



THESE / UNIVERSITE DE BREST
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BREST
Mention : Océanographie Physique
Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Claire GOURCUFF

Préparée à l'Unité Mixte de recherche n°6523
CNRS – IFREMER – UBO - IRD
Laboratoire de Physique des Océans

Etude de la variabilité de la circulation du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord à partir des données Ovide et de mesures satellites

Thèse soutenue le 21 octobre 2008
devant le jury composé de :

Alain COLIN DE VERDIERE
Professeur des Universités, UBO, LPO Brest / *président*

Rosemary MORROW
Physicienne Adjointe, LEGOS/CNES Toulouse / *rapporteur*

Bernard BARNIER
Directeur de recherche CNRS, LEGI Grenoble / *rapporteur*

Gilles REVERDIN
Directeur de recherche CNRS, LOCEAN Paris / *examineur*

Pascale LHERMINIER
Co-encadrante de thèse

Herlé MERCIER
Directeur de thèse



THESE / UNIVERSITE DE BREST
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BREST
Mention : Océanographie Physique
Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Claire GOURCUFF

Préparée à l'Unité Mixte de recherche n°6523
CNRS – IFREMER – UBO - IRD
Laboratoire de Physique des Océans

Etude de la variabilité de la
circulation du gyre
subpolaire de l'Atlantique
Nord à partir des données
Ovide et de mesures
satellites

Thèse soutenue le 21 octobre 2008
devant le jury composé de :

Alain COLIN DE VERDIERE

Professeur des Universités, UBO, LPO Brest / *président*

Rosemary MORROW

Physicienne Adjointe, LEGOS/CNES Toulouse / *rapporteur*

Bernard BARNIER

Directeur de recherche CNRS, LEGI Grenoble / *rapporteur*

Gilles REVERDIN

Directeur de recherche CNRS, LOCEAN Paris / *examinateur*

Pascale LHERMINIER

Co-encadrante de thèse

Herlé MERCIER

Directeur de thèse

Remerciements

Si cette thèse a pu aboutir, c'est grâce à toutes les personnes qui m'ont soutenu et ont égayé mon quotidien pendant 3 ans et demi.

Je remercie Herlé et Pascale, grâce à qui j'ai pu travailler dans la bonne humeur, pour leurs encouragements permanents. Merci aussi à Herlé pour sa grande disponibilité, à Pascale pour son optimisme constant.

Merci aux personnes du LPO, aux administratifs, aux informaticiens pour leur aide précieuse : Cathy K., Thierry R., merci à Carole pour sa patience dans mes débuts laborieux avec Matlab... Pour avoir su rendre la vie agréable dans les algécos je remercie Jean-François, Eric D., Guillaume, Eric De B. et Camille (merci aussi à tous les deux pour leur participation à la relecture de cette thèse!), et autres personnes de passage, de la fac ou d'ailleurs. Merci à Nico K., et un très grand merci à Claire M., coloc de bureau exemplaire, pour m'avoir supportée sereinement pendant 3 ans 1/2, pour son soutien et pour tous les moments partagés, dans notre bureau ou ailleurs.

Merci aux "Ovidiens" 2006 avec qui j'ai partagé des moments privilégiés pendant les 5 semaines de la campagne. Merci à toute l'équipe Ovide, aux informaticiens, électroniciens, techniciens, physiciens, chimistes... Marta, Marcos, Fiz, Aïda, Essyllt, et les autres. Merci aussi aux personnes de l'équipe ANIME du LPO, en particulier à Anne-Marie, ainsi qu'à Pierre-Yves L.T. et à Gilles R., membres de mon comité de thèse, pour les échanges scientifiques constructifs. Merci à mon jury, à Alain C.d.V. d'avoir accepté de le présider, à Rosemary M. et Bernard B. d'avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse.

Merci à mes parents, à Ronan, à Anne-Maëlle pour leur soutien, à Lena pour le brownie requinquant d'après soutenance. Merci aussi à tous les copains : Solenn ; Thomas et Manue pour les soirées brestoises ; Serge, Mathieu, Mik, Julien, Maëlle et Urwana pour les après-midi en combi (du début!) ; Anne-Cath et Laurent pour les week-end rennais ; aux musiciens d'ABS et autres douarnenistes pour leur sens de la fête ; à tous ceux qui m'ont sorti de l'océanographie le week-end pour me permettre de mieux y replonger la semaine.

Merci enfin à Gwenole, mon plus grand supporter, pour son soutien, son enthousiasme, son estime ...et tout le reste.

Table des matières

1	Introduction	5
1.1	Les océans et le climat	5
1.2	Le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord	7
1.2.1	La circulation océanique dans le gyre subpolaire	8
1.2.2	Transport de chaleur, circulation horizontale et Cellule Méridienne de d'Overturning (MOC)	16
1.2.3	Variabilité océanique et variabilité atmosphérique	18
1.3	Le programme Ovide	19
1.4	Objet de la thèse	22
2	Nouvelles estimations de transports à travers Fourex 1997	25
2.1	Intérêt de l'étude	25
2.2	Modèle inverse géostrophique en boîtes	26
2.2.1	Champ de vitesses	26
2.2.2	Vitesses au niveau de référence	27
2.3	La campagne Fourex 1997	29
2.4	Inversion de <i>Alvarez et al.</i> (2002) (A02)	30
2.5	Inversion contrainte par les mesures S-ADCP	34
2.5.1	Les mesures d'ADCP	34
2.5.2	L'inversion V05	38
2.6	Résultats	41
2.6.1	Transports en boites	41
2.6.2	Cellule Méridienne d'Overturning	45
2.6.3	Transport de chaleur	47

2.7	Conclusion	48
3	L’altimétrie pour référencer les vitesses géostrophiques	51
3.1	Introduction	51
3.2	Comparaison des vitesses altimétriques aux vitesses S-ADCP	52
3.3	Inversions altimétriques	61
3.3.1	Solution a priori	61
3.3.2	Contraintes de la circulation intérieure	63
3.3.3	Contraintes au bord ouest	64
3.3.4	Résultats	69
3.4	Conclusion	73
4	Transports à travers Ovide en juin 2006	75
4.1	La campagne Ovide 2006	75
4.2	Données	77
4.2.1	Hydrologie et géostrophie	77
4.2.2	Mesures directes de courant	79
4.2.3	Comparaison	79
4.3	Détermination des transports	81
4.3.1	Solution a priori	81
4.3.2	Contraintes	82
4.3.3	Solution définitive	84
4.4	Circulation	87
4.4.1	Transports en juin 2006 et comparaison avec les étés 2004, 2002, et 1997	87
4.4.2	Circulation horizontale	98
4.4.3	Transports des eaux denses et Cellule Meridienne d’Overturning . .	110
4.4.4	Transport de chaleur	118
4.4.5	Contexte	120
4.5	Conclusion	124
5	Flux d’eau douce	127
5.1	Introduction	127

5.2	Flux de masse et d'eau douce à travers les sections	128
5.2.1	Bilan au nord de la section	128
5.2.2	Transport à travers les sections	130
5.3	Le Courant Côtier Est Groenland (EGCC)	140
5.3.1	L'EGCC mesuré lors de Fourex et d'Ovide	141
5.3.2	Variabilité	147
5.3.3	Rôle de l'EGCC dans le transport total d'eau douce	149
5.4	Conclusion	150
	Conclusion	153
	Références bibliographiques	159
	Annexes	170
	A Liste des acronymes	171
	B Coupes en température, salinité et oxygène des 4 campagnes	173
	C Lherminier et al. (2007)	179

Chapitre 1

Introduction

1.1 Les océans et le climat

La circulation générale des océans est fortement reliée au climat terrestre et joue un rôle primordial dans la répartition de la chaleur sur l'ensemble du globe. Les eaux de surface chaudes et salées des tropiques sont transportées vers les pôles où elles sont soumises aux phénomènes de convection. Les eaux ventilées retournent vers l'intérieur des océans sous forme de courants profonds et constituent la branche froide de retour de la circulation thermohaline. Cette circulation synthétisée sous le terme "conveyor belt" par *Broecker* (1991) transporte par sa branche de surface une très grande quantité de chaleur des basses latitudes vers les hautes latitudes en Atlantique Nord (environ 10^{15} Watt à 25°N), réchauffant l'Europe occidentale. Si la circulation thermohaline venait à fortement diminuer, comme le prévoient certains modèles climatiques basés sur des scénarios d'augmentation de l'effet de serre, les conséquences pourraient être très importantes sur le climat. L'étude de la variabilité interannuelle à décennale de la circulation océanique comporte ainsi un intérêt dans la connaissance de l'évolution climatique de notre planète.

De nombreuses études sont menées en modélisation climatique pour tenter de prévoir la réponse des océans à l'augmentation de l'émission de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. La plupart des modèles couplés océan-atmosphère prévoit une baisse d'intensité de la circulation thermohaline dans le siècle à venir (*Wood et al.*, 1999; *Rahmstorf*, 1999; *Gregory et al.*, 2005; *IPCC*, 2001, 2007). La figure 1.1 (*IPCC*, 2001) montre les résultats

de simulations effectuées avec différents modèles concernant l'évolution de l'overtuning méridien.

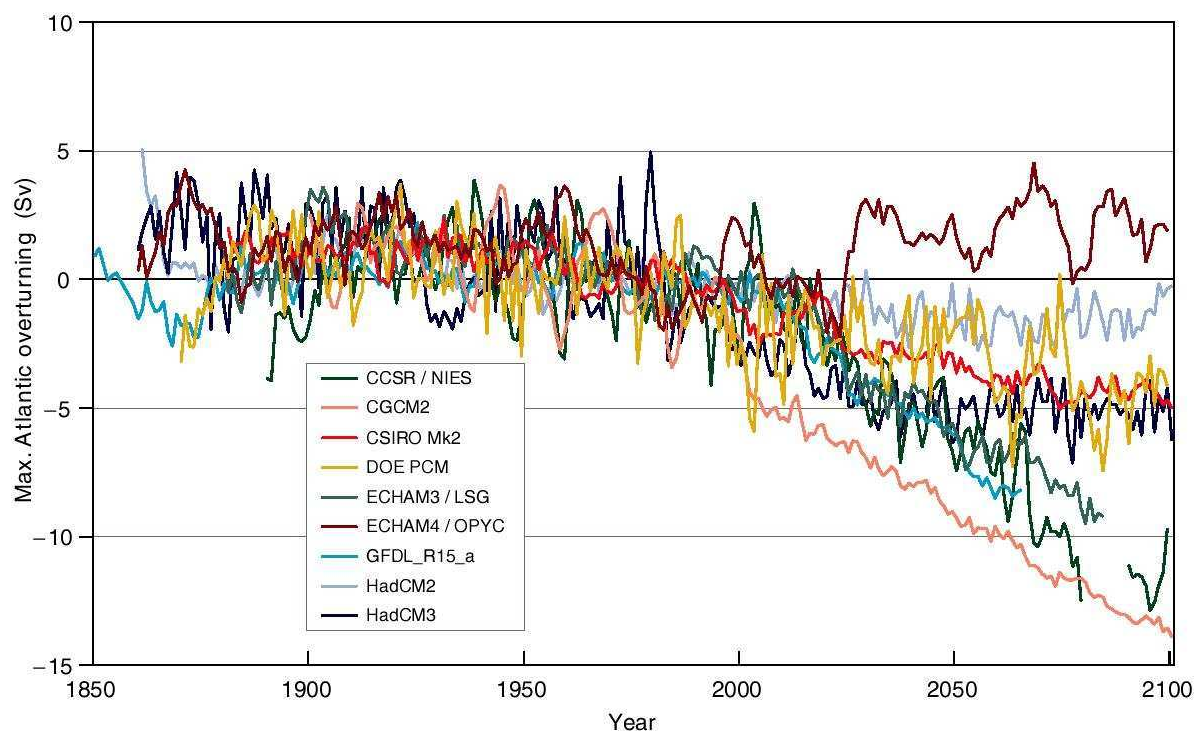


FIG. 1.1: Simulations de l'overtuning en Atlantique dans un éventail de scénarios de réchauffement climatique effectuées par différents centres de recherche sur le climat. La figure montre l'anomalie annuelle moyenne relative à la moyenne des années 1961 à 1990. Les simulations pour le futur correspondent au scénario IS92a (concentration effective en CO_2 augmentant de 1% par an après 1990). Source : IPCC "Climate Change 2001", fig. 9.21.

Les modèles donnent des résultats très différents les uns des autres, pour des raisons encore mal connues. Une partie de l'explication réside probablement dans la paramétrisation du mélange et la représentation des interactions air-mer (Bryan, 1987; Latif et al., 2000; Edwards and Marsh, 2005). D'une manière générale dans ces modèles climatiques le réchauffement climatique global dans l'atmosphère se traduit par une intensification du cycle hydrologique, qui entraîne une augmentation du flux d'eau douce aux hautes latitudes (précipitations et runs-off plus importants) et modifie ainsi l'équilibre en place.

Il faut cependant rester prudent dans l'interprétation des résultats concernant ces modèles climatiques. *Gent* (2001) montre que des simulations effectuées avec le modèle océanique CSM (Climate System Model) en suivant le scénario IPCC SRES A1 prévoient une circulation thermohaline stable au 21ème siècle, contrairement à la plupart des autres modèles. Il explique cette différence par une augmentation forte de la température de surface de l'océan en Atlantique nord-ouest, entraînant de l'évaporation qui compense l'apport d'eau douce. La densité est alors peu modifiée dans cette zone. L'auteur décrit brièvement les biais des modèles climatiques et insiste sur le caractère préliminaire de tous les résultats concernant l'évolution de la circulation thermohaline dans le siècle à venir. Les interactions entre l'atmosphère, l'océan et la glace de mer, complexes, dans la petite zone qu'est l'océan Atlantique Nord sont encore en effet mal simulées dans les modèles climatiques. Les simulations de *Latif et al.* (2000) prévoient aussi une stabilisation de la circulation thermohaline au cours du 21ème siècle, mais pour d'autres raisons : c'est dans les tropiques que *Latif et al.* (2000) obtiennent des résultats différents, avec une augmentation de la salinité de surface, qui conduit à une compensation du gradient sud-nord de densité et permet à la circulation thermohaline de rester stable. La résolution spatiale spécialement haute dans les tropiques dans le modèle utilisé pourrait expliquer ce résultat différent de la plupart des modèles climatiques.

Les divergences dans les résultats des modèles climatiques soulignent l'importance des estimations directes et la nécessité d'effectuer des observations sur de longues périodes pour progresser dans la connaissance des phénomènes et dans l'amélioration de la modélisation de l'évolution climatique.

1.2 Le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord

L'Atlantique Nord joue un rôle particulièrement important dans la circulation thermohaline car c'est dans les mers du Labrador, du Groenland et de Norvège que se forme la plupart des composantes de l'Eau Profonde Nord Atlantique (NADW), branche profonde de la circulation thermohaline. C'est le lieu de transit d'un très grand nombre de masses d'eau.

Le réchauffement global terrestre a déjà été diagnostiqué (*IPCC*, 2007) et la diminution de la salinité des eaux nordiques prévues par les modèles du fait du réchauffement global a aussi été observée (*Blindheim et al.*, 2000). La salinité et la température des eaux de surface sont des caractéristiques essentielles dans les phénomènes de formation d'eau profonde. *Curry and Mauritzen* (2005) ont quantifié l'apport supplémentaire d'eau douce dans l'Atlantique Nord et montrent que l'accumulation de 19000km^3 d'eau douce entre 1965 et 1995 s'est majoritairement faite dans le gyre subpolaire. D'après ce chiffre, les auteurs estiment à environ 2 siècles le temps qu'il faudrait, si le taux d'accumulation restait stable, pour que cet apport entraîne un arrêt des overflows et donc de la circulation d'overtuning.

Plus globalement en Atlantique, toujours sur une échelle de temps d'une cinquantaine d'années, *Curry et al.* (2003) ont montré que, dans les tropiques, une salinisation des eaux de surface avait lieu en parallèle de l'adoucissement observé aux hautes latitudes, avec des Alizés plus forts et plus d'évaporation à l'équateur. Ce changement de la répartition du sel en Atlantique Nord pourrait avoir un impact sur le gradient nord-sud de densité, et donc sur l'intensité de la cellule méridienne de circulation. D'après l'étude de *Holliday et al.* (2008) effectuée à l'aide de mesures très récentes, la salinisation observée aux tropiques entre les années 1950 et 1990 est propagée vers le nord par les courants de surface. Les auteurs montrent ainsi un renversement de la tendance à l'adoucissement aux latitudes subpolaires dans les années 1990-2000.

1.2.1 La circulation océanique dans le gyre subpolaire

La figure 1.2 décrit schématiquement les principaux courants de l'Atlantique Nord subpolaire.

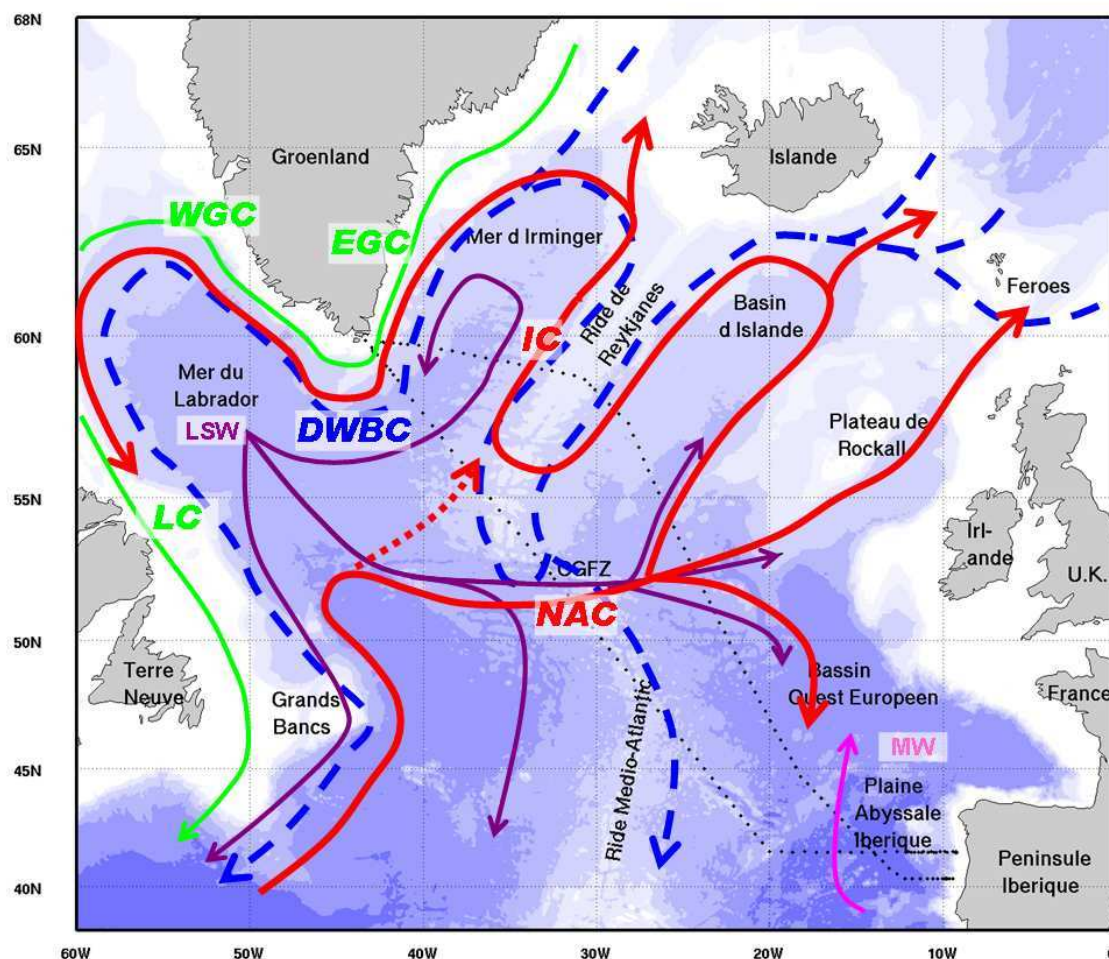


FIG. 1.2: Schéma simplifié de la circulation dans le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord. Les courants de surface sont tracés en rouge et en vert, la circulation intermédiaire en violet et rose et les courants de fond en tirets bleus. L'Eau de la Mer du Labrador (LSW), l'eau Méditerranéenne (MW) et les principaux courants sont indiqués sous forme d'initiales : NAC pour Courant Nord Atlantique, IC pour Courant d'Irminger, EGC pour Courant Est Groenland, WGC pour Courant Ouest Groenland, LC pour Courant du Labrador, et DWBC pour Courant Profond de Bord Ouest. Les principales structures géographiques sont indiquées en noir (CGFZ pour Charlie Gibbs Fracture Zone). Les sections Ovide (au nord) et Fourax (au sud) sont aussi tracées en pointillés noirs entre le Groenland et la Péninsule Ibérique.

