons tracé les vitesses des flotteurs sélectionnés dans le courant sur l'ensemble du domaine dans un diagramme en fonction de la latitude et du temps (mois de l'année). Mais à diverses latitudes, des données manquent à certains mois et les mesures ne sont pas assez nombreuses pour voir apparaître un signal significatif.

- **Temps de parcours d'une particule au bord ouest**

Les mesures lagrangiennes présentent l'intérêt d'échantillonner l'ensemble du courant de bord et fournissent un temps de parcours dans l'IWBC de ~ 1 an entre le nord du plateau de Santos (24°S) et 5°S . La vitesse moyenne dans l'IWBC varie en latitude mais les contre-courants observés n'étant (quasiment) pas des recirculations, des estimations eulériennes locales de la vitesse (extrapolées sur l'ensemble du domaine) fournissent des temps de parcours relativement proches de celui que nous déterminons. Cette estimation très courte du temps de transit comparée aux

échelles dans l'intérieur océanique, signifie qu'une anomalie au sein de la AAIW dans les subtropiques est susceptible de rejoindre le régime équatorial très rapidement par ce conduit privilégié qu'est le courant de bord ouest.

Ce dernier élément comme toutes les caractéristiques du régime de bord ouest que nous avons montrées dans cette thèse constituent autant d'informations contribuant à la compréhension de la circulation générale dans l'Atlantique Sud et pouvant aider à la validation des modèles de circulation.

Annexe A

Caractéristiques du régime tourbillonnaire

Nous présentons dans cette annexe une analyse statistique des différents paramètres associés aux tourbillons relevés par les flotteurs lagrangiens à 800dbar dans l'Atlantique Sud-Ouest (section 3.4.1, *fig. 3.18*).

Le *tableau A.1* présente les valeurs de différents paramètres caractérisant chaque tourbillon. La période de rotation est obtenue par le rapport du nombre de jours où le flotteur a été suivi dans le tourbillon et le nombre de boucles décrites, relevé manuellement. Le nombre de Rossby a été calculé en divisant la vorticité relative d'un tourbillon par la vorticité planétaire, $f = 2 \Omega \sin(\theta)$ (*Richardson, 2005; Shoosmith et al., 2005; Bower et al., 1997*). La vorticité relative a été estimée comme étant deux fois la vitesse angulaire, ω (calculée par la période de rotation $\omega = 2 \pi/T$), en considérant que le flotteur est en rotation solide. Si un flotteur était situé à l'extérieur de la région (approximative) de rotation solide, alors le nombre de Rossby calculé pourrait être une surestimation. Par la suite, seul le nombre de Rossby des tourbillons situés à une latitude moyenne supérieure à 5° est discuté car la valeur de f est trop faible près de l'équateur. La vitesse de rotation caractéristique (V_t) a été calculée par la racine carrée de la demie somme des variances des composantes u et v de la vitesse du flotteur (vers l'est et vers le nord) sur la portion de trajectoire décrivant le tourbillon (*Shoosmith et al., 2005; Richardson, 2005*). C'est également une valeur de la racine carrée de l'énergie cinétique du flotteur sur cette portion. Le diamètre moyen (D) a été estimé par la période de rotation moyenne (T) et la vitesse de rotation moyenne (V_t) avec la relation $D = V_t T/\pi$. Puisque la période et la vitesse de rotation varient avec le rayon, ces paramètres sont représentatifs du rayon échantillonné par les flotteurs. Cela doit être gardé à l'esprit lors de la comparaison des caractéristiques de différents tourbillons.

Bien que le nombre de tourbillons relevés soit relativement faible, des tendances apparaissent sur les valeurs de ces paramètres. Le *tableau A.1* indique que les an-

AC / CY	Date du			Nbre suivi	Prof. moy.	Temp. moy. (°C)	Nbre boucles	Période rotation (j)	Nbre Rossby (<i>Ro</i>)	Diam. moyen (km)	Vitesse de		Vitesse		Lati. moy. (°N)	Long. moy. (°E)
	Flotteur	Début	Fin								rotation moy.	u	v	(cm s ⁻¹)		
AC1	m102	950504	950627	54	920	4.38	9.3	5.8	-0.39	34.09	21.41	-6.11	-4.51	-26.13	-43.80	
AC2	m107	960419	960614	56	796	4.58	3.5	16.0	-0.20	80.31	18.30	-2.98	3.90	-18.33	-36.56	
AC3	m110	950702	950726	24	886	4.59	5.0	4.8	0.49	13.32	10.11	-2.00	2.45	-25.27	-43.68	
AC4	m118	940529	940828	91	807	4.49	8.0	11.4	-0.58	22.33	7.16	-0.82	1.64	-8.76	-31.18	
AC5	m208	951110	951128	18	786	4.56	2.0	9.0		7.94	3.22	-3.97	2.71	-3.31	-23.70	
AC6	m208	951213	960115	33	801	4.49	3.0	11.0		12.22	4.05	-0.13	0.76	-2.42	-25.04	
AC7	m208	960601	961111	163	812	4.55	26.5	6.2		6.51	3.86	-2.25	-0.61	-3.84	-28.21	
AC8	m208	961116	970107	52	822	4.59	10.5	5.0		4.84	3.56	0.90	-1.62	-4.48	-29.54	
AC9	m218	950208	950506	87	824	4.08	1.7	51.2	-0.08	90.04	6.42	-1.82	1.63	-14.20	-33.15	
AC10	m218	951114	960129	76	823	4.25	1.5	50.7	-0.09	82.21	5.92	-1.02	-0.17	-13.23	-31.59	
AC11	m221	950901	951112	72	799	4.09	8.5	8.5	-0.36	17.61	7.58	0.12	2.16	-19.21	-32.12	
AC12	m228	950922	951113	52	816	4.43	4.7	11.1	-0.27	63.88	21.05	1.91	1.07	-19.82	-36.55	
AC13	m311	000618	000708	20	824	4.67	3.3	6.1	-0.46	16.26	9.78	-3.36	-0.80	-20.96	-38.10	
AC14	m321	010430	010614	45	821	5.27	4.5	10.0	-0.24	55.33	20.17	-1.39	-0.32	-25.12	-43.33	
AC15	m322	010112	011122	314	823	6.15	11.0	28.6	-0.07	33.12	4.23	-3.19	1.93	-29.90	-24.16	
AC16	m328	991221	000603	165	817	4.89	2.7	61.1	-0.04	92.67	5.53	-5.61	2.56	-22.79	-28.31	
AC17	m345	980513	980524	11	789	4.53	1.7	6.5		8.03	4.53	-0.60	2.34	-1.46	-38.15	
AC18	m348	971224	980203	41	788	4.55	2.3	17.8		29.13	5.96	-3.16	0.75	-3.36	-36.19	
AC19	m349	980411	980616	66	808	5.11	2.0	33.0		162.58	17.96	-1.68	4.24	1.56	-44.63	
AC20	m321	011115	011224	39	823	4.75	3.3	11.8	-0.28	55.64	17.16	8.69	-3.52	-17.46	-37.47	
	Moyenne :			74	819	4.65	5.8	18.3	-0.27	44.4	9.90	-1.42	0.83			
	Ecart-type :			70	32	0.46	5.8	17.3	0.18	40.9	6.66	3.11	2.26			
C1	m102	970821	971114	85	823	3.00	4.5	18.9	0.08	96.20	18.57	2.02	-1.13	-41.21	-50.65	
C2	m114	941121	941226	35	810	3.92	1.7	20.6	0.16	17.24	3.05	-0.71	-0.59	-17.66	-29.06	
C3	m219	951208	960117	40	834	3.82	2.0	20.0	0.28	28.90	5.27	-0.46	-0.45	-10.13	-34.88	
C4	m227	970325	970420	26	810	4.58	2.0	13.0	0.15	50.94	14.29	-0.52	1.41	-31.57	-49.10	
C5	m311	010120	010427	97	834	4.16	2.0	48.5	0.06	83.44	6.27	0.12	1.76	-20.23	-34.22	
C6	m328	010211	010306	23	818	3.7	3.0	7.7	0.64	17.62	8.38	-5.78	-3.34	-11.68	-35.97	
C7	m221	960907	961118	72	829	3.98	4.5	16.0	0.19	48.09	10.96	4.17	1.77	-19.57	-34.19	
	Moyenne :			54	822	3.88	2.8	20.7	0.22	48.92	9.54	-0.17	-0.08			
	Ecart-type :			30	10	0.48	1.2	13.1	0.20	31.13	5.45	3.05	1.88			