Le Courant Nord Atlantique (NAC) transporte les eaux tropicales de surface dans l'Atlantique subpolaire. Vers 52°N, au nord des Grands Bancs, le flot jusque là plutôt orienté sud-nord bifurque vers l'est formant un méandre permanent appelé le Northwest Corner (*Worthington, 1976*). Une grande partie de ces eaux chaudes et salées traverse la Dorsale Médio-Atlantique (MAR), en plusieurs branches liées à la topographie (*Sy et al., 1992; Belkin and Levitus, 1996; Bower and von Appen, 2008*). La branche la plus au nord, toujours présente (*Sy et al., 1992*), correspond au front subarctique et se situe la plupart du temps au dessus de la Zone Fracture de Charlie Gibbs (CGFZ). Les travaux récents de *Bower and von Appen (2008)* montrent tout de même qu'entre 2002 et 2003, un décalage vers le sud de cette branche est observé. Dans leur étude basée sur des données historiques de flotteurs RAFOS et d'hydrographie, *Pérez-Brunis et al. (2004)* ont estimé que le transport moyen (1993-2000) vers l'est dans les 1000 premiers décibars à travers la MAR s'élevait à 21 Sv. Cette valeur est proche des 26 Sv estimés par *Sy et al. (1992)* à partir de mesures du début des années 1980, en accord avec les estimations plus anciennes répertoriées par ces mêmes auteurs. Une partie de cette eau entrant dans le Bassin Est recircule ensuite vers le sud et rejoint le gyre subtropical (un tiers du transport total du NAC d'après *Paillet and Mercier (1997)*). *Flatau et al. (2003)* décrivent la circulation de surface issue d'une moyenne effectuée entre 1992 et 1998 à partir de mesures de flotteurs lagrangiens. D'après les résultats de ces travaux, la partie du Courant Nord Atlantique qui poursuit son trajet vers le nord est composée de 3 zones de courants intenses : le bord est et le bord ouest du plateau de Rockall et le Courant d'Irminger (IC, figure 1.2) le long du flanc ouest de la Ride de Reykjanes. L'origine de ce dernier est encore mal connue mais les estimations de son transport sont pour la plupart comprises entre 9 et 10 Sv (*Krauss, 1995; Bacon, 1997; Pollard et al., 2004*).

La majeure partie de l'eau transportée vers le nord par le Courant d'Irminger recircule au sein de la circulation cyclonique de la mer d'Irminger. Dans son schéma de circulation en mer d'Irminger, obtenu à partir de mesures ponctuelles en 2001 (transport de l'IC de 14 Sv, relativement intense par rapport aux autres estimations publiées), *Pickart et al. (2005)* estiment par exemple que 85% de l'eau transportée par le Courant d'Irminger (Eau Atlantique, AW, en provenance du gyre subtropical) recircule vers le sud au bord ouest. Le long de leur trajet vers la mer du Labrador, ces eaux d'origine tropicale échangent d'im-

portantes quantités de chaleur avec l'atmosphère, contribuant ainsi de manière essentielle au préconditionnement de la formation d'eau profonde par convection en mer du Labrador.

D'après l'étude récente de *Hansen et al.* (2008), seuls 0.8 Sv d'AW sont exportés de la mer d'Irminger vers les mers nordiques entre le Groenland et l'Islande (branche parfois appelée Courant d'Irminger Nord Islandais). Les résultats du bilan de volume total aux seuils entre le Groenland et l'Ecosse présenté par *Hansen et al.* (2008), basé principalement sur les observations décrites par *Osterhus et al.* (2005), sont repris sur la figure 1.3.

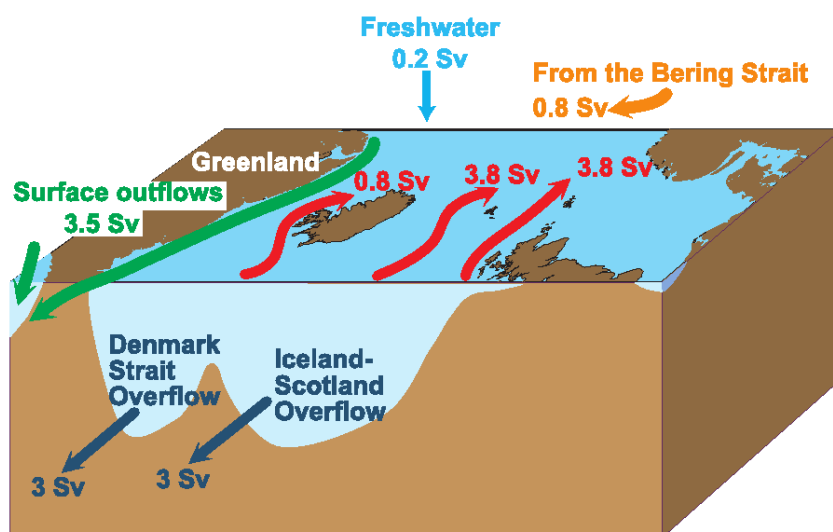


FIG. 1.3: Figure 1.14 de *Hansen et al.* (2008) présentant un bilan moyen de volume entre l'Atlantique et les Mers Nordiques.

La majorité du transport d'AW vers les mers nordiques s'effectue à l'Est de l'Islande. Ce transport est réparti de manière équivalente entre la branche des Shetland (à l'est des îles Féroé) et la branche des Féroé (entre l'Islande et les îles Féroé), dans le prolongement des deux veines identifiées en amont autour du plateau de Rockall. La variabilité mensuelle de ce flux de surface vers le nord à travers les seuils Groenland-Ecosse, transportant un total de 8.4 Sv d'AW a été estimée à partir de mesures à 2 Sv, résultat confirmé par des études à l'aide de modèles numériques.

Le Courant Est Groenland compose la partie ouest du gyre subpolaire en surface. Ce courant est constitué d'eaux très peu salées en provenance des mers nordiques et il est

alimenté au cours de son trajet vers le sud le long du Groenland par les eaux douces issues de la fonte des calottes glacières groenlandaises. Il est parfois différencié du Courant d'Irminger recirculant vers le sud (comme c'est le cas sur la figure 1.2) (*Pickart et al.*, 2005; *Sutherland and Pickart*, 2007), mais dans cette thèse, le terme EGC fait référence au transport total de surface vers le sud au bord ouest de la mer d'Irminger comme dans les travaux de *Krauss* (1995); *Bacon* (1997) et *Lherminier et al.* (2007). Une troisième branche constituant ce système de courants de bord ouest de surface a été récemment mise en évidence par *Bacon et al.* (2002). Il s'agit du Courant Côtier Est Groenland (EGCC) qui s'écoule sous la forme d'un jet sur le plateau groenlandais et joue un rôle important dans le transfert d'eau douce des mers nordiques vers les basses latitudes (1/3 du transport total d'après *Bacon et al.* (2002)), en transportant entre 0.5 et 2 Sv d'eau très peu salée vers le sud (*Wilkinson and Bacon*, 2005; *Sutherland and Pickart*, 2007).

Dans les couches profondes, on trouve le Courant Profond de Bord Ouest (DWBC), constitué dans sa partie dense d'Eau d'Overflow du Détroit du Danemark (DSOW) récemment formée dans les mers Arctiques qui s'écoule aussi du nord vers le sud le long du Groenland, et dans sa partie moins dense d'eau en provenance des seuils entre l'Islande et l'Ecosse (ISOW). Après être entrée en Atlantique par les différents seuils entre l'Islande et l'Ecosse, l'ISOW s'écoule vers le sud le long du flanc est de la Ride de Reykjanes. Une partie de cette eau rejoint le Bassin Ouest, par différents lieux de passages à travers la Ride Médio-Atlantique dont la Zone Fracture de Charlie Gibbs (CGFZ) avant de recirculer dans le gyre cyclonique de la mer d'Irminger comme le montrent *Dickson and Brown* (1994). Les estimations les plus récentes de transports d'eau dense ($\sigma_0 > 27.8$) aux seuils, obtenues dans le cadre du programme ASOF (Arctic-Subarctic Ocean Fluxes) sont reproduites sur le schéma de *Hansen et al.* (2008) (figure 1.3). Ces nouvelles valeurs, de 3 Sv de chaque côté de l'Islande sont très proches des estimations historiques obtenues à partir de mesures ponctuelles. Les importants dispositifs d'observation mis en place depuis la fin des années 1990 par le biais des programmes VEINS (Variability of Exchanges in Northern Seas) et ASOF (*Dickson et al.*, 2008a) ont permis de confirmer les résultats précédents d'une variabilité importante sur une période de quelques jours, mais sans aucune évidence de cycle saisonnier (*Dickson and Brown*, 1994) ni tendance décennale (*Osterhus et al.*, 2008; *Dickson et al.*, 2008b), malgré la détection par *Macrander et al.* (2005) d'une baisse du

transport de DSOW de près de 20% entre 1999 et 2004 au Déroit du Danemark.

Les eaux d'overflows, denses et récemment formées présentent un grand intérêt dans l'étude de la variabilité de la circulation en Atlantique Nord. Elles forment l'Eau Profonde Nord Atlantique (NADW), à l'origine de la branche froide de la circulation thermohaline. *Dickson et al.* (2002) ont montré une tendance à l'adoucissement rapide et soutenu entre les années 1960 et le début des années 2000 de toutes les composantes de la branche profonde de circulation. Ce résultat laisse à penser que le signal d'un changement dans les propriétés des eaux de surface aux hautes latitudes est transféré à la branche froide de la circulation thermohaline. *Tanhua et al.* (2008) mettent en évidence à l'aide de données de traceurs une importante variabilité dans les propriétés et dans l'origine de la DSOW, malgré un transport stable au niveau du Déroit du Danemark. Ces modifications de propriétés peuvent être à l'origine de modifications dans la circulation de la DSOW en aval du Déroit, notamment par une modification de l'entraînement des eaux environnantes.

On trouve aussi en Atlantique Nord de l'Eau Antarctique de Fond (AABW) formée en mer de Weddell et sur les plateaux Antarctiques qui remonte vers le pôle nord au fond du Bassin Est Atlantique.

La mer du Labrador est une région de transformation de masses d'eau ; c'est la zone principale de formation de l'Eau de la Mer du Labrador (LSW), composante essentielle de l'eau intermédiaire en Atlantique Nord. Cette eau est formée en fin d'hiver, par convection profonde et d'après le schéma de *Schmitz and McCartney* (1993), son taux de formation s'élève à 7 Sv. Récemment, *Pickart et al.* (2003) et *Louarn et al.* (2008) ont mis en évidence deux nouveaux lieux de formation de LSW, respectivement en Mer d'Irminger et au sud-est de la pointe du Groenland.

La LSW est définie par un minimum de vorticité potentielle et une faible salinité. Elle est advectée dans 3 directions principales ; vers le nord en mer d'Irminger, vers le sud-est jusque dans le Bassin Est et vers le sud par le courant du Labrador (*Talley and McCartney*, 1982; *Koltermann et al.*, 1999) (figure 1.2).

Paillet et al. (1998) ont étudié les transports de la branche exportant la LSW dans le Bassin Est à travers la MAR, à partir de mesures hydrologiques effectuées entre 1974 et 1991. Leurs résultats sont résumés sur leur schéma repris dans la figure 1.4.

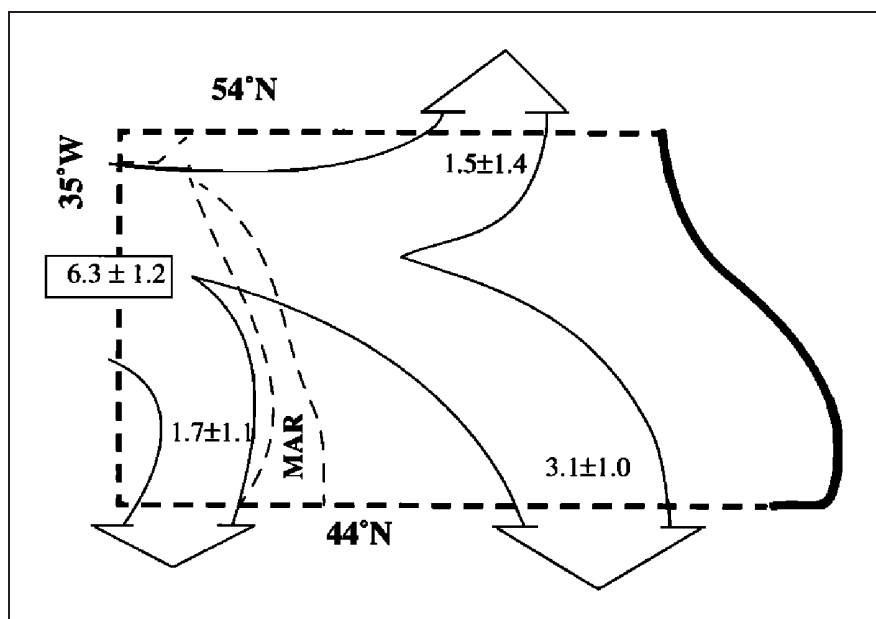


FIG. 1.4: Figure 10 de *Paillet et al.* (1998) indiquant les transports de LSW à travers la MAR. La LSW est ici définie par les caractéristiques suivantes données en pression, en salinité et en température : $P > 1000\text{dbar}$, $S < 34.94$ et $3^\circ\text{C} < \theta < 4^\circ\text{C}$.

Un quart de la LSW traversant 35°W recircule vers le sud dans le Bassin Ouest, un autre quart recircule vers le nord dans le Bassin Est et le reste ($1/2$) recircule vers le sud le long du flanc est de la MAR. La recirculation s'étend jusqu'au niveau de la Ride Açores-Biscaye (*Paillet et al.*, 1998; *Talley and McCartney*, 1982), au sud-est de laquelle on observe de l'eau beaucoup plus salée issue d'un mélange de LSW et d'Eau Méditerranéenne (MW) (*Paillet et al.*, 1998).

L'export de LSW, en influençant la circulation intermédiaire du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord, joue un rôle significatif dans l'intensité de la circulation thermohaline (*Mauritzen and Häkkinen*, 1999; *Koltermann et al.*, 1999). Le contact récent de cette masse d'eau avec l'atmosphère en fait un vecteur important pour le transfert des propriétés atmosphériques à l'océan. Les changements dans le forçage atmosphérique se retrouvent

ainsi dans les propriétés de la LSW, exportée à travers le gyre subpolaire. La formation de LSW est intimement liée à la rudesse des hivers dans la partie ouest du gyre subpolaire, et son taux de formation ainsi que ses propriétés sont sujets à une forte variabilité. Cette variabilité est mise en évidence sur les vingt dernières années par un grand nombre d'auteurs parmi lesquels on peut citer *Lazier et al.* (2002); *Kieke et al.* (2006); *Avisc et al.* (2006); *Rhein et al.* (2007); *Sarafanov et al.* (2008). L'intérêt fort que suscite l'étude de cette masse d'eau a conduit à de nombreuses observations qui ont permis à *Yashayaev et al.* (2007) d'obtenir une figure récapitulative, reprise ici (figure 1.5), donnant un aperçu intéressant de l'évolution de la profondeur et de l'épaisseur de la LSW en mer du Labrador ces 20 dernières années.

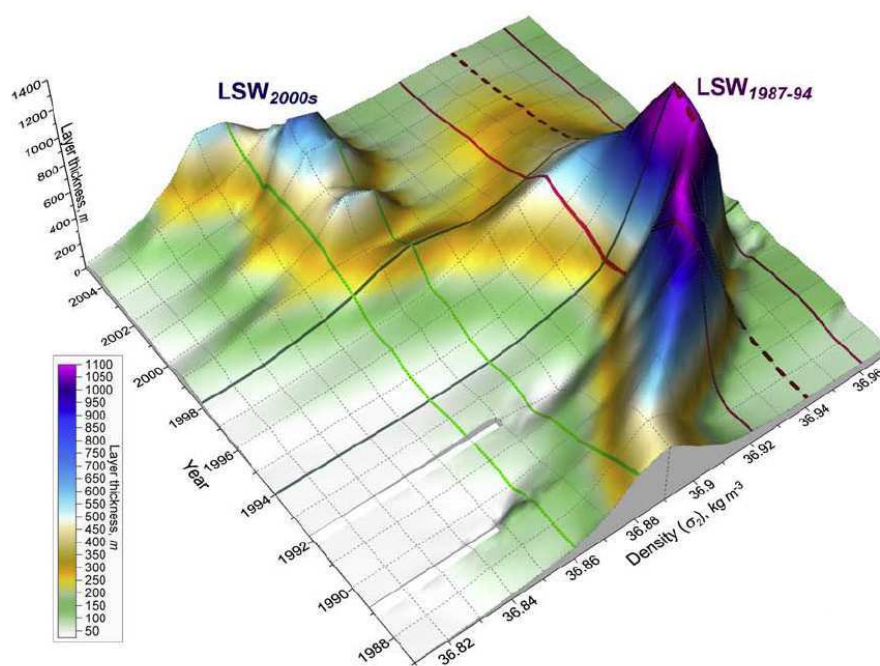


FIG. 1.5: Figure 1 de *Yashayaev et al.* (2007) indiquant l'évolution temporelle de l'épaisseur de la LSW en mer du Labrador en fonction de la densité.

On distingue sur la figure 1.5 deux catégories différentes de cette masse d'eau. L'une dénommée $LSW_{1987-94}$ par *Yashayaev et al.* (2007) et plus communément appelée cLSW ("classical") (*Kieke et al.*, 2006; *Rhein et al.*, 2007; *Louarn et al.*, 2008) a atteint au milieu des années 1990 une profondeur de convection de plus de 2000m. Depuis la fin

des années 1990, la convection en mer du Labrador s’effectue à des profondeurs beaucoup moins importantes, donnant lieu à la formation de la uLSW (“upper”) (*Kieke et al.*, 2006; *Rhein et al.*, 2007; *Louarn et al.*, 2008), moins froide et moins dense. La signature de la uLSW formée dans les années 2000 commence à apparaître dans le bassin Ouest Européen, en accord avec les temps de transit estimés à une dizaine d’années (*Koltermann et al.*, 1999) comme le montrent *Sarafanov et al.* (2008). A l’aide de mesures hydrographiques effectuées à 60°N entre 1997 et 2006, ces derniers décrivent la propagation d’un signal de réchauffement et de salinisation de la LSW dans le gyre subpolaire.

1.2.2 Transport de chaleur, circulation horizontale et Cellule Méridienne de d’Overturning (MOC)

Une grande quantité de chaleur est transportée de l’équateur vers les hautes latitudes en Atlantique Nord. Dans leur étude des transports d’eau douce et de chaleur par les océans, *Ganachaud and Wunsch* (2003) présentent les plus récentes des estimations de transport de chaleur par l’océan en Atlantique, sur une figure qui est reprise ici (figure 1.6).

Ganachaud and Wunsch (2003) montrent qu’aux latitudes subpolaires de l’Atlantique Nord, l’océan transporte moins de 0.5 PW, et cède de la chaleur à l’atmosphère.

Le transport de chaleur par l’océan est souvent discuté en termes de circulation horizontale des gyres induite par le vent et de circulation thermohaline, méridienne et verticale. *Bryden and Imawaki* (2001) proposent une décomposition du transport de chaleur en trois composantes : une composante horizontale, une composante verticale, et une composante dite barotrope associée au transport net. Cette décomposition permet notamment de montrer qu’en Atlantique le transport de chaleur est principalement effectué par la composante verticale. Classiquement, cette décomposition s’effectue dans un plan strictement vertical, c’est à dire en fonction de la profondeur mais on peut aussi considérer la circulation en fonction de la densité, ce qui est dans certains cas plus approprié (*Mauritzen and Häkkinen*, 1999; *Marsh et al.*, 2005).

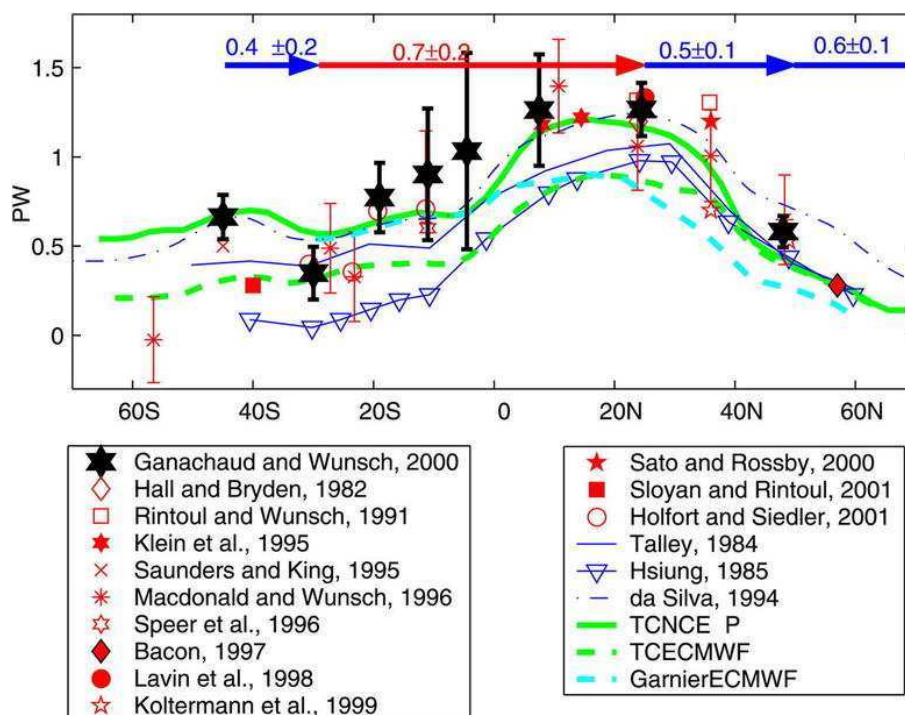


FIG. 1.6: Figure 3 de Ganachaud and Wunsch (2003) du transport méridien de chaleur par l'océan (en PW) en Atlantique en fonction de la latitude. Les nombres au dessus des flèches indiquent les flux air/mer, positifs/rouges pour les gains de chaleur par l'océan et négatifs/bleus pour les pertes par l'océan. Cf. Ganachaud and Wunsch (2003) pour les détails.

La décomposition de Bryden and Imawaki (2001) n'est pas exclusivement réservée à l'analyse du transport de chaleur et peut être appliquée simplement pour analyser l'importance des différentes composantes horizontale et verticale dans les transports de masse. Hátún et al. (2005) suggèrent l'importance de la circulation horizontale du gyre subpolaire dans le contrôle de la variabilité de la salinité des eaux entrant dans les mers nordiques au niveau du plateau de Rockall et des études récentes s'intéressent à la variabilité de la circulation horizontale en Atlantique Nord (Häkkinen and Rhines, 2004; Curry and McCartney, 2001; Flatau et al., 2003). Häkkinen and Rhines (2004), en se basant sur des mesures altimétriques de hauteur de surface de la mer (SSH) appuyées par quelques mesures courantométriques, mettent en évidence une tendance à la diminution de l'intensité du gyre subpolaire dans les années 1990.

Peu d'études portent sur la variabilité de la cellule méridienne d'overturning à partir d'ob-

servations. *Koltermann et al.* (1999), en comparant des sections hydrographiques à 24°N, 36°N et 48°N, répétées en 1957-58, 1981-82 et 1992-93, ont trouvé que l'amplitude de la cellule méridienne et du transport méridien de chaleur variaient fortement sur cette période. Dans ces travaux, comme dans ceux de *Lorbacher and Koltermann* (2000) qui trouvent une forte variabilité (de 13 à 20 Sv) pour le transport méridien à 48°N sur la période WOCE (1993-2000), le calcul de la cellule méridienne est effectué selon la méthode de *Bryan* (1962), basée sur un équilibre de Sverdrup. Les travaux de *Lumpkin et al.* (2008) à 48°N, effectués à l'aide d'un modèle inverse, et de flux variables de chaleur et d'eau douce au nord de la section zonale, mettent au contraire en avant une faible variabilité de l'overturning sur la période 1993-2000.

Sur une échelle de temps de 50 ans, l'étude de *Bryden et al.* (2005) suggère une nette diminution de la cellule méridienne d'overturning à 24°N, avec une recirculation plus intense du Gulf Stream vers le sud et une diminution nette du transport de NADW vers le sud. Mais les auteurs soulignent les erreurs importantes sur leurs estimations de la MOC. La méthode de *Bryden et al.* (2005) est de considérer le transport du courant de bord ouest et le transport d'Ekman constants et connus à 24°N. A l'aide de répétitions hydrographiques d'une section zonale à cette latitude, les auteurs déterminent une vitesse uniforme à appliquer à un niveau de référence pour que le transport géostrophique compense la somme des transports d'Ekman et du Gulf Stream (*Hall and Bryden*, 1982).

1.2.3 Variabilité océanique et variabilité atmosphérique

Des travaux récents font le lien entre les différentes observations attestant de modifications en l'Atlantique Nord (circulation, propriétés des masses d'eau) et l'indice NAO (Oscillation Nord Atlantique) qui représente l'anomalie de la différence de pression atmosphérique entre les basses pressions d'Islande et les hautes pressions aux Açores. *Flatau et al.* (2003) relie par exemple leurs observations concernant l'intensification du fort transport vers le nord-est dans le bassin Nord Atlantique et l'intensification du gyre cyclonique dans le bassin d'Irmingier à la phase positive de la NAO (1992-1995). Sur les vingt dernières années, le changement de régime le plus marquant s'observe en 1996/1997, où l'indice est brutalement passé d'une phase de valeurs positives à des valeurs fortement négatives.

Visbeck et al. (2003) exposent les différentes réponses de l'océan à la variabilité de l'Oscillation Nord Atlantique. Les mécanismes en jeu dans le forçage atmosphérique s'exercent sur des échelles de temps différentes ce qui rend complexe l'étude de la réponse océanique.

1.3 Le programme Ovide

Les résultats obtenus grâce à la quantité et à la qualité des mesures récoltées dans le cadre du projet international WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*) des années 1990 ont mis en avant l'importance des observations in situ et notamment la répétition de sections hydrographiques et géochimiques dans la progression de la connaissance de la circulation océanique.

Ovide (*Observatoire de la Variabilité Interannuelle à DEcennale*) est une contribution au projet CLIVAR (continuité de WOCE), volet consacré à la variabilité et à la prédiction du climat au sein du Programme International de Recherche sur le Climat (WCRP). Le projet Ovide contribue à l'observation des éléments de circulation du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord et vise à mieux comprendre la variabilité de l'océan, des interactions océan-atmosphère et du climat dans l'Atlantique Nord.

Une section d'hydrographie/géochimie/courantométrie est répétée tous les deux ans (en été) pendant dix ans entre la péninsule ibérique et le Groenland (figure 1.7). Chaque section consiste en une centaine de stations CTD (*Conductivity Temperature Depth*) réparties uniformément le long du trajet indiqué sur la figure 1.7 entre le Groenland et le Portugal, qui représente environ 3500 km. La première section a été réalisée en juin 2002, sur un trajet proche de la section Fourex réalisée en 1997.

L'étude de la variabilité de la circulation et des transports divers (volume, chaleur, nutriments) à travers la section Ovide requiert la détermination du champ de vitesse pour chaque répétition de la section. Pour estimer les vitesses à travers une section hydrologique, l'hypothèse admise, valable en état stationnaire et à l'échelle spatiale du gyre, est celle de l'équilibre géostrophique, qui relie la vitesse au gradient horizontal de pression. Associée

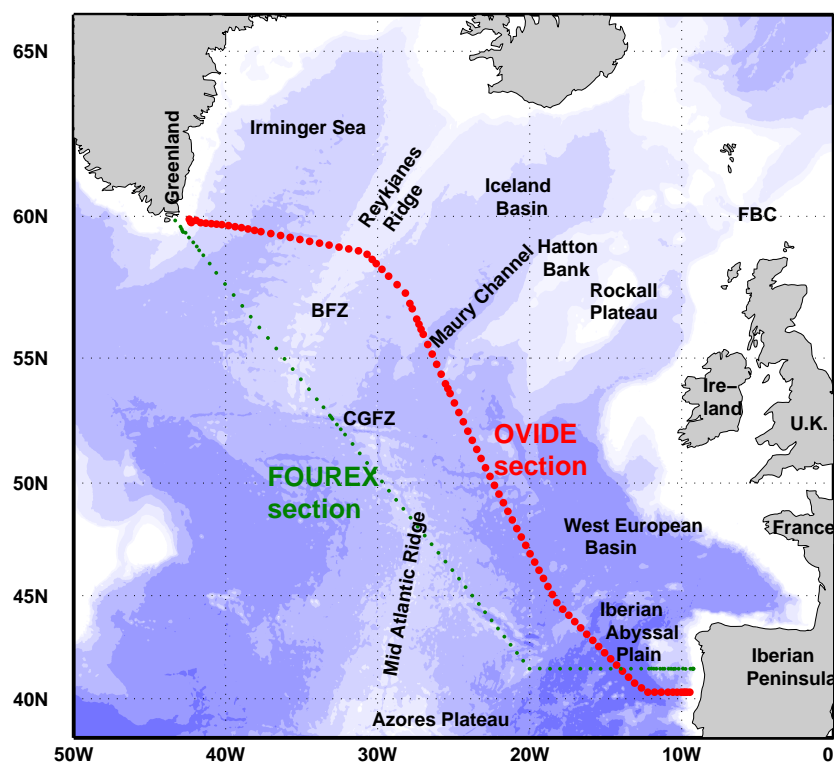


FIG. 1.7: Sections Ovide et Fourex et principales structures bathymétrique de la zone. La Zone Fracture de Charlie Gibbs est notée CGFZ, la Zone Fracture de Bight BFZ, et le Chenal du Banc des Féroé FBC.

à l'hypothèse hydrostatique, celle-ci conduit à l'équation du vent thermique, qui permet d'obtenir les vitesses à partir des hauteurs dynamiques à une constante d'intégration près. On est alors confronté au problème classique en océanographie expérimentale de la détermination d'une vitesse à un niveau de référence, nécessaire au calcul du champ de vitesse géostrophique.

Dans de nombreuses études cherchant à décrire la circulation océanique à grande échelle à partir de mesures hydrologiques, un niveau de référence, de vitesse nulle, est choisi à l'aide de critères subjectifs, souvent en profondeur. Des conditions de conservation de la masse ou de traceurs sont généralement ajoutées pour améliorer l'hypothèse précédente. L'article de Wunsch (1978) comporte dans son introduction une revue qui répertorie certaines de ces études les plus anciennes. Parmi celles-ci, on trouve celle bien connue de Worthington (1976) qui se conclut par un schéma de circulation finalement en désaccord

avec l'hypothèse d'équilibre géostrophique. Les travaux de *Lumpkin et al.* (2008) montrent de manière quantitative l'impact d'un ajustement des vitesses au niveau de référence par rapport à l'hypothèse de vitesses nulles, notamment sur le transport dans les couches intermédiaires, avec un transport de ces eaux 50% plus intense dans le cas de vitesses ajustées.

Les méthodes inverses représentent un outil remarquable pour résoudre le problème de l'estimation de la vitesse au niveau de référence dans l'équilibre géostrophique. Il s'agit de déterminer les inconnues que sont les vitesses au niveau de référence à partir d'information fournie sous forme d'observations ou d'hypothèses de conservation (contraintes), c'est à dire de résoudre un système d'équations la plupart du temps sous-déterminé. La puissance de l'outil que constituent les méthodes inverses dans ce cas particulier a été démontrée notamment il y a 30 ans par *Wunsch* (1978). Cet article présente le principe général des méthodes inverses et la résolution d'un système linéaire sous déterminé par la méthode spécifique de Décomposition en Valeurs Singulières (SVD), méthode aussi utilisée par *Bacon* (1994) et *Alvarez et al.* (2002). Le recours à la méthode de SVD nécessite de faire un choix arbitraire dans le poids à donner aux contraintes. *Jackson* (1979) montre que l'utilisation de l'information a priori sur les inconnues permet une pondération des contraintes plus réaliste. L'auteur explique en effet qu'il est plus judicieux d'utiliser l'information disponible a priori dès le début de la procédure plutôt que de l'utiliser pour justifier les hypothèses une fois la solution obtenue. La méthode de *Jackson* (1979), basée sur le formalisme des moindres carrés et qui revient à considérer les inconnues, les contraintes et le modèle comme des densités de probabilité a ensuite été généralisée par *Tarantola and Valette* (1982) aux problèmes non linéaires. Les différentes méthodes et différents estimateurs - moindres carrés, Gauss-Markov (*Lumpkin and Speer*, 2007; *Ganachaud*, 2003) - sont présentés dans *Tarantola* (1987) et *Wunsch* (1996).

Dans le cadre du projet Ovide, un modèle inverse linéaire est utilisé pour déterminer les vitesses au niveau de référence du champ de vitesses géostrophiques. Ce modèle en boîte est basé sur le formalisme des moindres carrés et fonctionne selon la méthode de *Jackson* (1979), aussi décrite par *Mercier* (1986).

1.4 Objet de la thèse

La variabilité de la circulation du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord sur 10 ans est encore assez peu documentée, notamment concernant la Cellule Méridienne d'Overtuning (MOC). Le programme Ovide offre des perspectives très intéressantes dans l'amélioration des connaissances de cette circulation et de sa variabilité. La répétition de la radiale tous les deux ans permet d'appréhender une partie de la variabilité et le programme ayant débuté en 2002, on dispose des mesures de 3 répétitions. Des résultats des modèles numériques CLIPPER et DRAKKAR permettent d'appuyer certains points de l'analyse des observations effectuées lors des campagnes. L'outil que constituent les mesures altimétriques, disponibles en couverture globale toutes les semaines depuis 1992 permettent aussi de replacer les mesures ponctuelles d'Ovide dans un contexte plus continu de variabilité.

La section Fourex a été réalisée en août 1997 sur un trajet proche de la section Ovide (figure 1.7), fournissant ainsi de l'information sur la circulation du gyre subpolaire 5 ans avant le début du projet Ovide. Dans un premier temps (Chapitre 2), après avoir présenté le fonctionnement de notre modèle inverse, on montre qu'il est primordial d'utiliser des mesures directes de courants pour obtenir, à l'aide de ce modèle inverse, des estimations de transports à travers une section hydrologique qui soient représentatives de la circulation au moment de la campagne. Cette étude est effectuée avec les mesures de la section Fourex. Nos résultats obtenus en utilisant les mesures directes de courants, selon la méthode suivie pour la section Ovide, sont comparés à ceux de *Alvarez et al.* (2002) obtenus avec les mêmes mesures hydrologiques mais avec des contraintes climatologiques.

Les mesures altimétriques constituent une source d'information de la circulation de surface qui peut être utile dans la détermination de vitesses au niveau de référence, nécessaires à l'obtention du champ total de vitesses géostrophiques. Grâce à l'amélioration notable des modèles de Géoïde ces dernières années (*Rio and Hernandez, 2004; Jayne, 2006*) et qui va se poursuivre dans les années à venir (mission GOCE, *Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer* de l'Agence Spatiale Européenne (*ESA*)), les estimations de la circulation de surface à partir de données altimétriques sont de plus en plus précises. Dans le Chapitre 3 les vitesses mesurées par ADCP lors des campagnes Fourex et Ovide

sont comparées aux vitesses obtenues aux mêmes dates grâce aux mesures d'anomalies du niveau de la mer combinées à la surface moyenne rio05 (*Rio and Hernandez, 2004*). Dans la deuxième partie, une méthode originale de détermination des transports à travers des sections hydrologiques en utilisant les vitesses altimétriques pour contraindre le modèle inverse est présentée.

La troisième campagne Ovide a eu lieu en juin 2006. L'analyse des mesures de cette section Ovide 2006 est exposée dans le Chapitre 4. La circulation observée est comparée aux résultats concernant la section Fourex (Chapitre 2) et les deux premières sections Ovide (*Lherminier et al., 2007, 2008*), permettant une analyse de certains éléments de la variabilité de la circulation du gyre subpolaire sur une période de 9 ans.

L'étude de la variabilité des flux d'eau douce dans le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord est essentielle dans le contexte actuel de réchauffement climatique. Les mesures effectuées lors des campagnes Fourex et Ovide constituent un jeu de données très intéressant dans l'analyse des transferts d'eau douce des mers nordiques vers les moyennes latitudes. Dans le dernier chapitre les estimations de transports obtenues dans le cadre d'Ovide sont discutées en termes de flux d'eau douce, avec un examen particulier du système de courant du bord ouest.

Chapitre 2

Nouvelles estimations de transports à travers Fourex 1997

2.1 Intérêt de l'étude

Les mesures hydrologiques de la section Fourex (WOCE A25) réalisée en août 1997 (figure 1.7) ont été utilisées par *Alvarez et al.* (2002) (noté A02 par la suite) pour estimer les transports physiques et biogéochimiques dans le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord. Pour déterminer la vitesse à un niveau de référence choisi, nécessaire au calcul du champ total de vitesse géostrophique, les auteurs ont utilisé un modèle inverse en boîtes contraint par des valeurs de transport (de masse ou de traceurs) globales à travers la section ou dans quelques zones clés. Ces contraintes ont été déterminées à partir d'estimations issues d'études antérieures à la campagne Fourex 1997, correspondant à des valeurs climatologiques ou ponctuelles, mais non représentatives de la circulation en août 1997. Le champ total de vitesse ainsi obtenu et les estimations de transports biogéochimiques associées ont par la suite été utilisées pour analyser la circulation générale dans la zone (*Alvarez et al.*, 2004).

Dans un contexte de variabilité interannuelle, la connaissance de la circulation en août 1997 à travers la section Fourex constitue un élément de base pour l'étude des transports à travers la section Ovide, qui devrait être répétée cinq fois au total dans les années 2000. Les mesures directes de courant effectuées par ADCP (Acoustic Doppler Current Pro-

filer) lors de la campagne Fourex 1997 ayant été mises à notre disposition, on a cherché à les utiliser en complément des mesures hydrologiques pour estimer des transports plus représentatifs de l'été 1997, pouvant servir de référence à l'analyse des résultats d'Ovide.

Le fonctionnement du modèle inverse utilisé dans notre étude pour déterminer les transports à travers une section hydrologique est présenté dans la section 2.2. La section suivante est consacrée à la description des mesures de la campagne Fourex 1997, puis dans la section 2.4 on retrouve les résultats de A02 avec notre modèle inverse. Les mesures directes de courant de Fourex 1997 et leur utilisation pour contraindre le modèle inverse sont décrites dans la section 2.5 et enfin les résultats obtenus avec ces mesures directes de courant sont présentés dans la dernière section de ce chapitre.

2.2 Modèle inverse géostrophique en boîtes

2.2.1 Champ de vitesses

Les champs de vitesse à travers les sections hydrologiques étudiées dans cette thèse sont calculés par rapport à un niveau de référence, et basés sur l'équilibre géostrophique, entre le gradient de pression et la force de Coriolis. Cette équilibre, combiné à l'hypothèse hydrostatique donne la relation du vent thermique. A partir des hauteurs dynamiques, calculées grâce aux mesures hydrologiques en stations, la relation du vent thermique donne accès au cisaillement vertical de vitesse pour chaque paire de stations.