TAB. A.1: Valeurs des paramètres des anticyclones et cyclones relevés dans l'Atlantique Sud-Ouest par les trajectoires des flotteurs (*fig. 3.18*).

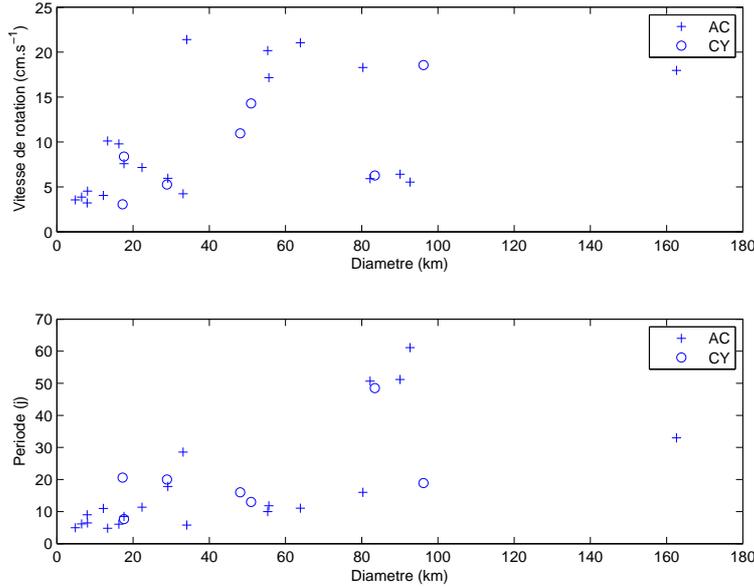


FIG. A.1: Vitesses de rotation moyennes (en haut) et périodes (en bas) des flotteurs dans les anticyclones (+) et les cyclones (o) en fonction du diamètre échantillonné.

tyclones ont été suivis en moyenne pendant 74.0 ± 70.1 jours en décrivant 5.8 ± 5.8 boucles avec une période moyenne de 18.3 ± 17.3 jours, et les cyclones pendant 54.0 ± 30.1 jours en décrivant 2.8 ± 1.2 boucles avec une période moyenne de 20.7 ± 13.1 jours. Les anticyclones sont des bulles d'eau chaude relativement à la masse d'eau dans laquelle ils se trouvent et la température moyenne de ces tourbillons est ici de $4.65 \pm 0.46^\circ\text{C}$ alors qu'elle n'est que de $3.88 \pm 0.48^\circ\text{C}$ pour les cyclones qui sont des bulles d'eau froide.

La *figure A.1* montre les variations des vitesses de rotation moyennes des flotteurs et leur période de rotation en fonction du diamètre moyen échantillonné ($D = V_t T / \pi$). Ces deux paramètres présentent une variation croissante en fonction du diamètre mais les répartitions des nuages de points révèlent que ces variations ne sont pas linéaires.

La *figure A.2a* montre la relation entre la température moyenne des tourbillons en fonction de leur latitude moyenne. Les cyclones (o) sont plus froids que les anticyclones (+) et l'allure de la courbe passant par le nuage de points rappelle la variation de température observée à la profondeur de la thermocline sur une coupe méridienne de l'Atlantique Sud : outcropping des isothermes aux hautes latitudes, approfondissement maximal de la thermocline vers 30°S puis remontée des isothermes maximale vers 12°S au centre du gyre cyclonique tropical.