Dans les triangles de fond, c'est à dire sous les mesures de densité de la station la moins profonde de chaque paire de stations, la vitesse est interpolée linéairement de manière à obtenir une vitesse nulle au fond.

On ajoute aux transports estimés par géostrophie une composante d'Ekman. Le transport d'Ekman est estimé à partir de champs de vents mensuels (era40 pour les années 1990 à 1999 et quikscat pour les années suivantes), disponibles avec une résolution de 1.125° en longitude et en latitude. Il a été vérifié que des vents journaliers ne changeaient pas significativement les résultats. Le transport d'Ekman estimé pour chaque paire de stations est réparti sur les 30 premiers mètres en surface.

2.2.2 Vitesses au niveau de référence

L'utilité d'un modèle inverse pour déterminer les vitesses géostrophiques à un niveau de référence a été démontrée par le passé (Chapitre 1). Le modèle utilisé ici (*Mercier, 1986; Lux et al., 2000*) est basé sur le formalisme des moindres carrés, et ce paragraphe donne une présentation succincte de son fonctionnement.

Le but est de déterminer les inconnues que sont les vitesses au niveau de référence grâce à un certain nombre de contraintes. Aux contraintes, issues d'observations ou de connaissances bibliographiques, sont associées des incertitudes provenant entre autres de l'erreur sur les mesures dans les observations. On a affaire à un système d'équations sous déterminé; l'information fournie par les contraintes ne suffit pas à déterminer les inconnues de manière précise. Le modèle inverse permet alors de déterminer une solution unique à ce système parmi la multitude de solutions possibles. Le modèle utilisé ici est basé sur la méthode de *Jackson (1979)* qui détermine une solution unique à partir d'information a priori sur les inconnues, de contraintes, et d'incertitudes sur ces deux ensembles de données, sans autre hypothèse. L'intérêt de cette méthode (décrite par *Tarantola (1987)*) réside notamment dans l'obtention d'incertitudes sur la solution, qui sont fonction des contraintes et de la solution a priori. Pour calculer la solution unique qui s'éloigne le moins possible de la solution a priori tout en respectant le plus possible les contraintes, au sens des moindres carrés, on cherche à minimiser la fonction coût suivante :

$$J = \sum_{ip=1}^{N_{pair}} \left(\frac{u^{ip} - u_0^{ip}}{\sigma_0^{ip}} \right)^2 + \sum_{ic=1}^{N_{contraintes}} \left(\frac{T^{ic} - T_0^{ic}}{\sigma_0^{ic}} \right)^2 \quad (2.1)$$

où u_0^{ip} est la vitesse au niveau de référence a priori pour une paire de stations, avec σ_0^{ip} l'incertitude associée, u^{ip} est la vitesse au niveau de référence après inversion, $T_0^{ic,k}$ est la contrainte ic (sous forme de transport), avec σ_0^{ic} l'incertitude associée, et T^{ic} le transport correspondant, après inversion. On note que T^{ic} est fonction de u . La quantité $T^{ic} - T_0^{ic}$ est appelé résidu de la contrainte ic .

Sous forme matricielle, la fonction coût J s'écrit :

$$J = (U - U_0)^T C_0^{-1} (U - U_0) + f(U)^T C_T^{-1} f(U) \quad (2.2)$$

où U_0 et U sont respectivement les vitesses au niveau de référence avant et après inversion (vecteurs de dimension N_{pair}), C_0 la matrice (diagonale) de covariance associée (de dimension $N_{pair} \times N_{pair}$), $f(U)$ la valeur que prennent les contraintes (vecteur de dimension $N_{contraintes}$), et C_T la matrice de covariance des contraintes (diagonale et de dimension $N_{contraintes} \times N_{contraintes}$).

La solution qui minimise J peut alors s'écrire (*Tarantola, 1987; Mercier, 1986*) :

$$U = U_0 - Qf(U_0), \quad \text{avec} \quad Q = C_0 F^T (F C_0 F^T + C_T)^{-1} \quad (2.3)$$

où F est la matrice des dérivées partielles de f par rapport à U . La matrice de covariance C associée à la solution est donnée par :

$$C = C_0 - QF(C_0) \quad (2.4)$$

La solution a priori, les contraintes, et les erreurs associées doivent être choisies avec soin pour obtenir une solution après inversion acceptable.

Talagrand (1998) propose des diagnostics pour identifier les erreurs dans les modèles d'assimilation de données, fonctionnant sur le même principe que notre modèle inverse. Il montre que, pour que la solution soit optimale, il faut que la moyenne statistique de J_{min} sur toutes les réalisations (système variant dans le temps) soit égale au nombre d'observations, soit dans notre cas d'un système à une seule réalisation :

$$J_{min} = N_{contraintes} \quad (2.5)$$

Si $J_{min} \ll N_{contraintes}$, comme c'est le cas dans le système ECMWF 4D-Var cité par *Talagrand* (1998), cela signifie que les erreurs sur la solution a priori (le modèle) ou sur les observations sont sur-estimées. Dans le cas contraire où $J_{min} \gg N_{contraintes}$, il y a alors sous-estimation des erreurs.

Lorsque le système est fortement contraint ($N_{contraintes} \approx N_{paires}$), une autre analyse de la validité de la solution peut se faire visuellement à partir des tracés avant et après inversion des éléments de chacun des termes des deux sommes de la fonction coût. On doit notamment vérifier que les résidus des contraintes après inversion sont du même ordre de grandeur que les erreurs a priori sur ces contraintes.

2.3 La campagne Fourex 1997

La campagne hydrographique Fourex a eu lieu du 7 août au 17 septembre 1997, sous la direction scientifique de Sheldon Bacon (SOC, Southampton). Le navire, Discovery, est parti du port de Vigo, en Espagne, et a terminé la campagne à Southampton, au Royaume-Uni (le déroulement et les mesures sont détaillés dans le rapport de mission de Bacon (1998b)). Plusieurs sections ont été réalisées en Atlantique Nord, avec un total de 143 stations CTD (Conductivity Temperature Depth) lors desquelles en plus des profils de température, salinité et oxygène surface-fond, des prélèvements destinés aux mesures chimiques ont été effectués, ainsi que des mesures de courantométrie. On s'intéresse ici uniquement aux mesures des 89 stations de la première section, entre Vigo (Espagne, station 3) et le cap Farewell (Groenland, station 93) apparaissant sur la figure 1.7. La figure 2.1 reproduit les mesures de salinité de cette section.

Les données de courantométrie effectuées par ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), gracieusement mises à notre disposition par Sheldon Bacon en 2005 consistent en deux ensembles :

- Des mesures effectuées par un L-ADCP ("L" pour "Lowered") RDI 150kHz Broad-Band fixé sur la rosette fournissant après traitement des profils de vitesse de la surface jusqu'au fond en stations ;
- Des mesures de surface, effectuées par un S-ADCP ("S" pour "Ship") RDI 150kHz, fixé à la coque du navire. Ces mesures sont réalisées en continu le long du trajet du navire et donnent accès aux vitesses des courants dans les premières centaines de mètres en surface. La profondeur de pénétration du signal du S-ADCP dépend entre autre des conditions météorologiques et de la concentration des particules en suspension dans la colonne d'eau échantillonnée.

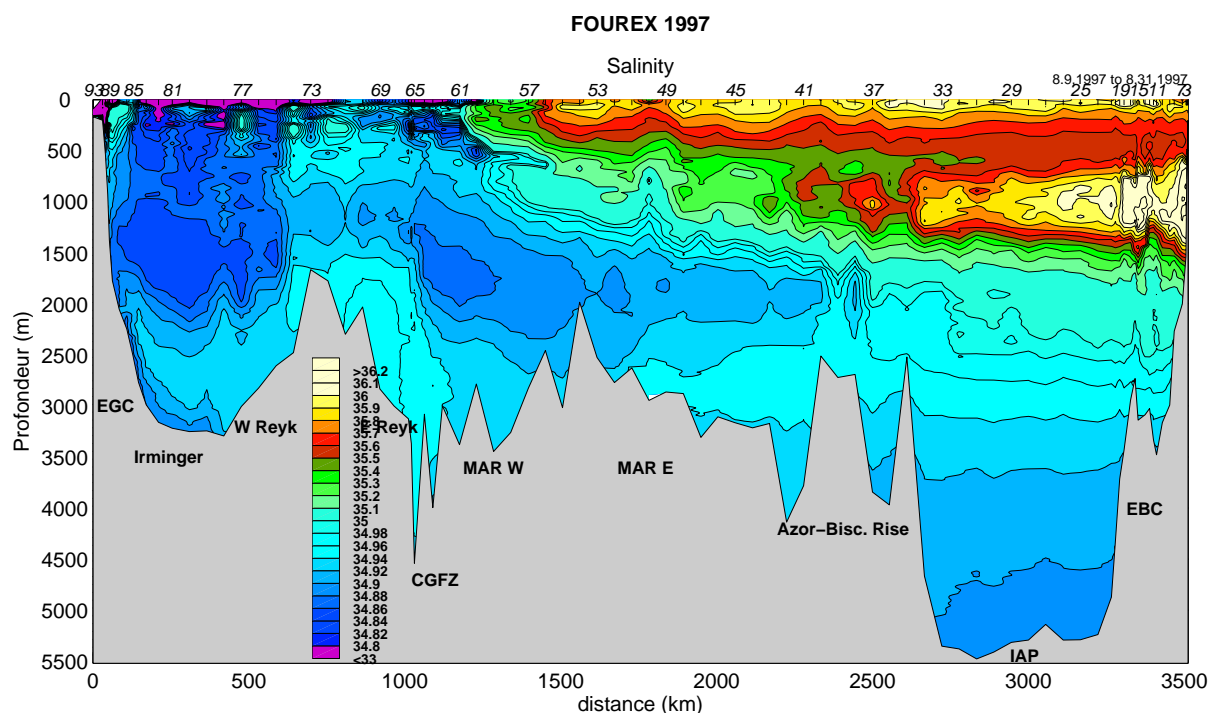


FIG. 2.1: Coupe de salinité de la section Fourex 1997. En abscisses la distance depuis le Groenland le long de la section (km) et en ordonnées la profondeur (m). Certaines zones géographiques sont indiquées : EGC pour Courant Est Groenland, W et E pour ouest et est, Reyk pour Reyk-janes, MAR pour Ride Médio-Atlantique, Azor-Bisc pour Açores-Biscaye, IAP pour Plaine Abyssale Ibérique, et EBC pour Courant de Bord Est. Les numéros de stations sont inscrits sur l'axe supérieure des abscisses.

Bacon (1998b) nous apprend que pour certaines stations du bassin est (stations 8, 14 à 16 et 24 à 33) aucune mesure de L-ADCP n'est disponible à cause de problèmes techniques qui ont été résolus par la suite en changeant le transducteur et le châssis électronique de l'appareil. Les seuls problèmes d'ADCP de coque répertoriés dans le rapport de mission de Fourex concernent des mesures effectuées hors de la section Fourex.

2.4 Inversion de *Alvarez et al.* (2002) (A02)

Dans l'étude de A02 visant à déterminer les transports à travers la section Fourex 1997, le niveau de référence pour le calcul des vitesses géostrophiques a été choisi suivant Bacon (1997) à $\sigma_2 = 36.94$ partout sauf dans la Plaine Abyssale Ibérique (IAP) où ce niveau a

été pris à 3200db (figure 2.2).

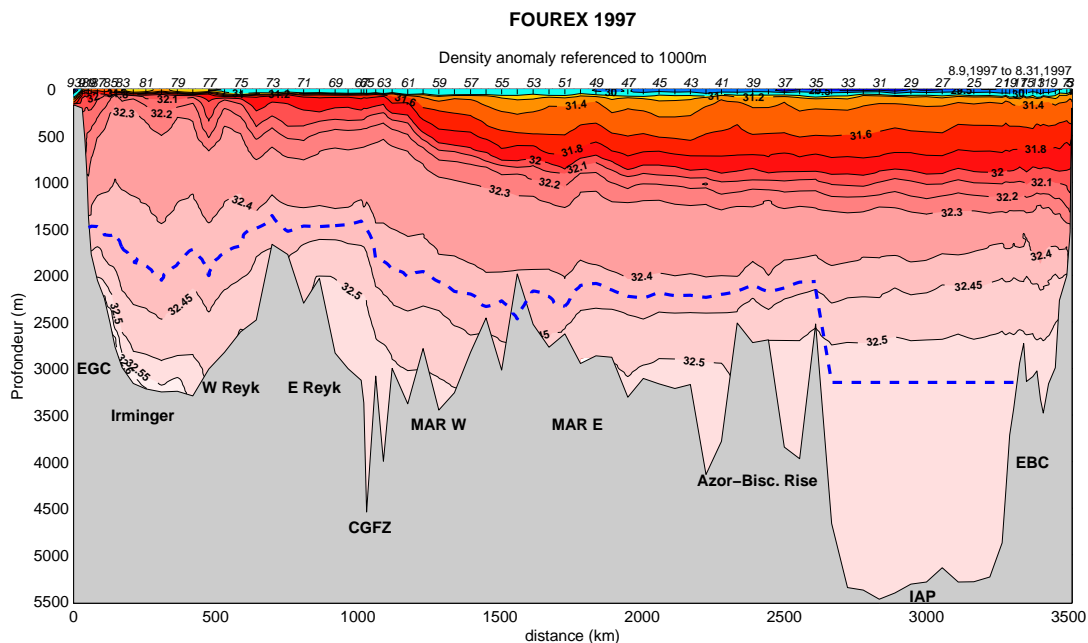


FIG. 2.2: Coupe de densité (σ_1 , référencée à 1000m) de la section Fourerx Le niveau de référence de la solution a priori est tracé en trait pointillé bleu. Les numéros de stations sont indiqués sur l'axe supérieur des abscisses. Les zones géographiques sont explicitées dans la légende de la figure 2.1.

Des contraintes de transport de volume ont été imposées dans trois zones : au bord ouest (transport total vers le sud au bord ouest, qu'on appelle ici WBC), dans la zone Fracture de Charlie Gibbs (CGFZ) et dans la Plaine Abyssale Ibérique (IAP). Trois autres contraintes, concernant le transport de volume, de sel et de silice ont été imposées de manière globale. Ces contraintes, choisies sur la base de références bibliographiques (cf. A02 pour les détails), sont récapitulées dans le tableau A.

contrainte	transport	limites verticales	limites horizontales
WBC	$-25.0 \pm 1 Sv$	surface-fond	stations 93-83
CGFZ	$-2.4 \pm 1 Sv$	$\sigma_2 = 36.93kg/m^3$ - fond	stations 66-61
IAP	$0.0 \pm 2 Sv$	$\sigma_2 = 37kg/m^3$ - fond	stations 35-3
volume	$-0.2 \pm 1 Sv$	surface-fond	section entière
sel	$0 \pm 35 Mkg/s$	surface-fond	section entière
silice	$-26 \pm 17 kmol/s$	surface-fond	section entière

TAB. 2.1: Contraintes utilisées par A02

Les vitesses au niveau de référence sont déterminées par une méthode itérative en quatre étapes :

- Dans un premier temps, les vitesses au niveau de référence sont supposées nulles. Ce choix donne un transport net à travers la section de 15 Sv.
- Dans un deuxième temps, les vitesses sont ajustées uniformément sur toute la section de manière à contrer ces 15 Sv et obtenir un transport net de 0 Sv.
- Ensuite des corrections sont appliquées aux vitesses au bord ouest, dans la Plaine Abyssale Ibérique et dans la CGFZ de manière à retrouver les valeurs de transport voulues dans ces trois zones (tableau A). Après cette étape, le transport net à travers la section est de $2.1Sv$ et le transport de sel de $91Mkg/s$.
- Enfin, une faible vitesse ($2 cm/s$) est soustraite sur toute la section afin d'obtenir un transport de sel nul.

Cette solution a priori donne un transport de silice de $-105 kmol s^{-1}$.

Un modèle inverse est ensuite appliqué à cette solution a priori de manière à vérifier la contrainte globale de silice de $-26 \pm 17 kmol/s$, c'est à dire à augmenter légèrement le transport de silice vers le nord, tout en conservant le volume et le sel. Ces deux dernières contraintes étant déjà vérifiées dans la solution a priori, et le transport de silice avant inversion étant proche de celui recherché, comme on pouvait s'y attendre, dans cette inversion A02, la solution issue de l'inversion diffère peu de la solution a priori.

Après avoir retrouvé exactement les résultats de A02 avec notre modèle inverse en suivant exactement leur méthode, étape par étape (non montré), on a cherché à retrouver ces mêmes résultats en imposant les mêmes contraintes mais en utilisant une méthode non

itérative. La solution a priori a été choisie avec une vitesse nulle au niveau de référence (niveau identique à celui de A02) et une incertitude a priori partout égale à $\pm 5\text{cm/s}$, y compris dans les zones comme au bord ouest où on sait a priori que la vitesse au niveau de référence est probablement en dehors de cet intervalle. Ce choix d'une erreur a priori homogène sur toutes les inconnues, qui revient à donner un poids égal à toutes les contraintes, a été fait de manière à se rapprocher de la méthode de A02 dans laquelle aucune pondération n'est appliquée. On a cherché à vérifier les hypothèses de transports (tableau A) en les imposant à notre modèle inverse sous forme de contraintes de transports. La contrainte de transport dans la Plaine Abyssale Ibérique qui aurait un effet opposé à celui de la contrainte de silice a été omise. Dans notre solution a priori, le transport dans le fond de l'IAP est en effet vers le nord. Cette zone étant très concentrée en silice, la contrainte de silice a pour effet d'augmenter ou au moins de ne pas diminuer ce transport vers le nord, tandis que la contrainte d'un transport de masse nul aurait pour effet de le diminuer.

Les résultats obtenus avec cette méthode sont très proches de ceux de *Alvarez et al.* (2002, 2004) (figure 2.3), avec des écarts maximums de l'ordre de quelques dixièmes de Sverdrups dans certaines boîtes.

On obtient donc les mêmes résultats en travaillant sur la solution a priori de manière à ce qu'elle vérifie certaines hypothèses de transports (A02) ou en imposant ces hypothèses au modèle sous forme de contraintes. L'intérêt de cette dernière méthode est en plus du gain de temps (aucun calcul intermédiaire) de pouvoir avoir accès à des incertitudes sur les transports obtenus. Pour que les incertitudes obtenues soient réalistes, il faut que les incertitudes a priori sur les contraintes mais aussi sur les vitesses au niveau de référence soient choisies de manière réaliste.

Pour estimer la circulation à travers Fourex telle qu'elle a été mesurée en août 1997, de nouvelles contraintes ont été déterminées, à partir des mesures directes de courant effectuées pendant la campagne Fourex par ADCP.

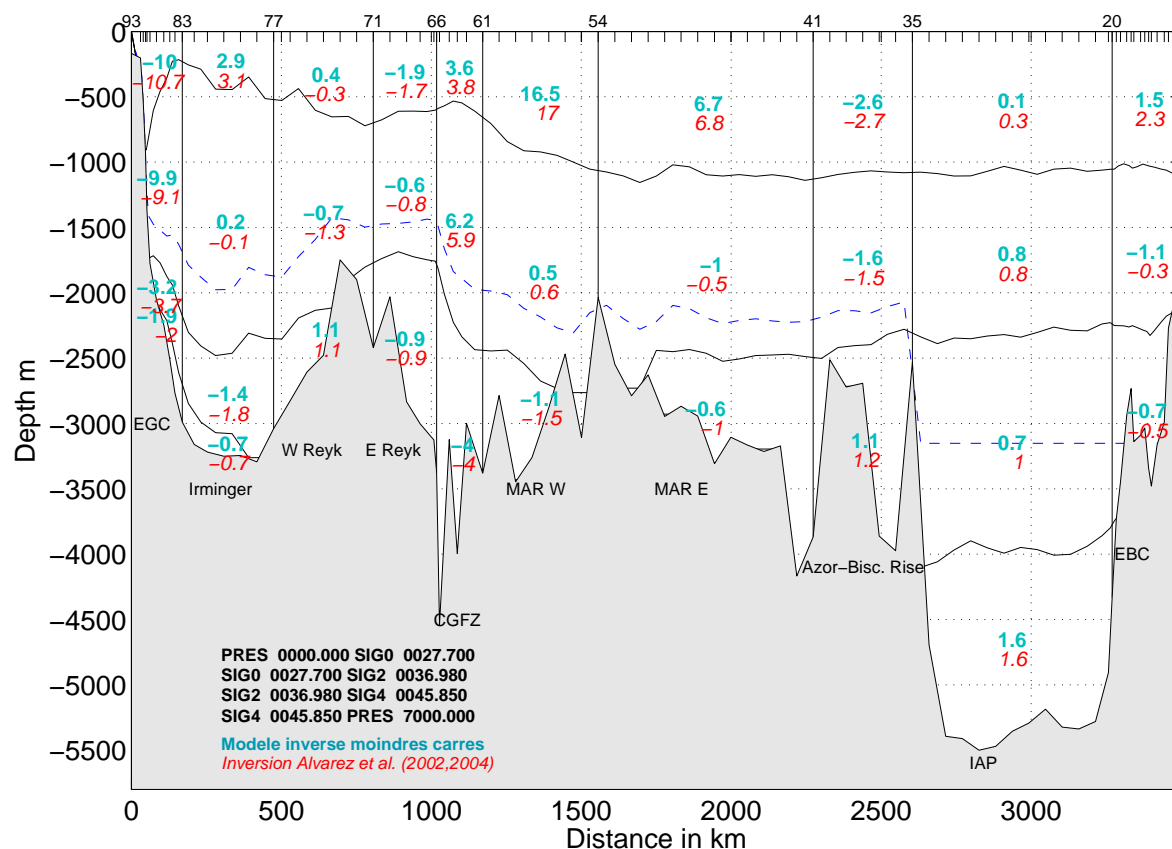


FIG. 2.3: Transport par boîte (en Sv) pour l'inversion de A02. Les résultats de Alvarez et al. (2002, 2004) sont inscrits en rouge en italique et les résultats obtenu avec notre modèle sont inscrits au dessus, en vert. Le niveau de référence est tracé en trait pointillé bleu. Les numéros de stations sont indiqués sur l'axe supérieur des abscisses.

2.5 Inversion contrainte par les mesures S-ADCP

2.5.1 Les mesures d'ADCP

L'utilisation de mesures directes de courants pour contraindre un modèle inverse en boîte afin d'obtenir des estimations des transports au moment de la réalisation de la section nécessite un traitement particulier des données, notamment dans la détermination d'erreurs associées à ces mesures. Les mesures du S-ADCP sont traitées à l'aide du logiciel Cascade (Izenic et al., 2005). On a défini la première paire de stations comme étant celle la plus proche du Groenland, et la dernière à l'extrémité sud-est de la section. Les vitesses moyennées toutes les deux minutes ont été projetées orthogonalement à chaque paire de station et tracées le long de la route en fonction de la distance interstation et de la pro-

fondeur. Afin de comprendre la méthode, on se concentre ici sur l'exemple des paires 13 et 14, situées au centre de la mer d'Irminger (figure 2.4).

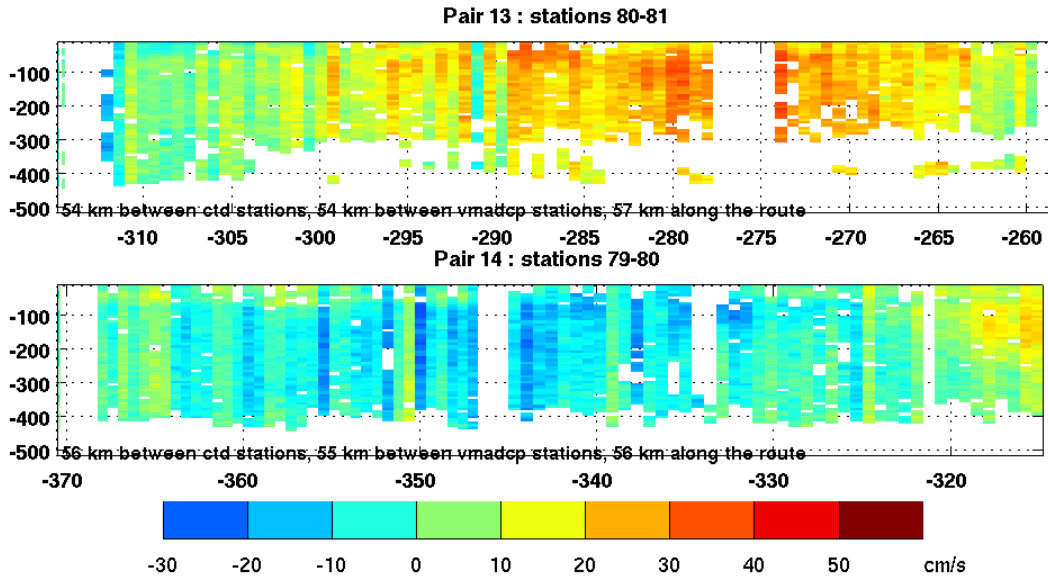


FIG. 2.4: Vitesses S-ADCP projetées perpendiculairement aux paires de stations 13 et 14, en fonction de la distance interstations en kilomètres (abscisses) et de la profondeur en mètres (ordonnées). Les vitesses vers le nord sont positives.

On observe de fortes vitesses vers le nord au centre de la paire 13, puis une zone de courant faible entre les deux paires, au niveau de la station 80, et des vitesses vers le sud entre les stations 80 et 79 de la paire 14. La station 80 est donc située au centre d'une circulation anticyclonique. Les profils correspondant à la moyenne de ces vitesses le long de la route, en comparaison de la moyenne des vitesses mesurées en station par S-ADCP et par L-ADCP (mesures indépendantes) sont tracés sur la figure 2.5.

Les profils de vitesse de ces deux paires de stations sont très différents selon qu'ils correspondent aux vitesses en station ou aux vitesses le long de la route, ce qui illustre bien le fait que les vitesses mesurées en station ne sont pas toujours représentatives des structures existantes. C'est pour cette raison qu'on a choisi d'utiliser les mesures du S-ADCP le long du trajet entre deux stations, plutôt que celles des L-ADCP pour déterminer les contraintes appliquées au modèle inverse. En moyennant ces mesures inter-stations on prend en compte les structures non échantillonnées en station, ce qui permet d'obtenir

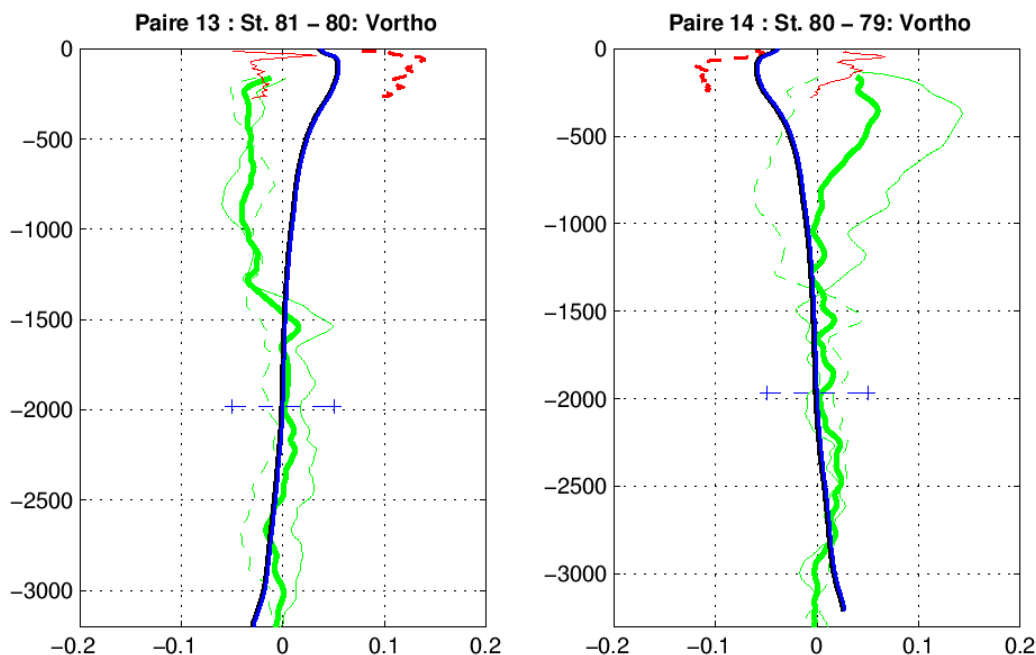


FIG. 2.5: Profils de vitesse des paires de station 13 et 14. Les traits en vert représentent les vitesses mesurées par L-ADCP, les traits fins les mesures en chacune des stations de la paire et en trait épais la moyenne des deux profils, les traits bleus représentent les profils géostrophiques, référencés au niveau des lignes bleues pointillées (solution a priori et son incertitude). Les mesures S-ADCP sont tracées en rouge ; en pointillé ce sont les profils moyennés le long de la route entre les deux stations de la paire et en trait continu la moyenne des mesures aux deux stations. Les vitesses sont indiquées en m/s sur l'axe des abscisses. Les ordonnées représentent la profondeur (en mètres).

la meilleure contrainte possible pour chaque paire de stations. Les profils des mesures L-ADCP en station ont quant à eux été très utiles à titre de validation des mesures S-ADCP en stations, et permettent aussi de confirmer les niveaux de référence avec vitesse nulle de la solution a priori.

Toutes les vitesses ADCP utilisées et présentées ici ont préalablement été corrigées de la marée grâce au modèle de *Egbert et al.* (1994) (à part sur le plateau où ce modèle ne donnant pas des résultats satisfaisant, la méthode de *Bacon et al.* (2002) a été appliquée, cf. Chapitre 5).

Après avoir étudié minutieusement les mesures ADCP de chaque paire de stations, on

s'est aperçu que les données de S-ADCP dans le bassin est étaient beaucoup moins satisfaisantes que dans la partie ouest, comme on le voit par exemple sur la figure 2.6 pour les paires de stations 52 à 54.

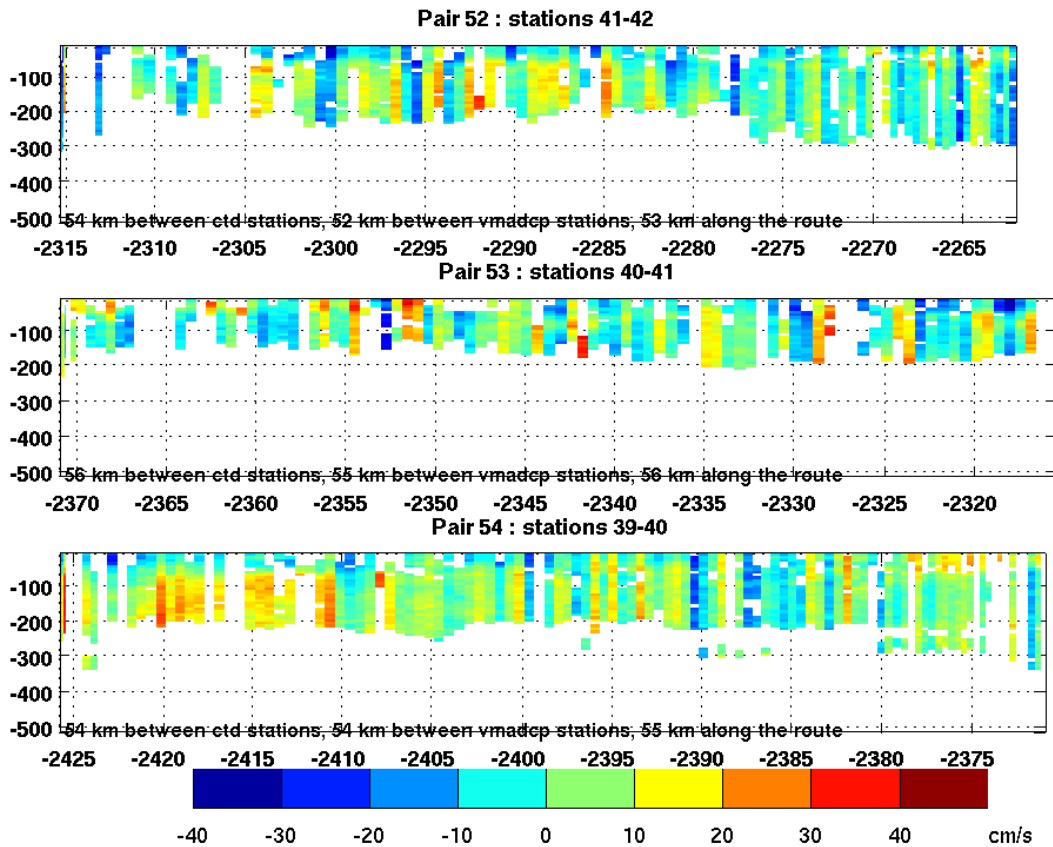


FIG. 2.6: Vitesses S-ADCP projetées perpendiculairement aux paires de stations 52, 53 et 54, en fonction de la distance interstations en kilomètres (abscisses) et de la profondeur en mètres (ordonnées). Les vitesses vers le nord sont positives.

Les vitesses alternent d'un ping à l'autre entre des valeurs positives et négatives. Cette mauvaise qualité des données pourrait provenir d'un manque de particules en suspension, nécessaires à la réflexion du signal dans les mesures par ADCP. La section Fourex a en effet été réalisée à la fin de l'été, c'est à dire à une période où la concentration en chlorophylle à ces latitudes (40-50°N) est faible (Ducklow and Harris, 1993; Lenz et al., 1993).

2.5.2 L'inversion V05

Les contraintes sont imposées sous forme de transports, déterminés ici à partir des vitesses S-ADCP, sur une couche dans laquelle la qualité des mesures est optimale, qu'on a choisie entre 32 et 200m. Ce choix permet de s'affranchir de la contribution d'Ekman concentrée dans les 30 premiers mètres et qui est mesurée par ADCP mais absente des vitesses calculées par géostrophie. Les mesures S-ADCP étant de mauvaise qualité sur toute la profondeur à l'est de la Ride Médio-Atlantique, et les mesures L-ADCP d'un certain nombre des stations du bassin est n'étant pas disponibles, on a décidé de contraindre le modèle uniquement jusqu'au MAR, de la paire 1 à la paire 48 (station 45). A l'est du front subarctique, les courants profonds sont faibles (*Dickson et al.*, 1985), et le Courant Nord Atlantique implique des vitesses intensifiées en surface. Etant donnés les profils géostrophiques, l'hypothèse d'une vitesse nulle au niveau de référence, en profondeur, semble réaliste. Pour ces paires de stations non contraintes par des mesures d'ADCP, la vitesse au niveau de référence a été bloquée, c'est à dire qu'on a choisi un intervalle d'incertitude sur cette vitesse de 1 mm/s .

Différents éléments ont été pris en compte dans la détermination d'erreurs associées à chaque contrainte. On a calculé des incertitudes liées aux mesures elles-mêmes, ainsi que des incertitudes liées à la distance inter-stations sur laquelle chaque contrainte est moyennée. La détermination de l'erreur instrumentale nécessite des informations sur l'appareil dont on ne disposait pas pour les données de Fourex. En se basant sur une analyse statistique de la déviation standard par ping, disponible pour les mesures d'Ovide réalisées avec des appareils similaires, on a estimé une déviation standard moyenne de 30 cm/s par ping sur les vitesses S-ADCP de Fourex. Cette valeur, pondérée par $1/\sqrt{N}$, avec N le nombre total de données bonnes pour chaque paire de station, donne l'erreur instrumentale sur l'estimation de la moyenne par paire de stations. Pour l'erreur dite physique, liée à la variabilité du milieu, les paires de stations ont été découpées en segments de 5 km (environ 200 pings). L'erreur physique par paire de stations, qui contient toutes les contributions dûes aux effets non-géostrophiques, est définie comme la moyenne des déviations standard des segments, divisée par la racine carrée du nombre de segments. Pour obtenir une incertitude totale on prend la racine carrée de la somme des deux carrés des erreurs, pour chaque paire de stations.

La seule contrainte supplémentaire est une contrainte de conservation de la masse, choisie telle que le transport à travers la section soit : $1 \pm 3 Sv$ (voir le bilan de masse dans le Chapitre 5).

A part pour certaines paires de stations pour lesquelles les profils L-ADCP, en accord avec les mesures S-ADCP en surface, indiquaient clairement un niveau de vitesse nulle différent, on a gardé le niveau de référence choisi par A02. La solution a priori a été choisie de manière à laisser plus de liberté au modèle dans les zones connues pour être des zones de fortes vitesses barotropes, c'est à dire dans les 200 premiers kilomètres de la section, à partir du Groenland (paire 1 à 10).

La figure 2.7 montre comment les vitesses au niveau de référence se sont adaptées aux contraintes, et présente les résidus des contraintes avant et après inversion.

On vérifie tout d'abord sur la figure 2.7 que les vitesses au niveau de référence sont restées égales à 0 pour les paires 49 à 88. Pour les paires de stations 1 à 48, les résidus sont significativement plus faibles après inversion, notamment au bord ouest (premières paires), où le modèle s'est fortement rapproché des contraintes. On n'observe aucune valeur extrême ni dans les écarts des vitesses au niveau de référence après inversion par rapport aux vitesses a priori, normalisés par l'erreur a priori (graphique du milieu) ni dans les résidus après inversion (graphique du bas, en bleu), ce qui atteste de la cohérence des contraintes. La fonction coût prend une valeur J_{min} supérieure au nombre de contraintes semblant indiquer une légère sous-estimation des erreurs, mais les résidus normalisés (graphique du bas) sont de l'ordre de 1, conformément au critère de *Talagrand* (1998) prescrit dans les cas fortement contraints.

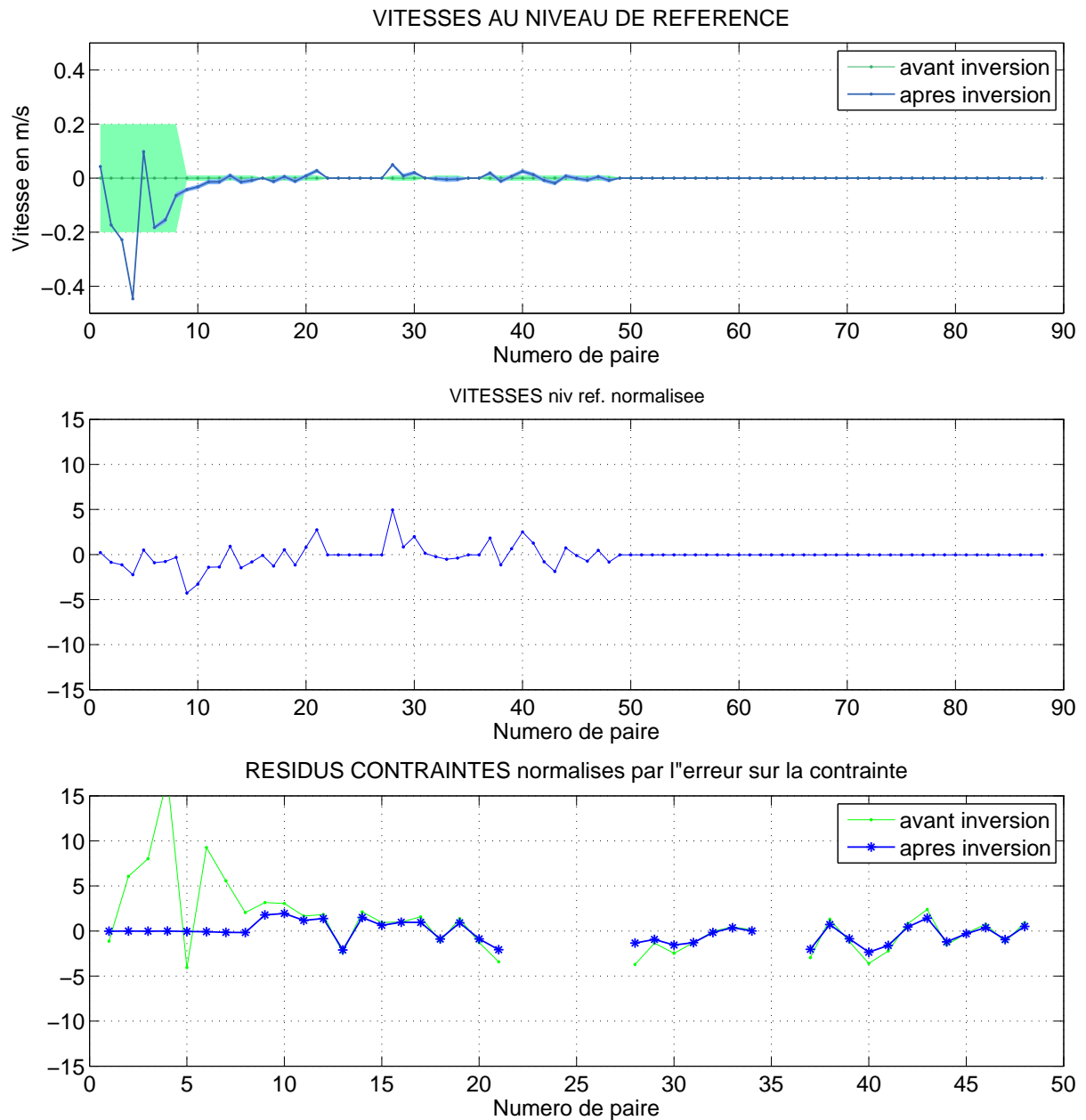


FIG. 2.7: Vitesses au niveau de référence et résidus avant et après inversion pour l'inversion V05 de Foux 1997.