Dans l'Atlantique Nord, *Shoosmith et al.* (2005) observent 96 tourbillons et décrivent une baisse de la période de rotation et une augmentation de la vitesse de rotation avec la latitude. Les données disponibles ici sont moins nombreuses et la *figure A.2b* montre que la période des tourbillons sélectionnés varie peu en fonction de la latitude. En revanche, les vitesses de rotation moyennes décroissent en se rappro-

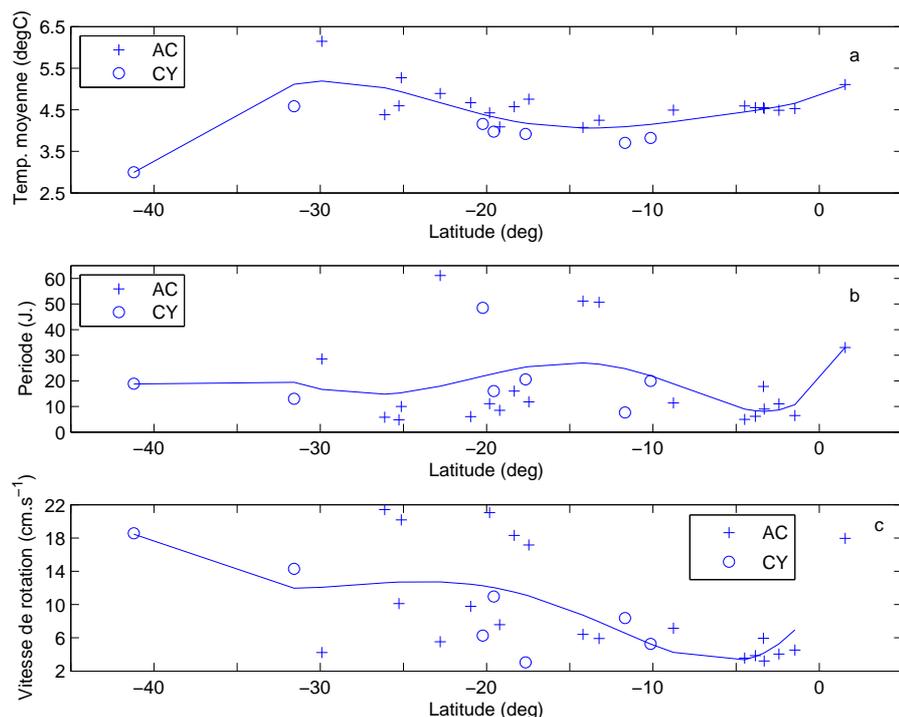


FIG. A.2: Température moyenne (a), période (b) et vitesse de rotation moyenne (c) des tourbillons en fonction de leur latitude moyenne. Des polynômes sont adaptés aux nuages de points au sens des moindres carrés.

chant de l'équateur (*fig. A.2c*). Ces variations sont en accord avec la forte variabilité du diamètre moyen des tourbillons ($D = V_t T/\pi$) en fonction de la latitude.

La *figure A.3* montre la répartition des valeurs de Ro et la valeur moyenne de ce paramètre est de -0.27 ± 0.18 pour les anticyclones (vorticité relative > 0 mais $f < 0$) et de 0.22 ± 0.20 pour les cyclones. La distribution de Ro pour les cyclones présente une coupure à l'amplitude 0.3 alors qu'elle est plus uniforme entre 0 et 0.6 pour les anticyclones. Les valeurs relativement faibles de Ro sont dues à l'échantillonnage quotidien du positionnement des flotteurs qui ne permet pas de détecter des tourbillons avec des périodes de rotation inférieures à 2 jours. Dans la pratique,

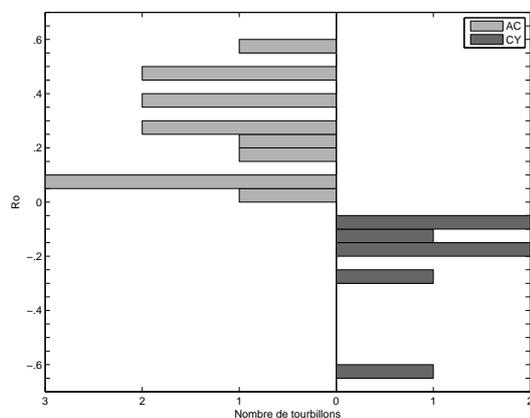


FIG. A.3: Histogramme des valeurs du nombre de Rossby des tourbillons.

l'amplitude maximale de $|Ro|$ est aux alentours de 0.65 car seuls les flotteurs décrivant clairement des boucles ont été sélectionnés et ces séries consistent au moins en 3-4 positions (jours) par boucle.

Dans l'Atlantique Sud tropical, *Boebel et al.* (1999b) décrivent des tourbillons dont le nombre de Rossby varie entre 0.06 et 0.27, ce qui est là aussi lié aux limitations temporelles de l'échantillonnage des instruments. Dans l'Atlantique Sud-Est, *Richardson* (2007) observe des tourbillons se déplaçant dans le bassin du Cap avec des valeurs de Ro majoritairement entre -0.07 et -0.16 pour les anticyclones et entre 0.1 et 0.5 pour les cyclones, avec des valeurs atteignant 0.9. Dans la baie de Vitoria à 20°S le long du bord ouest, *Schmid et al.* (1995) décrivent un tourbillon cyclonique dont le nombre de Rossby varie de 0.25 à 0.15 entre 25km et 60km du centre. Dans l'Atlantique Nord, les valeurs de Ro des tourbillons repérés par *Shoosmith et al.* (2005) sont inférieures à 0.30. Les valeurs trouvées dans la présente étude recourent ces autres valeurs.

Les plus faibles valeurs de $|Ro|$ (<0.35) correspondent à des grandes périodes (19-61j.), des vitesses de rotation plutôt faibles (4 à 19cm s⁻¹), des grands diamètres et sont localisées à des latitudes variables (40-12°S). Les valeurs plus fortes (0.35-0.65) correspondent à des petites périodes (5-11j.), des vitesses de rotation moyennes (7-21cm s⁻¹), des diamètres faibles (13-34km) et sont également trouvées à des latitudes variables (26-8°S).

La *figure A.4* présente la variation de $|Ro|$ en fonction de divers paramètres du

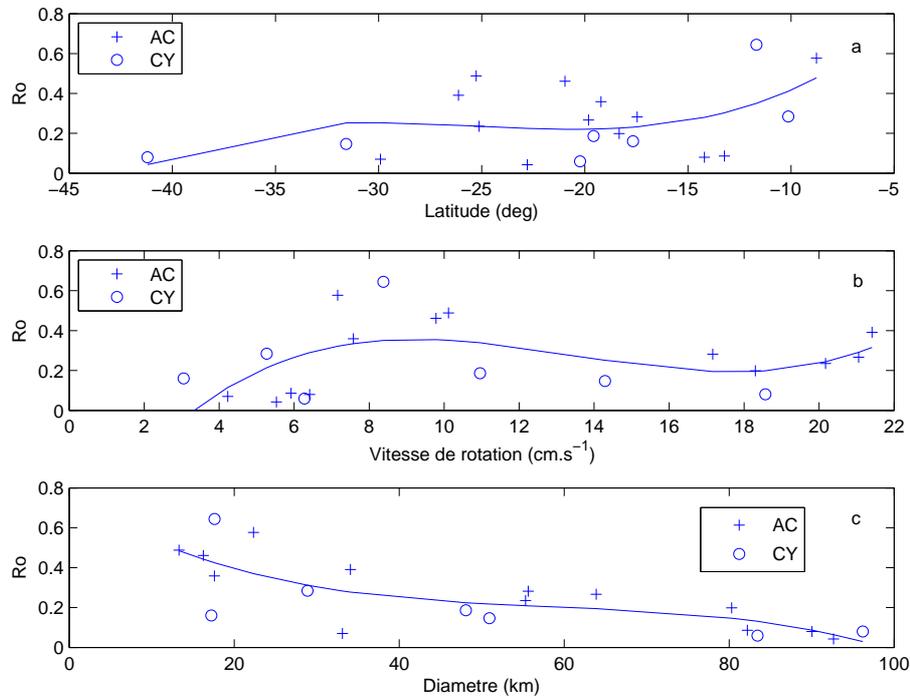


FIG. A.4: Valeur absolue des nombres de Rossby des tourbillons en fonction de la latitude (a), de leur vitesse de rotation moyenne (b) et de leur diamètre moyen (c). Des polynômes sont adaptés aux nuages de points au sens des moindres carrés.

tableau A.1. Ro augmente avec la latitude de ~ 0.05 au sud de la zone jusque 0.65 au nord (*fig. A.4a*). Bien que la *figure A.2b* n'ait pas montré de variation nette de la période en fonction de la latitude, cette augmentation se traduit pas le fait que le paramètre de Coriolis (f) diminue vers l'équateur plus rapidement que la période n'augmente.

Malgré la décroissance de V_t (*fig. A.2c*) et la croissance de Ro (*fig. A.4a*) en fonction de la latitude, la *figure A.4b* ne révèle pas de tendance marquée concernant la variation de Ro en fonction de V_t . Cela peut être dû aux dynamiques différentes qui interviennent dans les régions échantillonnées très diverses.

La *figure A.4c* montre que Ro diminue en fonction du diamètre des tourbillons. C'est une conséquence de la nette augmentation de la période de rotation avec le diamètre (*fig. A.1*). Cela indique que les flotteurs tournant avec les plus grands diamètres tournent plus lentement que ceux décrivant des petits diamètres, ces derniers pouvant être des observations de tourbillons plus petits ou des parties centrales de tourbillons plus grands.

Annexe B

Sigles utilisés

AABW	Antarctic Bottom Water	NICC	North Intermediate Counter Current
AAIW	Antarctic Intermediate Water	RAFOS	Acronyme inverse de SOFAR
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler	SACW	South Atlantic Central Water
ALACE	Autonomous LAGRANGIAN Circulation Explorer	SAMBA	SubAntarctic Motion in the BrAZIL Basin
BC	Brazil Current	SEC	South Equatorial Current
DWBC	Deep Western Boundary Current	SECC	South Equatorial Counter Current
EIC	Equatorial Intermediate Current	cSEC	central branch of the South Equatorial Current
FC	Falkland Current	sSEC	southern branch of the South Equatorial Current
IWBC	Intermediate Western Boundary Current	SEIC	South Equatorial Intermediate Current
LADCP	Lowered Acoustic Doppler Current Profiler	SEUC	South Equatorial Under Current
LCPW	Lower Circumpolar Water	SICC	South Intermediate Counter Current
LNADW	Lower North Atlantic Deep Water	SOFAR	SOund Fixing and Ranging
MNADW	Middle North Atlantic Deep Water	UCPW	Upper Circumpolar Water
NADW	North Atlantic Deep Water	UNADW	Upper North Atlantic Deep Water
NBC	North Brazil Current	VTR	Vitoria Trindade Ridge
NBUC	North Brazil Under Current	WOCE	World Ocean Circulation Experiment
NEIC	North Equatorial Intermediate Current	WSDW	Weddell Sea Deep Water