2.6 Résultats

2.6.1 Transports en boîtes

Les résultats de transports obtenus par le modèle inverse avec ces contraintes S-ADCP sont donnés dans la figure 2.8. Les résultats des 2 inversions sont inscrits, en rouge (italique) les résultats de *Alvarez et al.* (2002) et en bleu les résultats de l'inversion V05.

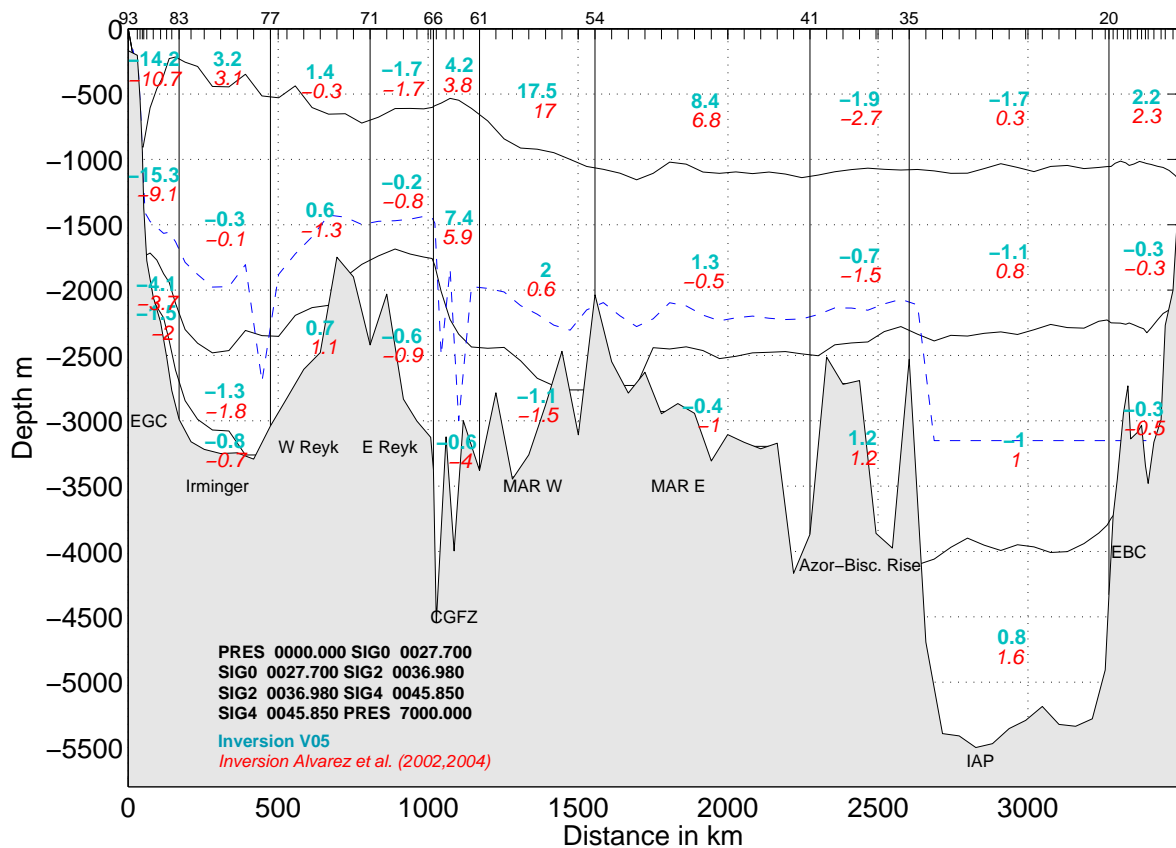


FIG. 2.8: Transport par boîte (en Sv) pour l'inversion de Alvarez et al. (2002, 2004) (en rouge en italique) et de l'inversion V05 contrainte par des mesures directes de courants (en vert). Le niveau de référence est tracé en trait pointillé bleu. Les numéros de stations sont indiqués sur l'axe supérieur des abscisses.

Les principales différences entre les deux inversions s'observent pour le Courant Est Groenland (EGC, figure 1.2) et dans la CGFZ. La répartition du transport à travers le reste de la section se fait un peu différemment entre les deux inversions.

Le transport positif (vers le nord) du Courant Nord Atlantique (NAC) est légèrement augmenté par les contraintes S-ADCP : dans les 3 boîtes de surface entre les stations 66 et 41, le transport passe de 27.6 à 30.1 Sv. Ces boîtes sont contraintes en surface par des transports calculés à partir des mesures de l'ADCP de coque dans l'inversion V05, alors que dans l'inversion de A02 les transports de cette zone ne sont pas contraints localement, mais calculés avec un niveau de référence à $\sigma_2 = 36.94 \text{kg/m}^3$ et des vitesses au niveau de référence choisies de manière à respecter les contraintes globales. Sur le flanc ouest de la Ride de Reykjanes, on observe un faible transport vers le nord qui n'apparaissait pas dans les résultats de *Alvarez et al.* (2002, 2004). Etant donné les propriétés de cette eau de surface dans la mer d'Irminger, peu salée (figure 2.1) et froide, il semble que ce transport vers le nord soit plutôt le signe d'une circulation cyclonique interne au gyre de la mer d'Irminger (*Holliday et al.*, 2007) que le signe du Courant d'Irminger d'eau d'origine subtropicale, observé plus au nord notamment à travers la section A01E (*Krauss*, 1995; *Bersch*, 1995; *Bacon*, 1997).

A02 ont choisi d'imposer à travers la section un transport de -2.4 Sv dans la CGFZ sous $\sigma_2 = 37 \text{kg/m}^3$ d'après les résultats de *Saunders* (1994). Cette contrainte explique le transport de -4 Sv dans la couche inférieure au niveau de la CGFZ. *Saunders* (1994) montre dans son étude du transport de masse à travers la CGFZ que cette valeur moyenne n'est pas constante dans le temps, et que le transport peut varier entre -10 Sv (vers l'ouest) et 5 Sv (vers l'est). On ne retrouve pas de fort transport vers l'ouest à travers la CGFZ dans l'inversion V05. Les profils du L-ADCP dans la CGFZ ne décrivent pas non plus de transport négatif au fond de la CGFZ. Il semble donc que lors de la campagne Fourex, en août 1997, le transport vers l'ouest par la CGFZ était très faible. C'est par ailleurs aussi ce qui a été observé par *Schott et al.* (1999), d'après des mesures à bord du *Meteor* en août 1997. Les auteurs relient ce très faible export d'Eau Profonde Nord Atlantique (NADW) de l'est vers l'ouest par la CGFZ à une anormale extension vers le nord -au dessus de la CGFZ- de la branche la plus au nord du NAC. En effet, un fort courant vers l'est en surface au dessus de la zone, s'étendant suffisamment en profondeur peut avoir pour effet de fortement diminuer le transport de sens opposé en profondeur (*Saunders*, 1994; *Schott et al.*, 1999). Un examen des propriétés de l'eau de surface au dessus de la CGFZ, mesurée lors de Fourex, met en évidence une salinité très inférieure à la salinité

caractéristique des eaux du Courant Nord Atlantique, en provenance du gyre subtropical. Sur la figure 2.1, le front subarctique apparaît en effet au sud-est de la CGFZ (station 62), comme le confirment aussi les données de température (figure 2.11) et d'oxygène (présentées en annexe). Contrairement aux résultats de *Schott et al.* (1999), le transport observé en surface au dessus de la CGFZ, qui est ici aussi vers le nord ne relève pas du NAC. Il s'agit plus probablement d'eau d'origine subpolaire ($S < 35$, $T < 6^{\circ}C$).

Un autre élément est à prendre en compte pour expliquer ce très faible transfert d'ISOW du bassin est vers l'ouest à travers la CGFZ en août 1997 : d'après une étude de *Yashayaev et al.* (2007), on sait que la mer du Labrador a connu des épisodes d'intense convection dans le début des années 1990, donnant lieu à la formation d'une importante quantité de LSW, particulièrement profonde (avec un maximum en 1994, figure 1.5). *Lavender et al.* (2005a) ont montré que des flotteurs dérivant à 1500m dans la Mer du Labrador mettaient 4 ans pour atteindre le bassin d'Islande. Il est donc très probable que l'on retrouve cette LSW particulièrement profonde dans les couches intermédiaires du bassin d'Islande en 1997, s'écoulant vers l'est dans la CGFZ et entravant le passage de l'eau profonde en provenance des seuils entre les Féroé et l'Ecosse.

Concernant cette couche intermédiaire, le transport de LSW vers le nord-est dans le bassin est est d'ailleurs plus intense que dans A02, d'environ 4 Sv et très largement supérieur à celui présenté dans le schéma de *Paillet et al.* (1998) représentant une circulation moyenne entre 1974 et 1991 (Chapitre 1, figure 1.4). La recirculation vers le sud de la LSW à l'est de la MAR est observée plus au sud dans l'inversion V05 mais reste en accord avec *Paillet et al.* (1998), avec un transport de l'ordre de 2-3Sv. L'excès de transport vers le nord est donc exporté dans le gyre subpolaire.

Le long du Groenland, *Alvarez et al.* (2002, 2004) trouvent un transport total surface-fond (WBC) de 25 Sv vers le sud qui correspond à la contrainte imposée, tandis que lorsqu'on impose les contraintes de surface de l'ADCP de coque, on obtient après inversion un transport vers le sud près de 50% plus fort (35 Sv). La différence est surtout due à une forte augmentation dans le Courant Est Groenland (EGC, correspondant aux 2 premières couches), le transport du Courant Profond de Bord Ouest (DWBC) changeant moins. Il

semble que 25 Sv était une valeur trop faible pour ce transport, qui a par ailleurs été mesuré lors des campagnes Ovide en 2002 et 2004 comme étant plus intense (entre 30 et 40 Sv), conformément aux résultats du modèle CLIPPER au $1/6^\circ$ (Treguier et al., 2006). Les mesures du L-ADCP de la campagne Fourex donnent aussi une valeur plus proche de 35 Sv (figure 2.9).

Sous l'isopycne $\sigma_2 = 27.8 \text{ kg/m}^3$, de la côte du Groenland à 400 km au large, A02 trouvent un transport du Courant Profond de Bord Ouest de l'ordre de 7 Sv vers le sud. L'utilisation des contraintes S-ADCP ne modifie pas significativement ce transport.

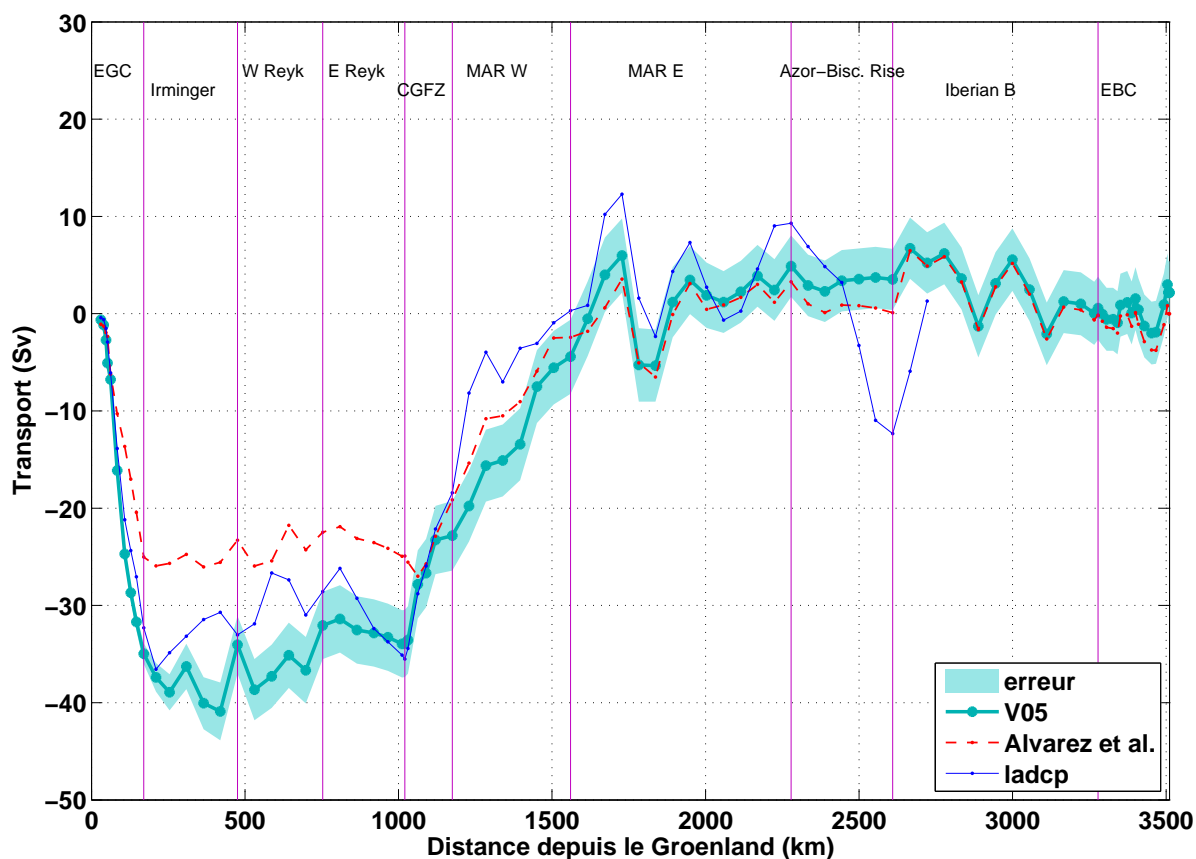


FIG. 2.9: Transport barotrope cumulé depuis le Groenland (en Sv, en ordonnées), en fonction de la distance depuis le Groenland (en kilomètres, en abscisses). Le transport cumulé déterminé à partir des mesures du L-ADCP est tracé en trait fin bleu. Ce tracé est interrompu après 2700 km à cause de l'absence de mesures L-ADCP pour plusieurs stations dans les 800 kilomètres les plus à l'est de la section.

La figure 2.9 donne une image plus globale des modifications induites par l'utilisation des contraintes S-ADCP. La nouvelle inversion, en vert, est plus proche des mesures L-ADCP, indépendantes, notamment au bord ouest. Les tourbillons présents dans la mer d'Irmingier (dont un, cyclonique, est mentionné par *Alvarez et al.* (2004) et présent en surface sur la figure 4 de *Schott et al.* (1999)) sont renforcés dans nos résultats. La circulation horizontale est fortement intensifiée, en raison comme on l'a vu précédemment d'un transport au bord ouest 50% plus fort vers le sud, et d'un transport net vers le nord au dessus de la CGFZ plus intense. La courbe bleue du transport calculé avec les mesures L-ADCP est à examiner avec prudence car les incertitudes sur les transports ainsi déterminés, non présentées, sont très importantes à cause de l'échantillonnage très éparse de ces mesures.

2.6.2 Cellule Méridienne d'Overtuning

Le transport intégré sur l'horizontale à travers toute la section est présenté dans la figure 2.10. Il est tracé en fonction de la profondeur (a) et en fonction de la densité σ_1 (b).

Dans le premier cas (a), la circulation d'overtuning, représentée par un transport vers le nord dans les 1200 premiers mètres et un transport vers le sud en profondeur, est beaucoup plus faible dans la nouvelle inversion. On peut expliquer cette différence d'une part par un transport vers le sud dans les couches profondes plus faible (au niveau de la CGFZ) et surtout par le transport de l'EGC beaucoup plus intense vers le sud qui a pour effet de diminuer le transport net vers le nord dans la couche de surface. Les valeurs de cette cellule méridienne de circulation intégrée en profondeur ($MOCz$) sont indiqués dans le tableau 2.2. On a choisi d'intégrer le transport depuis le fond pour ne pas faire intervenir le transport net à travers la section dans la valeur de la MOC, en supposant que le transport net soit un transport d'eau chaude de surface (cf. Chapitre 5). On observe une diminution de 25%. Par contre la $MOC\sigma$ (b), appelée aussi THC (*Marsh et al.*, 2005), est la même dans les deux inversions (tableau 2.2). Ceci s'explique simplement par le fait que les principales différences de transports entre les résultats des deux inversions se compensent : l'exédent de transport vers le sud dans l'EGC dans la nouvelle inversion est équilibré par un transport vers le sud plus faible dans la CGFZ, aux mêmes densités (l'isopycne de séparation $\sigma_1 = 32.1$ (32.25 dans l'inversion de *Alvarez et al.* (2002, 2004)) est tracée sur la figure 2.11).

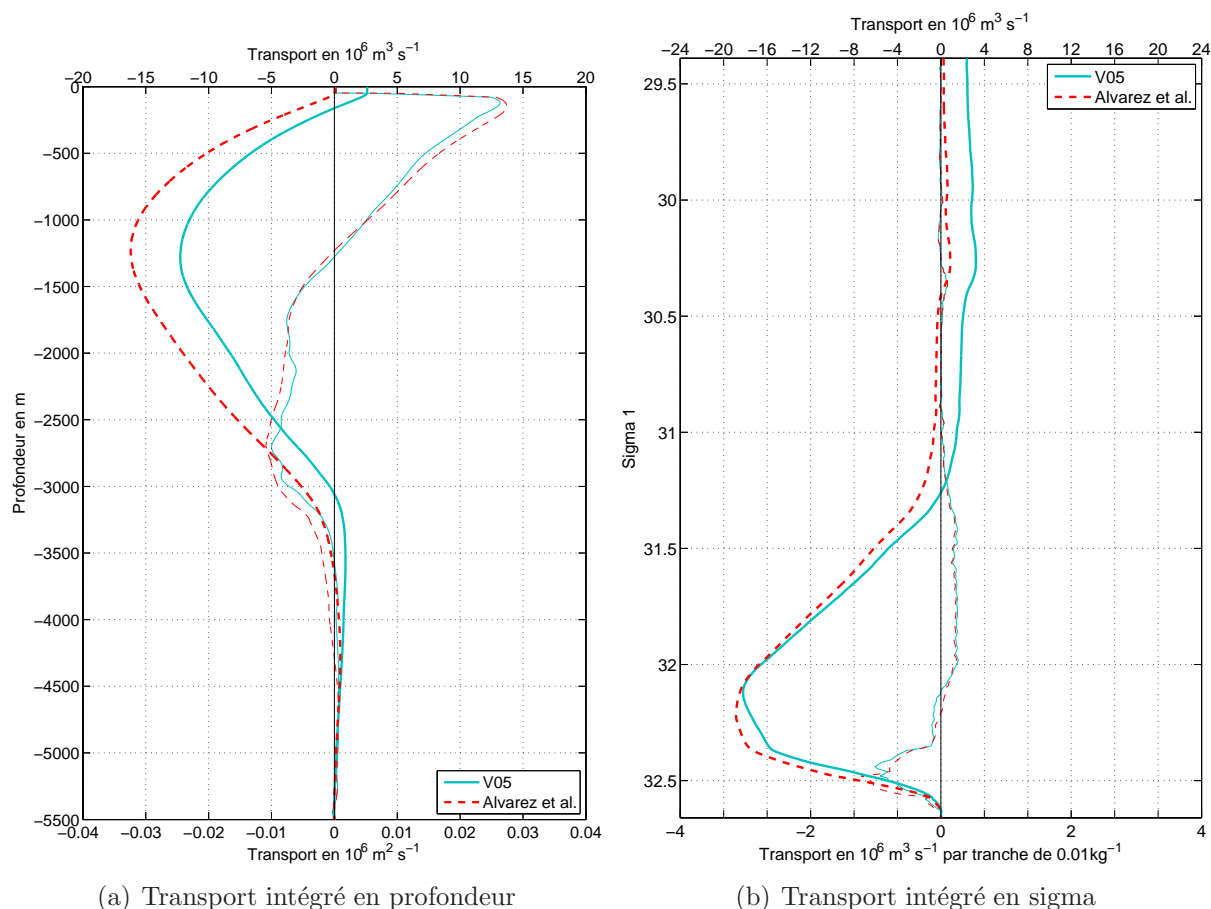


FIG. 2.10: *Transport barocline, intégré entre le Groenland et l'Espagne, et tracé en fonction de la profondeur (a) et de la densité σ_1 (b). Les axes de ce transport (traits fins) sont situés en bas des graphiques. Les courbes en trait épais représentent le transport cumulé (intégration des courbes en trait fin) depuis le fond, en $10^6 m^3/s$, dont les axes sont situés en haut.*

Si on considère que la MOC est une mesure de la conversion de masses d'eaux légères en eaux denses, il semble plus judicieux de s'intéresser à la MOC_σ qu'à la MOC_z . Du fait du tracé non zonal de la section Fourex, comme on vient de le montrer, la circulation horizontale contribue en effet de manière importante à la MOC calculée en profondeur (Mauritzen and Häkkinen, 1999).

	MOC_z	MOC_σ
<i>Alvarez et al. (2002, 2004)</i>	15.5	19.0
V05 (S-ADCP)	12.3 ± 1.5	18.5 ± 1.9

TAB. 2.2: Cellule Méridienne d’Overturning (Sv) à travers la section Fourex 1997 en z (maximum du transport cumulé en profondeur à partir du fond) et en σ (maximum du transport cumulé en densité à partir du fond) pour les deux inversions. (Les chiffres attribués à A02 diffèrent légèrement de ceux publiés car ils sont ici obtenus avec notre modèle).

2.6.3 Transport de chaleur

Le transport de chaleur à travers la section est inchangé : on obtient une valeur de 0.69 ± 0.05 PW dans V05 (1 $PetaWatt = 10^{15}$ $Watt$), contre 0.63 PW dans notre inversion A02 (0.69 PW dans leur article). Ce résultat est cohérent, car c’est par les eaux chaudes et salées de surface que la chaleur est transportée vers le nord, comme on le voit sur la figure 2.11.

Ce transport de chaleur s’effectue en majorité par le Courant Nord Atlantique dont le transport de volume est quasiment le même dans les deux inversions. Le transport de chaleur et la MOC_σ sont naturellement associés dans leur variabilité car la chaleur est principalement transportée par le NAC qui constitue l’essentiel du transport de la branche haute de la MOC_σ . Ce transport de 0.69 ± 0.05 PW est fort comparé aux résultats de *Ganachaud and Wunsch (2003)* présentés dans le Chapitre 1 (figure 1.6) qui indiquent un transport méridien de chaleur moyen inférieur à 0.5 PW aux latitudes de la section Fourex. On peut donc noter qu’en août 1997 le transport de chaleur était particulièrement intense.

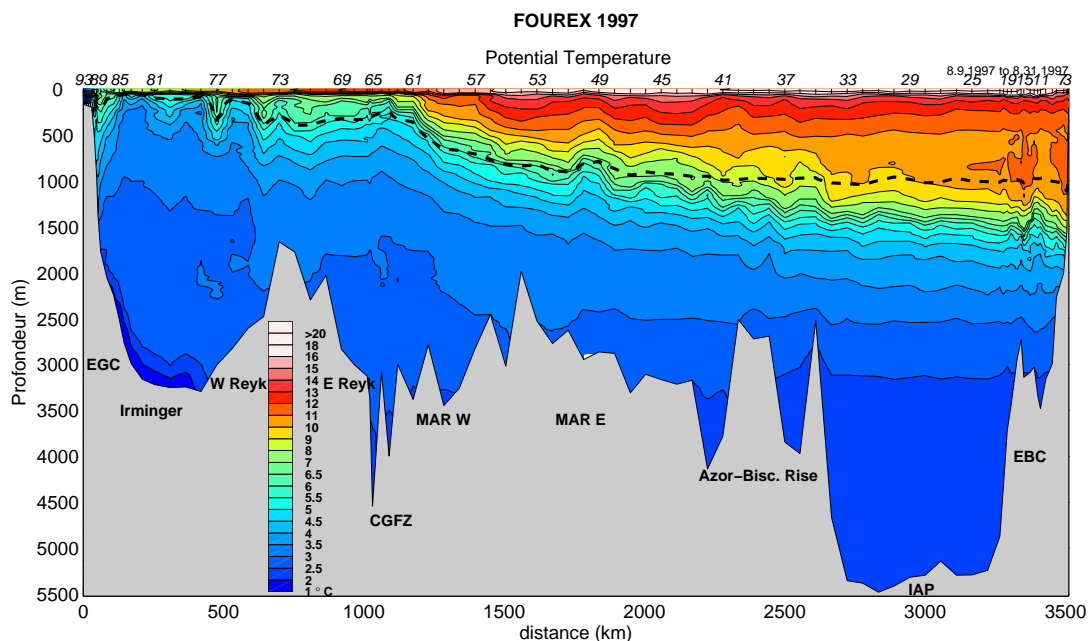


FIG. 2.11: Coupe de température de la section Fourex 1997. En abscisses la distance depuis le Groenland le long de la section (km) et en ordonnées la profondeur (m). La ligne en pointillés noirs représente l'isopycne $\sigma_1 = 32.1$, limite de la MOC_σ . Les numéros de stations sont inscrits sur l'axe supérieur des abscisses. Les zones géographiques sont explicitées dans la légende de la figure 2.1.

2.7 Conclusion

On a mis en évidence, grâce à l'utilisation de mesures directes de courants, un Courant Est Groenland très fort en août 1997, 50% plus fort que dans les estimations précédentes. Le transport d'eau de fond à travers la CGFZ était particulièrement faible en août 1997, en accord avec des mesures simultanées dans la zone et des études sur la variabilité de ce transport. La Cellule Méridienne d'Overturning - définie comme le transport intégré selon la densité à partir du fond - et le transport de chaleur n'ont quant à eux pas changé. Cette étude constitue une illustration intéressante de l'intérêt de déterminer la MOC en intégrant le transport en gammes de densité dans cette zone de l'Atlantique (MOC_σ).

Nos résultats attestent de l'importance d'utiliser des mesures directes de courant pour obtenir des estimations réellement représentatives de la circulation à une date donnée à travers une section hydrologique.

Ces nouvelles estimations de transports ont servi de référence dans l'analyse des transports à travers la section Ovide 2002 exposée dans l'article de *Lherminier et al.* (2007) présenté en annexe de cette thèse. Cette étude montre une diminution significative des principaux éléments de circulation du gyre subpolaire entre août 1997 et juin 2002, avec un transport de chaleur 30% plus faible en juin 2002.

L'étude des transports à travers les sections Fourex 1997 et Ovide 2002 dans le modèle Clipper et la comparaison des résultats du modèle aux observations, dont celles de Fourex sont décrites ici, fait l'objet de l'article de *Treguier et al.* (2006). Ces travaux montrent que la diminution, aussi observée dans le modèle, reste significative en moyenne annuelle (figure 2.12). Le modèle permet aussi de quantifier la diminution de la MOC attribuée à la différence de trajectoire entre les deux sections. Cette différence peut atteindre 2 Sv selon le modèle (ATL6 ou FLAME). *Treguier et al.* (2006) mettent en évidence une variabilité mensuelle importante de la MOC, quoique minimum en été, avec une très faible tendance à la baisse sur la période 1995-2003.

Concernant les courants, le modèle montre que la variabilité du Courant Nord Atlantique provient majoritairement d'instabilités internes tandis que le Courant Est Groenland est forcé uniquement par le vent.

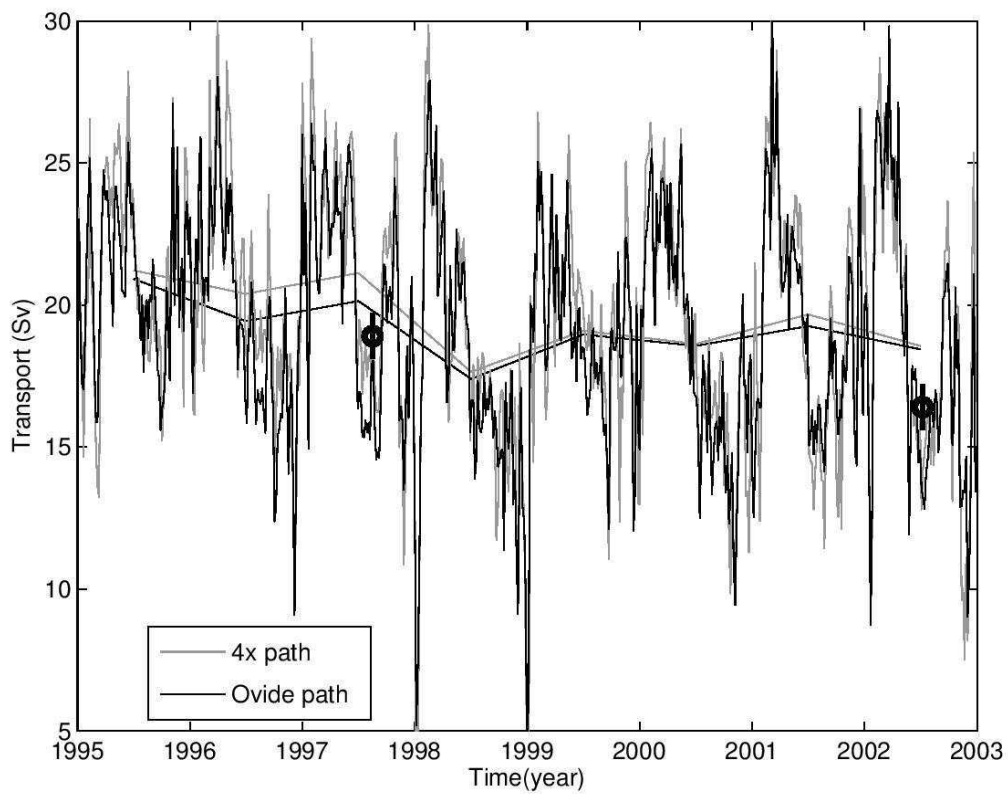


FIG. 2.12: Figure 6 de Treguier et al. (2006) de la MOC_{σ} à travers les sections Fourerx (en gris) et Ovide (en noir) dans le modèle CLIPPER (sorties à 5 jours et courbes lissées annuellement). Les valeurs obtenues à partir des observations sont aussi indiquées.

Chapitre 3

L'altimétrie pour référencer les vitesses géostrophiques

3.1 Introduction

Dès les premières mesures de niveau de la mer par les satellites SEASAT en 1978 puis GEOSAT en 1985, des études prévoyaient le potentiel de ces nouvelles techniques d'observation des océans pour progresser dans la connaissance de la circulation océanique (*Wunsch and Gaposchkin*, 1980). Depuis, l'altimétrie spatiale s'est développée, la précision des données d'anomalie de niveau de la mer et celle des modèles de géoïde se sont considérablement améliorées et grâce aux missions récentes dont Topex/Poseïdon débutée en 1992, des mesures satellites effectuées en continu permettent actuellement d'appréhender la variabilité de surface des océans sur des échelles de temps allant du mois à la décennie. AVISO fournit des données altimétriques qui prennent en compte les mesures de plusieurs missions simultanées. Ces données, très facilement exploitables, sont disponibles sous forme de produits grillés, et on dispose de données tous les 7 jours depuis 1992.

Les mesures satellites ne donnent accès qu'à la composante variable de la surface des océans, et donc aux anomalies de vitesse géostrophique de surface. La détermination de vitesses absolues nécessite la connaissance d'un niveau moyen, correspondant à la circulation moyenne de surface des océans. On n'a pas accès à ce niveau moyen directement par l'altimétrie car on ne connaît pas précisément le géoïde. Récemment, *Rio and Hernan-*

dez (2004) ont obtenu un nouveau niveau moyen de l'océan global au $1/2^\circ$, à partir d'un modèle de géoïde amélioré grâce à des mesures altimétriques et in-situ. Dans cette étude, une première estimation du niveau moyen dynamique (MDT) est obtenue en soustrayant le modèle de géoïde EIGEN-GRACE 03S (Reigber *et al.*, 2005) à la surface moyenne océanique CLS01 (hauteur moyenne des océans par rapport à l'ellipsoïde de référence Topex/Poseïdon, cf. site web AVISO). Cette première estimation permet de résoudre le signal de la circulation moyenne à très grande échelle spatiale. Un modèle inverse est ensuite utilisé pour améliorer la résolution à partir de cette solution a priori et de contraintes issues d'observations in situ et de mesures altimétriques.

Dans ce chapitre on montre comment on peut utiliser conjointement des vitesses de surface calculées à partir de données altimétriques et des mesures in situ pour étudier la variabilité de différents transports à travers une section hydrologique.

Dans un premier temps on a comparé les vitesses altimétriques aux vitesses des ADCP de coque (S-ADCP) de chacune des campagnes Fourex (1997) et Ovide (2002, 2004, 2006). La deuxième partie de ce chapitre présente l'utilisation des vitesses altimétriques pour contraindre le modèle inverse géostrophique.

3.2 Comparaison des vitesses altimétriques aux vitesses S-ADCP

Des vitesses dites « altimétriques » perpendiculaires à chaque section ont été calculées au centre de chaque paire de station. Ces vitesses absolues ont été calculées à partir des hauteurs dynamiques absolues (ADT) interpolées aux points de stations. AVISO fournit des données correspondant à des anomalies de hauteur dynamique (SLA) par rapport à un niveau moyen (MDT). Nous avons ici utilisé le niveau moyen Rio05 (Rio and Hernandez, 2004).

La topographie dynamique absolue permettant d'avoir accès aux vitesses absolues de surface est donnée par :

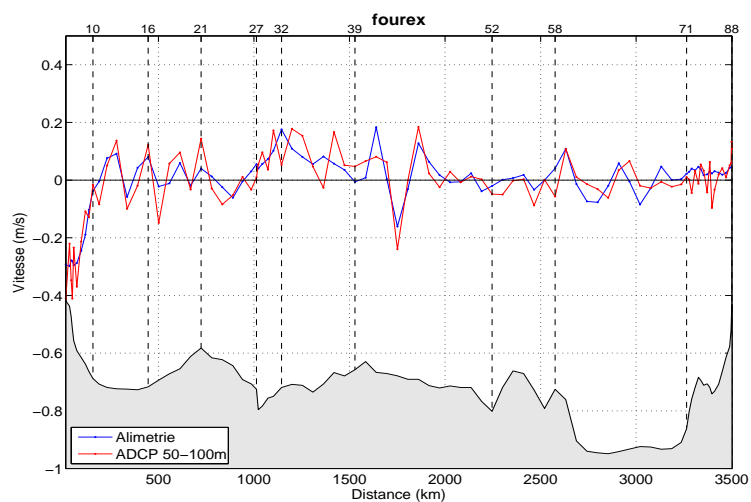
$$ADT = SLA + MDT \tag{3.1}$$

Les données d'anomalies AVISO sont fournies sur une grille au $1/3^\circ$, et le niveau moyen est fourni sur une grille de $1/2^\circ$. On a des mesures tous les 7 jours, qui ont été interpolées linéairement aux dates des stations de la section. On a accès à deux séries de données de SLA :

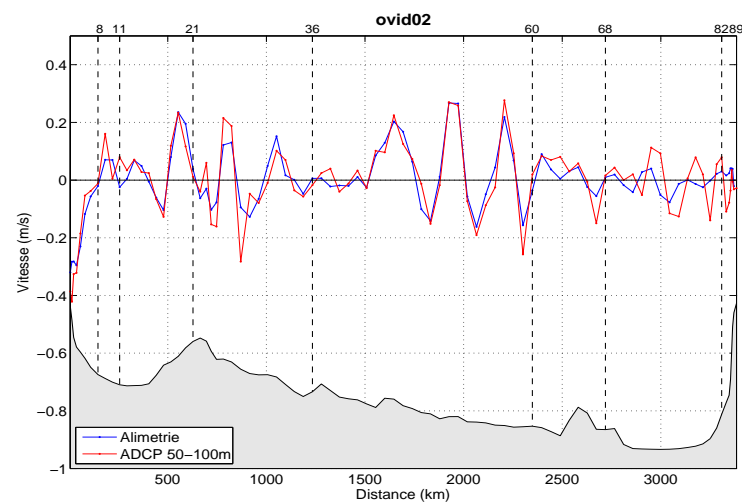
- des données appelées « ref », déterminées avec au plus 2 satellites, qui sont homogènes dans le temps sur toute la série de données,
- des données appelées « upd » qui sont calculées à l'aide des mesures de tous les satellites disponibles à la date donnée.

Les calculs ont ici été fait avec les données « upd », qui sont les meilleures disponibles pour chaque date. La figure 3.2 montre ces vitesses altimétriques déterminées au milieu de chaque paire de station, comparées aux vitesses interstations mesurées par S-ADCP pour les quatre sections : Fourex 1997, Ovide 2002, 2004 et 2006.

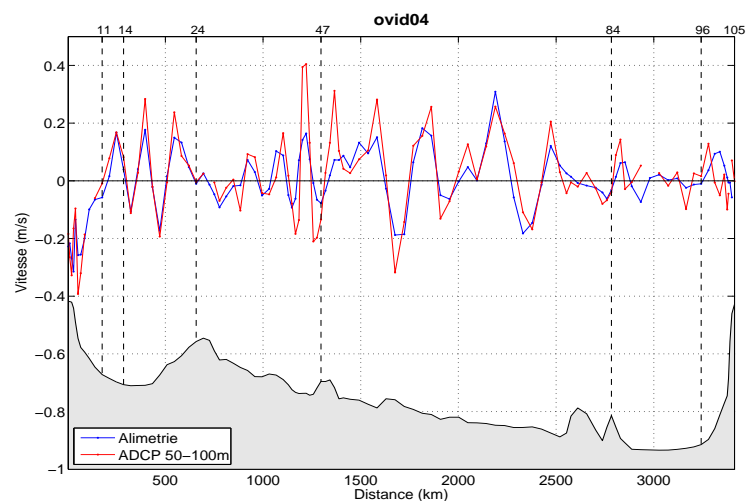
Pendant Ovide 2004, 2 ADCP de coque ont fonctionné (bb150 et nb75) donnant chacun par endroits des mesures peu satisfaisantes. Pour contraindre le modèle inverse, les mesures de l'un ou l'autre ont été choisies selon les paires de stations, après analyse minutieuse de toutes les mesures des 2 S-ADCP (*Lherminier et al.*, 2008). Les vitesses S-ADCP tracées sur la figure 3.2 (c) sont celles provenant de l'ADCP bb150, qui donne de meilleures mesures en surface que le nb75, qui sont donc plus appropriées pour une comparaison avec des vitesses altimétriques, de surface. Les vitesses S-ADCP tracées représentent la vitesse moyenne mesurée par le S-ADCP le long de la route entre 2 stations. On a moyenné les vitesses sur une couche de 50 à 100 m, d'une part pour s'affranchir de la vitesse d'Ekman qui est absente du signal altimétrique et dont la composante peut être négligée sous 50m, et d'autre part parce que les mesures S-ADCP sont moins bonnes sur les premiers mètres en surface. Les vitesses altimétriques représentent quant à elles des vitesses géostrophiques de surface. Ces vitesses S-ADCP et altimétriques sont comparées sur la figure 3.2.