Bibliographie

- Arhan, M., K. J. Heywood, and B. A. King (1999), The deep waters from the Southern Ocean at the entry to the Argentine Basin, *Deep Sea Res. II*, 46, 475–499.
- Arhan, M., N. Wienders, and H. Mercier (2000), Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic : 2-Vertical structure of western boundary currents, unpublished manuscript.
- Boebel, O., C. Schmid, and W. Zenk (1997), Flow and recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise, *J. Geophys. Res.*, 102(C9), 20 967–20 986.
- Boebel, O., R. Davis, M. Ollitrault, R. Peterson, P. Richardson, C. Schmid, and W. Zenk (1999a), The intermediate depth circulation of the western South Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3 329–3 332.
- Boebel, O., C. Schmid, and W. Zenk (1999b), Kinematics elements of Antarctic Intermediate Water in the western South Atlantic, *Deep Sea Res. II*, 46, 355–392.
- Boebel, O., J. Lutjeharms, C. Schmid, W. Zenk, T. Rossby, and C. Barron (2003), The Cape Cauldron : a regime of turbulent inter-ocean exchange, *Deep Sea Res. II*, 50, 57–86.
- Bormans, M., and C. Garrett (1989), A simple criterion for gyre formation by the surface outflow from a strait, with application to the Alboran Sea, *J. Geophys. Res.*, 94, 12 637–12 644.
- Bourlès, B., C. Andrié, Y. Gouriou, G. Eldin, Y. duPenhoat, S. Freudenthal, B. Dewitte, F. Gallois, R. Chuchla, F. Baurand, A. Aman, and G. Kouadio (2003), The deep currents in the Eastern Equatorial Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 30(5), 8002, doi :10.1029/2002GL015095).
- Bower, A. S. (1989), Potential vorticity balances and horizontal divergence along particle trajectories in Gulf Stream meanders east of Cape Hatteras, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1 669–1 681.
- Bower, A. S., and T. H. Rossby (1989), Evidence of cross-frontal exchange processes in the Gulf Stream based on isopycnal RAFOS float data, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1 177–1 190.
- Bower, A. S., L. Armi, and I. Ambar (1997), Lagrangian observations of Meddy Formation during a Mediterranean Undercurrent Seeding Experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, 27(12), 2 545–2 575.
- Bracco, A., and J. Pedlosky (2003), Vortex Generation by Topography in Locally Unstable Baroclinic Flows, *J. Phys. Oceanogr.*, 33(1), 207–219.
- Buscaglia, J. (1971), On the circulation of Intermediate Water in the southwestern Atlantic, *J. Mar. Res.*, 29(3), 245–255.
- Campos, E. D. J., J. E. Gonçalves, and Y. Ikeda (1995), Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight : summer of 1991, *J. Geophys. Res.*, 99, 18 537–18 550.
- Carnevale, G. F., S. G. L. Smith, F. Crisciani, R. Purini, and R. Serravall (1999), Bifurcation of a Coastal Current at an Escarpment, *J. Phys. Oceanogr.*, 29(5), 969–985.

- Chérubin, L., X. Carton, J. Paillet, Y. Morel, and A. Serpette (2000), Instability of the Mediterranean Water undercurrents southwest of Portugal : effects of baroclinicity and of topography, *Ocean. Acta*, *23*(5), 551–573.
- CITHER-2 (1995), *Recueil de données, campagne CITHER-2, R/V Maurice Ewing (4 janvier-21 Mars 1994)*, vol. 2 : CTD-O2, Rapport interne LPO 95-04 ; 520pp.
- CITHER-2 (1996), *Recueil de données, campagne CITHER-2, R/V Maurice Ewing (4 janvier-21 Mars 1994)*, vol. 1 : Mesure « en route », paramètres météorologiques, bathymétrie et courantométrie Doppler, Rapport interne LPO 96-01 ; 180pp.
- Da Silveira, I. C. A., L. B. D. Miranda, and W. S. Brown (1994), On the origins of the North Brazil Current, *J. Geophys. Res.*, *99*(C11), 22 501–22 212.
- Da Silveira, I. C. A., L. Calado, B. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, and A. d. S. Mascarenhas (2004), On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22°-23°S, *Geophys. Res. Lett.*, *31*.
- Da Silveira, I. C. A., J. A. M. Lima, A. C. K. Schmidt, W. Ceccopieri, A. Sartori, C. P. F. Franscisco, and R. F. C. Fontes (2008), Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability ?, *Dyn. Atmos. Oceans.*, *45*(3-4), 187–207.
- D’Asaro, E. A. (1988), Generation of Submesoscale Vortices : A New Mechanism, *J. Geophys. Res.*, *93*(C6), 6 685–6 693.
- Davis, R. E. (1991), Observing the general circulation with floats, *Deep Sea Res.*, *38*, suppl. 1, S531–S571.
- Davis, R. E., and W. Zenk (2001), *Ocean Circulation and Climate*, chap. New ways of observing the ocean, Subsurface Lagrangian Observations during the 1990s, pp. 123–139, Academic Press.
- Davis, R. E., P. D. Killworth, and J. R. Blundell (1996), Comparaison of Autonomous Lagrangian Explorer and fine resolution Antarctic model results in the South Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *101*(C1), 885–884.
- De Madron, X. D., and G. Weatherly (1994), Circulation, transport and bottom boundary layers in the Brazil Basin, *J. Mar. Res.*, *52*, 583–638.
- Dengler, M., F. A. Schott, C. Eden, P. Brandt, J. Fischer, and R. J. Zantopp (2004), Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8°S, *Nature*, *432*(23/30), 1 018–1 020.
- Döös, K. (1995), Interocean exchange of water masses, *J. Geophys. Res.*, *100*, 13 499–13 514.
- Eden, C. (2007), Eddy length scales in the North Atlantic ocean, *J. Geophys. Res.*, *112*(C6).
- England, M. H., and V. Garçon (1993), South Atlantic Ocean ventilation : a numerical model study with geochemical tracers, *Ann.-Geophys.*, *11*, suppl. II(C163).
- Evans, D. L., and S. R. Signorini (1985), Vertical structure of the Brazil current, *Nature*, *315*, 48–50.
- Firing, E., S. Wijffels, and P. Hacker (1998), Equatorial subthermocline currents across the Pacific, *J. Geophys. Res.*, *103*(C10), 21 413–21 423.
- Fratantoni, D. M., and D. A. Glickson (2002), North Brazil Current ring generation and evolution observed with SeaWiFS, *J. Phys. Oceanogr.*, *32*(3), 1 058–1 074.
- Fu, L.-L. (1981), The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse methods, *J. Phys. Oceanogr.*, *11*(9), 1 171–1 193.

- Garzoli, S., and A. Gordon (1996), Origins and variability of the Benguela Current, *J. Geophys. Res.*, *101*(C1), 897–906.
- Gordon, A., and C. Greengrove (1986), Geostrophic calculations of the Brazil-Falklands confluence, *Deep Sea Res. I*, *33*, 573–585.
- Haidvogel, D. B., A. Beckmann, and K. S. Hedström (1991), Dynamical simulations of filament formation and evolution in the coastal transition zone, *J. Geophys. Res.*, *96*(C8), 15 017–15 040.
- Hamilton, P. (2007), Eddy statistics from lagrangian drifters and hydrography for the northern Gulf of Mexico slope, *J. Geophys. Res.*, *112*(C9).
- Herbaut, C., L. Mortier, and M. Crépon (1996), A sensitivity study of the general circulation of the Western Mediterranean Sea. Part I : The response to density forcing through the straits, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*(1), 65–84.
- Hogg, N., and A. M. Thurnherr (2005), A zonal pathway for NADW in the South Atlantic, *J. of Oceanogr.*, *61*, 493–507.
- Hogg, N., G. Siedler, and W. Zenk (1999), Circulation and variability at the southern boundary of the Brazil Basin, *J. Phys. Oceanogr.*, *29*(2), 145–157.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson (1991), On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. R. Met. Soc.*, *111*, 946–977.
- Hughes, R. L. (1989), The hydraulics of local separation in a coastal current with application to the Kuroshio meanders, *J. Phys. Oceanogr.*, *19*(12), 1 809–1 820.
- Jiang, L., and R. W. Garwood (1998), Effects of topographic steering and ambient stratification on overflows on continental slopes : A model study, *J. Geophys. Res.*, *103*(C3), 5 459–5 476.
- Klinger, B. (1992), Eddy generation at a convex corner by a coastal current in a rotating system, Ph.D. thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- Klinger, B. (1993), Gyre formation at a corner by rotating barotropic coastal flows along a slope, *Dyn. Atmos. Oceans*, *19*, 27–64.
- Klinger, B. (1994), Baroclinic eddy generation at a sharp corner in a rotating system, *J. Geophys. Res.*, *99*, 12 515–12 531.
- Lankhorst, M., D. Fratantoni, M. Ollitrault, P. Richardson, U. Send, and W. Zenk (2008), The mid-depth circulation of the northwestern tropical Atlantic observed by floats, *Deep Sea Res. I*, submitted.
- Leaman, K. D., and P. S. Vertes (1996), Topographic influences on recirculation in the Deep Western Boundary Current : Results from RAFOS float rejectories between the Blake-Bahama Outer ridge and the San Salvador gate, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*(6), 941–961.
- Marchesiello, P. (1995), Simulation de la circulation océanique dans l’Atlantique Sud avec un modèle numérique à coordonnées sigma, Ph.D. thesis, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Miranda, L. B., and B. M. CastroFilho (1981), Geostrophic flow conditions of the Brazil current at 19°S, *Ciencia interamericana*, *22*, 44–48.
- Molinari, R. L. (1982), Observations of eastward currents in the tropical south Atlantic Ocean : 1978-1980, *J. Geophys. Res.*, *87*(C12), 9 707–9 714.
- Munday, D. R., and D. P. Marshall (2005), On the separation of a Barotropic Western Boundary Current from a Cape, *J. Phys. Oceanogr.*, *35*(10), 1 726–1 743.

- Mémery, L., M. Arhan, X. A. Alvarez-Salgado, M.-J. Messias, H. Mercier, C. G. Castro, and A. F. Rios (2000), The water masses along the western boundary of the South and Equatorial Atlantic, *Prog. Ocean.*, *47*, 69–98.
- Müller, T. J., Y. Ikeda, N. Zangenberg, and L. V. Nonato (1998), Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S, *J. Geophys. Res.*, *103*(C3), 5 429–5 437.
- Nof, D., and D. B. Olson (1983), On the flow through broad gaps with application to the Windward Passage, *J. Phys. Oceanogr.*, *13*(10), 1940–1956.
- Ollitrault, M. (1999), MARVOR floats reveal intermediate circulation in the western equatorial and tropical south Atlantic (30S to 5N), *International WOCE Newsletter*, *34*, 7–10.
- Ollitrault, M., Y. Auffret, N. Cortes, C. Hemon, P. Jegou, S. L. Reste, G. Loaec, and J. Rannou (1995), *The SAMBA experiment*, vol. 1, SAMBA1 Lagrangian and CTD data, Repères Océan 12, 488 pp., Ifremer, Brest - France.
- Ollitrault, M., M. Lankhorst, D. Fratantoni, P. Richardson, and W. Zenk (2006), Zonal Intermediate Currents in the Equatorial Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, 1–4.
- Ou, H. W., and W. P. M. DeRuijter (1986), Separation of an inertial boundary current from a curved coastline, *J. Phys. Oceanogr.*, *16*(2), 280–289.
- Park, J. J., K. Kim, B. A. King, and S. C. Riser (2005), An advanced method to estimate deep currents from profiling floats, *J. Atmos. Ocean. Techn.*, *22*, 1 294–1 304.
- Perret, G. (2005), Etude de l'asymétrie cyclone-anticyclone dans les sillages de grande échelle, Ph.D. thesis, LMD, ENS, Université Paris VI.
- Perret, G., A. Steigner, and M. Farge (2006), Cyclone anticyclone asymmetry of large scale wakes in laboratory, *Phys. of Fluid.*, *18*(3).
- Peterson, R. G. (1992), The boundary current in the western Argentine Basin, *Deep Sea Res.*, *39*, 623–644.
- Peterson, R. G., and L. Stramma (1991), Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Prog. Ocean.*, *26*, 1–73.
- Pichevin, T., and D. Nof (1996), The eddy cannon, *Deep Sea Res. I*, *43*(9), 1 475–1 507.
- Pond, S., and G. L. Pickard (1983), *Introductory Dynamical Oceanography*, 2nd edition, Pergamon Press.
- Provost, C., S. Gana, V. Garçon, K. Maamaatuaiahutapu, and M. England (1995), Hydrographic conditions in the Brazil-Malvinas Confluence during austral summer 1990, *J. Geophys. Res.*, *100*(C6), 10 655–10 678.
- Reid, J. (1989), On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean : Flow patterns, tracers, and transports, *Prog. Ocean.*, *23*, 149–244.
- Reid, J. (1994), On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean : Flow patterns, tracers, and transports, *Prog. Ocean.*, *33*, 1–92.
- Reid, J., W. N. Jr., and W. Patzert (1977), On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *7*(1), 62–91.
- Richardson, P. L. (2005), Caribbean current and eddies as observed by surface drifters, *Deep Sea Res. II*, *52*, 429–463.
- Richardson, P. L. (2007), Agulhas leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters, *Deep Sea Res. I*, *54*, 1 361–1 389.

- Richardson, P. L., and D. M. Fratantoni (1999), Float trajectories in the deep western boundary current and deep equatorial jets of the tropical Atlantic, *Deep Sea Res. II*, 46, 305–333.
- Richardson, P. L., and S. L. Garzoli (2003), Characteristics of intermediate water flow in the Benguela current as measured with RAFOS floats, *Deep Sea Res. II*, 50, 87–118.
- Rodrigues, R. R., L. M. Rothstein, and M. Wimbush (2007), Seasonal variability of the south equatorial current bifurcation in the Atlantic Ocean : a numerical study, *J. Phys. Oceanogr.*, 37(1), 16–30.
- Roed, L. P. (1980), Curvature effects on hydraulically driven inertial boundary currents, *J. Fl. Mech.*, 96, 395–412.
- Rossby, T., D. Dorson, and J. Fontaine (1986), The RAFOS System, *J. Atmos. Ocean. Techn.*, 3, 672–679.
- Sakamoto, T. (2002), Western Boundary Current separation caused by a deep countercurrent, *Geophys. Astrophys. Fluid. Dyn.*, 96(3), 179–189.
- Saunders, P. M., and B. A. King (1995), Bottom currents derived from a shipborne ADCP on WOCE cruise A11 in the South Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 329–347.
- Schmid, C., H. Schäfer, G. Podesta, and W. Zenk (1995), The Vitoria Eddy and its relation to the Brazil Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 25(11), 2532–2546.
- Schmid, C., G. Siedler, and W. Zenk (2000), Dynamics of Intermediate water circulation in the Subtropical South Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, 30(12), 3191–3211.
- Schott, F., and H. Stommel (1978), Beta-spirals and absolute velocities in different oceans, *Deep Sea Res.*, 25, 961–1010.
- Schott, F. A., L. Stramma, and J. Fischer (1995), The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, spring 1994, *J. Geophys. Res.*, 100(C12), 24745–24760.
- Schott, F. A., J. Fischer, and L. Stramma (1998), Transports and Pathways of the Upper-Layer Circulation in the Western Tropical Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, 28(10), 1904–1928.
- Schott, F. A., P. Brandt, M. Hamann, J. Fischer, and L. Stramma (2002), On the boundary flow off Brazil at 5–10S and its connection to the interior tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 29(17), 21.1–21.4.
- Schott, F. A., M. Dengler, P. Brandt, K. Affler, J. Fischer, B. Bourlès, Y. Gouriou, R. Molinari, and M. Rhein (2003), The zonal currents and transports at 35°W in the tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 30(7), 1349, doi :10.1029/2002GL016849.
- Schott, F. A., M. Dengler, R. Zantopp, L. Stramma, J. Fischer, and P. Brandt (2005), The Shallow and Deep Western Boundary Circulation of the South Atlantic at 5°–11°S, *J. Phys. Oceanogr.*, 35(11), 2031–2053.
- Shoosmith, D. R., P. L. Richardson, A. S. Bower, and H. T. Rossby (2005), Discrete eddies in the northern North Atlantic as observed by looping RAFOS floats, *Deep Sea Res. II*, 52, 627–650.
- Sievers, H. A., and W. D. Nowlin (1984), The stratification and water masses at Drake passage, *J. Geophys. Res.*, 89(C6), 10489–10514.
- Signorini, S. R. (1978), On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of Sao Tomé and Guanabara Bay, *Deep Sea Res.*, 25, 481–490.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell (1997), Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science*, 277(5334), 1956–1962.

- Speer, K., J. Holfort, T. Reynaud, and G. Siedler (1996), *Wefer, G., Berger W.H., Siedler G. Webb D.J. (Eds), The South Atlantic : Present and Past Circulation*, chap. South Atlantic heat transport, pp. 105–120, Springer, Berlin.
- Speer, K. G., and W. Zenk (1993), The flow of Antarctic Bottom Water into the Brazil basin, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*(12), 2 667–2 682.
- Spitz, Y. H., and D. Nof (1991), Separation of boundary currents due to bottom topography, *Deep Sea Res.*, *38*(1), 1–20.
- Stern, M. E., and J. A. Whitehead (1990), Separation of a boundary jet in a rotating fluid, *J. Fl. Mech.*, *217*, 41–69.
- Stern, M. E., J. A. Whitehead, and B.-L. Hua (1982), The intrusion of a density current along the coast of a rotating fluid, *J. Fl. Mech.*, *123*, 237–265.
- Stommel, H. (1948), The westward intensification of wind-driven ocean currents, *Eos Trans. Amer. Geophys. Union*, *29*(2), 202–206.
- Stommel, H. (1957), A survey of ocean current theory, *Deep Sea Res.*, *4*, 149–184.
- Stommel, H. (1966), *The Gulf Stream, a physical and dynamical description*, 248 pp., University of California Press, 2nd edition.
- Stommel, H., and A. B. Arons (1960), On the abyssal circulation of the world ocean, II, An idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins, *Deep Sea Res.*, *6*, 217–237.
- Stramma, L. (1989), The Brazil current transport south of 23°S, *Deep Sea Res.*, *36*, 639–646.
- Stramma, L., and M. England (1999), On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *104*(C9), 20 863–20 883.
- Stramma, L., and F. Schott (1996), *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*, chap. Western equatorial circulation and interhemispheric exchange, W. Krauss, Gebrüder Borntraeger.
- Stramma, L., and F. Schott (1999), The mean flow field of the tropical Atlantic ocean, *Deep Sea Res. II*, *46*(1-2), 279–303.
- Stramma, L., Y. Ikeda, and R. G. Peterson (1990), Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S, *Deep Sea Res.*, *37*(12), 1 875–1 886.
- Stramma, L., J. Fischer, and J. Reppin (1995), The North Brazil Undercurrent, *Deep Sea Res.*, *42*(5), 773–795.
- Suga, T., and L. Talley (1995), Antarctic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical South Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *100*(C7), 13 441–13 453.
- Taft, B. (1963), Distribution of salinity and dissolved oxygen on surfaces of uniform potential specific volume in the South Atlantic, South Pacific, and Indian Oceans, *J. Mar. Res.*, *21*(2), 129–146.
- Talley, L. (1996), *Wefer, G., Berger W.H., Siedler G. Webb D.J. (Eds), The South Atlantic : Present and Past Circulation*, chap. Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic, pp. 219–238, Springer, Berlin.
- Tansley, C. E., and D. P. Marshall (2000), On the influence of bottom topography and the Deep Western Boundary Current on the Gulf Stream separation, *J. Mar. Res.*, *58*, 297–325.

- Tarbell, S., R. Meyer, N. Hogg, and W. Zenk (1994), A moored array along the southern boundary of the Brazil Basin for the Deep Basin Experiment - Report on a joint experiment 1991-1992, *Tech. Rep. WHOI-94-07; Kiel 243*, Woods Hole Oceanogr. Inst. and Berichte aus dem Institut f Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität.
- Vivier, F., and C. Provost (1999), Direct velocity measurements in the Malvinas Current, *J. Geophys. Res.*, *104*(C9), 21 083–21 103.
- VonSchuckmann (2006), Intraseasonal variability in the southwestern and central tropical Atlantic Ocean, Ph.D. thesis, IFM-GEOMAR and der Universität Kiel.
- Warner, M., and R. Weiss (1992), Chlorofluoromethanes in the South Atlantic Antarctic Intermediate Water, *Deep Sea Res.*, *39*, 2 053–2 075.
- Warren, B. A. (1969), Divergence of isobaths as a cause of current branching, *Deep Sea Res.*, *16* (Suppl.), 339–355.
- Weatherly, G. L., Y. Y. Kim, and E. A. Kontar (2000), Eulerian measurements of the North Atlantic Deep Water Deep Western Boundary Current at 18°S, *J. Phys. Oceanogr.*, *30*(5), 971–986.
- Whitehead, J. A., and A. R. Miller (1979), Laboratory simulation of the gyre in the Alboran Sea, *J. Geophys. Res.*, *84*, 3 733–3 742.
- Wienders, N., M. Arhan, and H. Mercier (2000), Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic : Exchanges with the ocean interior, *J. Mar. Res.*, *58*, 1 007–1 039.
- Williamson, C. H. K. (1996), Vortex dynamics in the cylinder wake, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, *28*, 477–539.
- Wilson, W. D., W. E. Johns, and S. L. Garzoli (2002), Velocity structure of North Brazil Current rings, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(8), 1–3.
- Wüst, G. (1935), *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff METEOR 1925-27*, chap. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans, pp. 1–288, Walter de Gruyter und Co., Berlin.
- Zangenberg, N., and G. Siedler (1998), Path of the North Atlantic Deep water in the Brazil Basin, *J. Geophys. Res.*, *103*(C3), 5 419–5 428.
- Zemba, J. (1991), The structure and transport of the Brazil Current between 27°S and 36°S, Ph.D. thesis, Mass. Inst. of Technol. / Woods Hole Oceanogr. Inst., Cambridge.

Titre :

**Circulation de bord ouest de
l'Atlantique Sud : analyse d'observations
lagrangiennes et hydrologiques**

Auteur :

Jean-François LEGEAIS

Title :

**Western boundary circulation of
the South Atlantic based on lagrangian
and hydrological observations**

Author :

Jean-François LEGEAIS

RESUME

Au cours du programme "World Ocean Circulation Experiment" (WOCE) des années 1990, 100 flotteurs acoustiques MARVOR ont produit environ 300 ans de trajectoires au sein de l'eau Antarctique Intermédiaire (AAIW) à 800dbar dans l'Atlantique Sud-Ouest et plusieurs radiales hydrologiques ont été réalisées, s'ajoutant à la quinzaine déjà existante. L'utilisation des données flotteurs pour référencer les vitesses géostrophiques permet d'extrapoler l'écoulement sur la verticale et apporte une description globale de la circulation dans la région du bord ouest. Les radiales perpendiculaires et parallèles au talus continental fournissent des transports des masses d'eau avec une bonne résolution transversale et longitudinale. Le courant de bord ouest intermédiaire (IWBC), particulièrement bien échantillonné par les flotteurs à 800dbar est analysé depuis la bifurcation du courant de retour du gyre subtropical sud Atlantique à 28°S jusqu'à 2°S. Les structures méridionale et transversale de l'IWBC sont décrites ainsi que l'activité de méso échelle associée au régime de bord ouest. Deux régions sont distinguées (28°S-21°S et 15°S-5°S) où le courant peu perturbé à 800m longe un talus continental relativement régulier sur une largeur de 50km. On trouve entre ces deux régions un relief agité et de fortes valeurs d'énergie cinétique turbulente. Des contre-courants vers le sud sont détectés et les mesures lagrangiennes permettent de déterminer leurs origine et devenir. La forte densité de flotteurs permet l'analyse de phénomènes locaux en relation avec la bathymétrie tels que les effets de caps et les entrées et sorties des flotteurs du courant de bord.

MOTS-CLES

Flotteur Lagrangien, Atlantique Sud, Bord ouest, AAIW, IWBC, Radiale Hydrologique, Bathymétrie, Activité de méso échelle

ABSTRACT

The "World Ocean Circulation experiment" (WOCE) program in the 1990s has produced the equivalent of 300 years of subsurface floats trajectories within the Antarctic Intermediate Water (AAIW) at 800dbar in the South Atlantic ocean, and several hydrological transects. In order to compute the western boundary circulation, the flow is vertically extrapolated by referencing geostrophic hydrological profiles to float speeds. Several transects normal to the continental slope and another one parallel to it off the coast give transports of the water masses with a good transversal and longitudinal resolutions. Floats at 800dbar sampled the Intermediate Western Boundary Current (IWBC) particularly well, and enable one to analyse it from 28°S at the bifurcation of the subtropical gyre return current in the South Atlantic to 2°S. Meridional and transversal structures of the IWBC are described along with the mesoscale activity in the vicinity of the western boundary. We observe two regions (28°S-21°S and 15°S-5°S) where the 50km width current at 800m follows a relatively regular continental slope. In-between, the bathymetry is perturbed and high values of eddy kinetic energy are found. Southward counter currents are detected and their origins and fates are determined thanks to the lagrangian measurements. Local perturbations of the flow in relation to the bathymetry are analysed using the floats, such as those related to capes and then entries/exits of the boundary current.

KEY WORDS

Lagrangian Floats, South Atlantic, Western boundary, AAIW, IWBC, Hydrological Transect, Bathymetry, Mesoscale activity