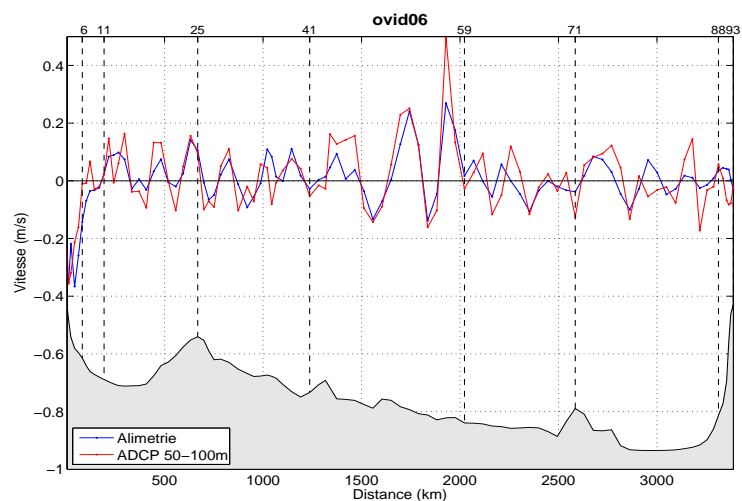
(a) FOUREX 1997



(b) OVIDE 2002



(c) OVIDE 2004



(d) OVIDE 2006

FIG. 3.1: Comparaison entre les vitesses altimétriques et les vitesses S-ADCP de chaque paire de station. En abscisses la distance cumulée depuis le Groenland en bas et les numéros des paires de stations en haut, et en ordonnées la vitesse en m/s. La courbe rouge représente les vitesses S-ADCP et la courbe bleue représente les vitesses altimétriques.

La figure 3.2 montre un très bon accord entre les vitesses altimétriques et les vitesses S-ADCP. Les structures de grande échelle sont représentées de la même manière dans les deux ensembles. Il semble par contre que certaines structures de plus petite échelle visibles dans les mesures S-ADCP soient lissées dans le signal altimétrique. On remarque que concernant Ovide 2006, la limite Est du Courant Est Groenland n'est pas vue au même endroit dans les 2 ensembles de mesures. Par endroits l'intensité des vitesses altimétriques semble légèrement sous-estimée, notamment en 2004. Cette sous-estimation a été quantifiée en traçant les vitesses S-ADCP en fonction des vitesses altimétriques (figure 3.2).

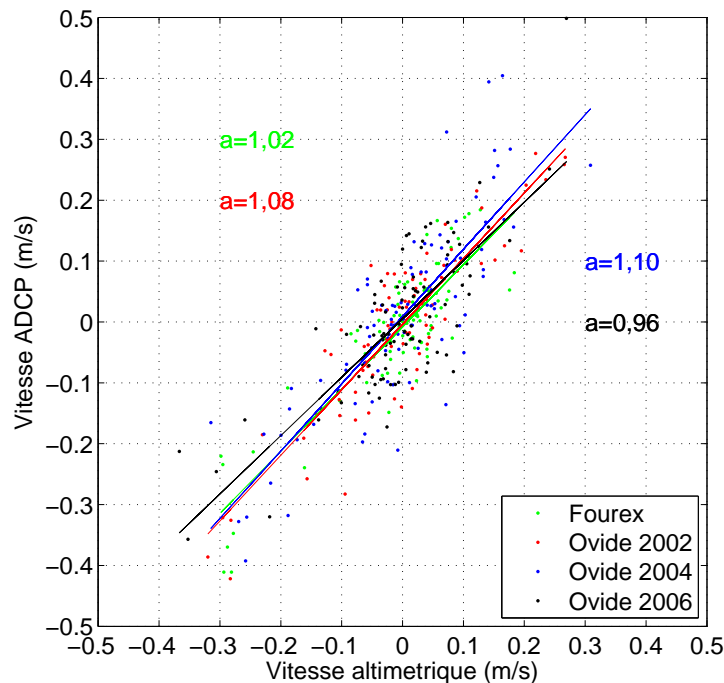


FIG. 3.2: Vitesses S-ADCP (m/s) en fonction des vitesses altimétriques (m/s) correspondantes pour chaque campagne. Les lignes en traits plein représentent les régressions linéaires effectuées sur chaque ensemble de données, dont les coefficients directeurs sont inscrits sur la figure.

La régression linéaire effectuée sur les données de 2004 indique que les vitesses S-ADCP sont globalement 10% plus intenses que les vitesses altimétriques. Les données altimétriques AVISO sont issues d'une analyse objective de mesures satellites. Ce traitement peut engendrer un lissage qui pourrait expliquer la sous-estimation, aussi observée pour les données de 1997 et 2002 (dans une moindre mesure). Les vitesses altimétriques d'Ovide 2006 sont

par contre très légèrement sur-estimées. Ce biais n'étant pas systématique on n'a pas cherché à le corriger.

Pour quantifier l'écart entre les deux jeux de données indépendants, on a calculé les moyennes quadratiques, (appelées par la suite RMS) des différences entre les vitesses altimétriques et les vitesses S-ADCP (tableau 3.1). Cette différence a aussi été déterminée en utilisant les données altimétriques « ref ». Il est en effet intéressant d'avoir des données homogènes dans le cas présent où l'on compare les vitesses altimétriques aux vitesses S-ADCP, même si pour contraindre le modèle inverse il est préférable d'avoir les meilleures données possibles.

	Fourex 1997	Ovide 2002	Ovide 2004	Ovide 2006
données « ref »	5.8	6.2	8.9	8.2
données « upd »	5.8	6.1	8.2	7.3

TAB. 3.1: RMS de la différence des deux ensembles de vitesses (en cm/s) : vitesses altimétriques et vitesses S-ADCP moyennées sur la couche 50-100m

En août 1997, lors de la campagne Fourex, seuls 2 satellites altimétriques fonctionnaient (TPX1+ERS1), la série « upd » de vitesses altimétriques de Fourex est donc la même que la série « ref ». Par contre, pour les dates d'Ovide 2002 il y avait 3 satellites (TPX1, ERS2, GFO), 4 en 2004 (TPX2, ENVISAT, JASON, GFO) et 3 en 2006 (ENVISAT, JASON, GFO) (CLS, 2006). Malheureusement à cause d'un problème technique, il n'y a aucune mesure d'ENVISAT qui soit valide entre le 15 mai et le 21 juin 2006 (source : site AVISO), dates correspondant exactement à la campagne Ovide 2006. Les données altimétriques « ref » d'Ovide 2006 sont donc principalement déterminées avec les mesures d'un seul satellite (JASON).

La contribution de GFO - et de TPX2 dans le cas de 2004 - dans l'amélioration des données, c'est à dire l'amélioration des données « upd » par rapport aux données « ref » est nette pour les 3 dernières sections, ce qui confirme les résultats de Pascual et al. (2006) qui montrent que la prise en compte des mesures de 4 satellites au lieu de 2 améliore de manière significative la précision des données.

Le tableau 3.1 montre que c'est pour Fourex 1997 et Ovide 2002 que la RMS est la plus faible, de l'ordre de 6 cm/s. Le résultat pour Fourex peut paraître étonnant car les mesures S-ADCP de Fourex 1997 sont de mauvaise qualité dans le bassin est. Cependant, les stations de Fourex 1997 sont plus espacées que celles des sections Ovide (écart médian de 55km pour Fourex contre respectivement 46, 37 et 44km pour Ovide 2002, 2004 et 2006). Les vitesses auxquelles on s'intéresse sont donc moyennées sur de plus grandes distances, ce qui peut expliquer que l'écart entre les deux jeux de données soit plus faible.

Avec les données d'Ovide 2006, on observe une RMS de 7.3 cm/s, bien que les mesures S-ADCP de cette dernière campagne soient de très bonne qualité (d'après une comparaison avec les mesures indépendantes effectuées en station par les L-ADCP fixés à la rosette) tout comme celles d'Ovide 2002. Cette valeur élevée reflète le manque de précision des données altimétriques sur la période couvrant les dates de la campagne Ovide 2006.

On a vu (figure 3.2) que certaines structures de petites échelles visibles dans les vitesses S-ADCP interstation n'étaient pas résolues par l'altimétrie. La distance interstation de l'ordre de 50 km, avec certaines stations plus rapprochées par endroits, est en effet probablement inférieure à la résolution des données altimétriques utilisées ici. Pour définir la distance critique, on a fait une analyse spectrale du signal altimétrique.

Analyse spectrale Au cours des campagnes, les vitesses mesurées par S-ADCP sont moyennées toutes les deux minutes. Étant donnée la vitesse du navire, on peut traduire cet intervalle temporel en intervalle spatial de 2 km. Les vitesses altimétriques sont fournies tous les $1/3^\circ$, ce qui correspond à notre latitude (gyre subpolaire) à des distances de 20-30 km. On a moyenné les vitesses S-ADCP tous les 2 kilomètres le long de chaque section, et les vitesses altimétriques ont été interpolées tous les $1/3^\circ$ le long de la section, puis ré-extrapolées linéairement tous les 2 km. Ces vitesses altimétriques et S-ADCP sont tracées dans l'espace spectral pour chaque campagne sur la figure 3.3.

On voit sur la figure 3.3 que pour chaque campagne, les deux signaux sont équivalents dans

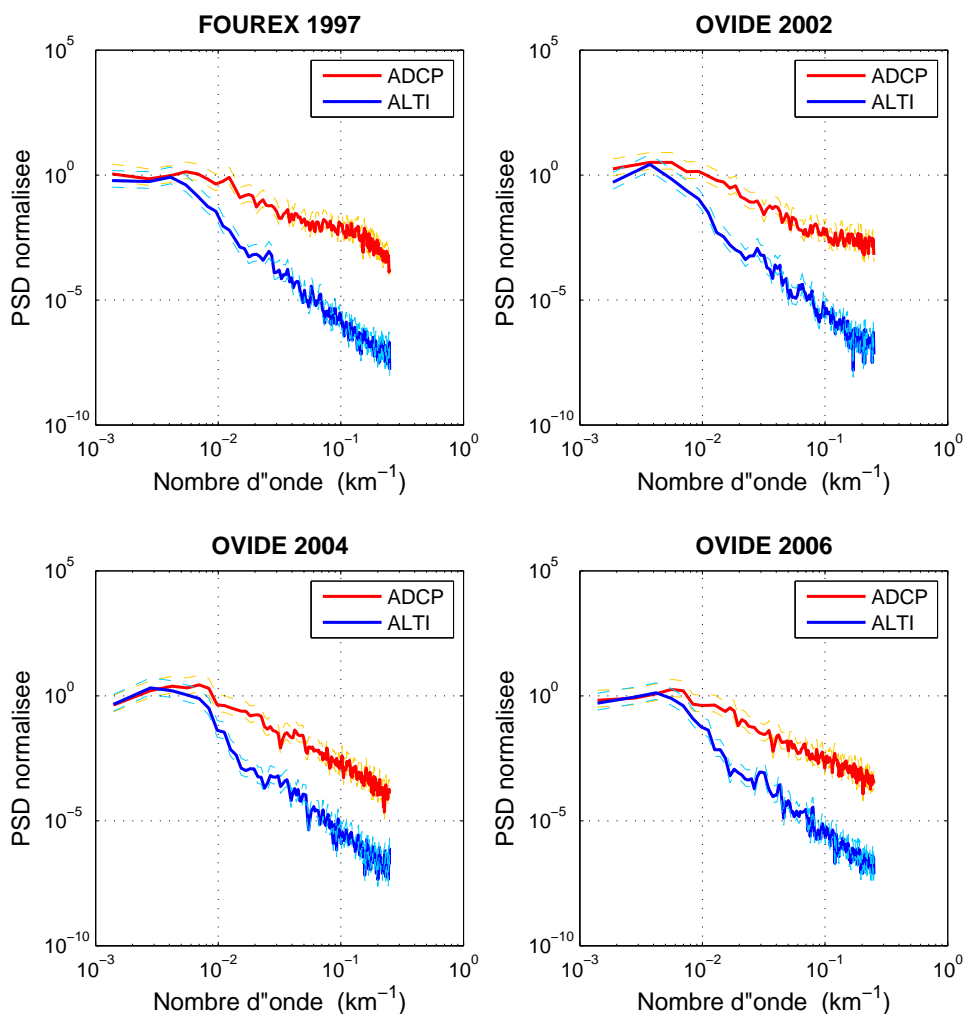


FIG. 3.3: Spectres des vitesses altimétriques et S-ADCP pour les 4 sections, tracées selon des axes logarithmiques. Les abscisses correspondent aux nombres d'onde, en km^{-1} et les ordonnées à la densité spectrale de puissance (PSD), normalisée par la fréquence d'échantillonnage (km^{-1}). Les spectres des vitesses S-ADCP sont tracés en rouge, avec l'intervalle de confiance (à 95%) correspondant en orange, et les spectres des vitesses altimétriques sont tracés en bleu, avec l'intervalle de confiance correspondant en bleu clair.

les basses fréquences. Pour les hautes fréquences, correspondant à des distances inférieures à une centaine de kilomètres (nombre d'onde $> 10^{-2}$) le signal altimétrique est beaucoup moins énergétique que le signal des mesures S-ADCP. Cette observation indique que les structures d'échelle spatiale inférieure à une centaine de km ne sont pas résolues par les données AVISO utilisées ici, grillées et multitraces, et que les vitesses altimétriques

déterminées à partir de ces données sur des échelles inférieures à une centaine de km sont corrélées entre elles.

En ce basant sur ce résultat, on a calculé des vitesses moyennes sur des zones regroupant plusieurs paires de stations, c'est à dire sur des distances de l'ordre de 80km. Les vitesses altimétriques et S-ADCP moyennées sur ces zones sont tracées sur la figure 3.4.

L'accord est graphiquement meilleur que dans le cas de vitesses estimées pour chaque paire de stations, et on constate (tableau 3.2) que la RMS de la différence entre vitesses S-ADCP et vitesses altimétriques passe de 6-8 cm/s à 3-4 cm/s.

	Fourex 1997	Ovide 2002	Ovide 2004	Ovide 2006
paire par paire	5.8	6.1	8.2	7.3
zones de 80km	4.0	3.2	3.5	4.9

TAB. 3.2: RMS de la différence des deux ensembles de vitesses (en cm/s) paire par paire et en moyennant sur des zones d'environ 80km. (Données altimétriques « upd »)

Les résultats du tableau 3.2 confirment l'hypothèse concernant Fourex 1997 qui mettait en avant la distance interstation plus importante pour expliquer la RMS paire par paire de Fourex plus faible que les autres, malgré des mesures S-ADCP moins bonnes. En effet, le fait de moyenner les vitesses n'améliore pas autant la RMS de Fourex que celle des autres sections.

L'accord le moins bon entre les vitesses altimétriques et les vitesses S-ADCP est encore une fois observé pour Ovide 2006. Finalement, c'est en 2002 que le compromis entre la qualité des mesures S-ADCP et la qualité des mesures altimétriques est le meilleur, avec une différence à peine supérieure à 3 cm/s.

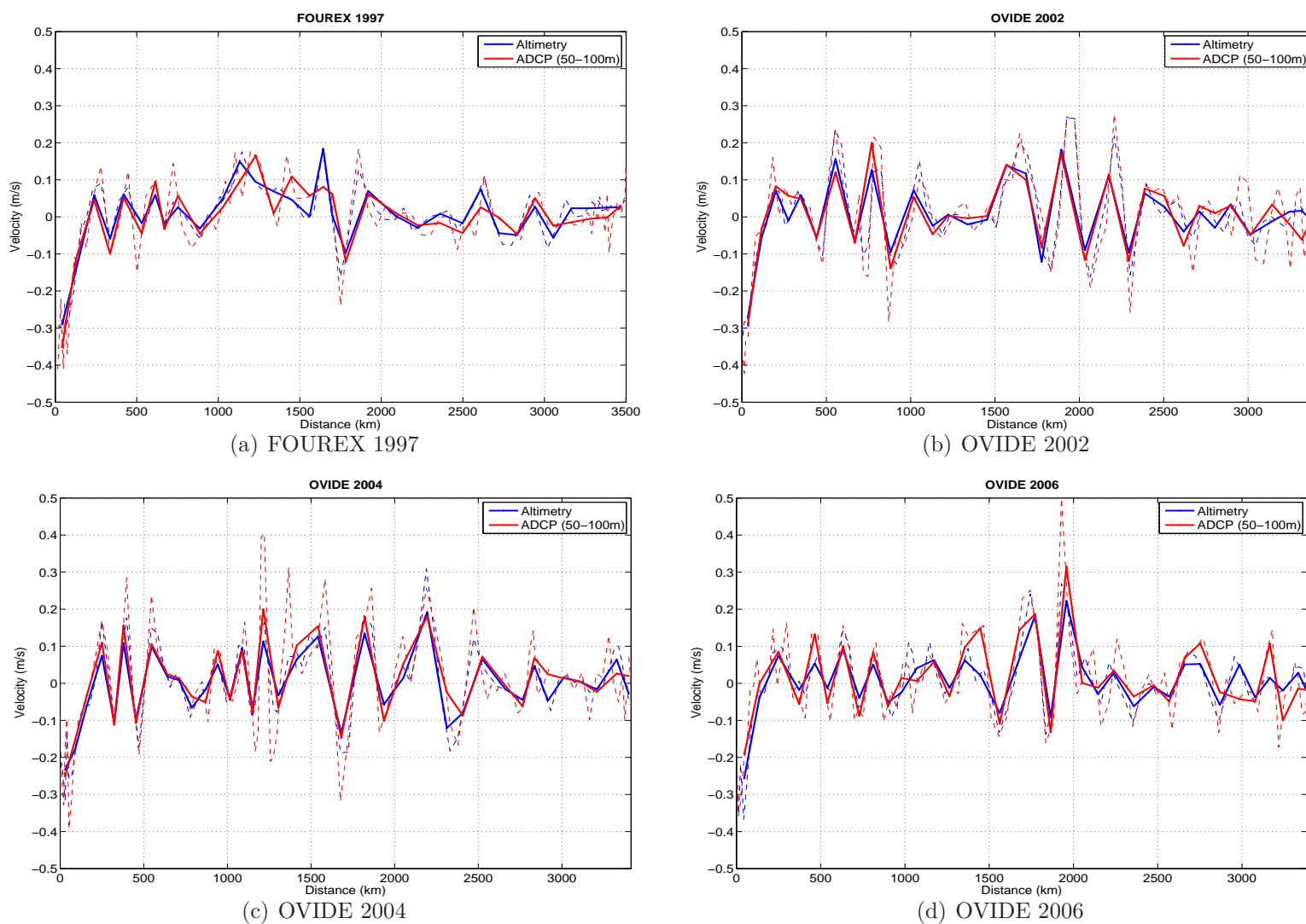


FIG. 3.4: Comparaison entre les vitesses altimétriques et les vitesses S-ADCP moyennées sur des zones d'environ 80km en trait plein. Les vitesses paire par paire sont tracés en pointillés. En abscisses la distance cumulée depuis le Groenland, et en ordonnées la vitesse en m/s. Les courbes rouges représentent les vitesses S-ADCP et les courbes bleues représentent les vitesses altimétriques.

3.3 Inversions altimétriques

Après avoir mis en évidence la précision des vitesses altimétriques, on a cherché à utiliser ces mesures pour contraindre notre modèle inverse sur les sections Fourex et Ovide. (Le rôle et le fonctionnement du modèle inverse géostrophique en boîtes sont présentés dans le Chapitre 2).

Les transports de masse et de chaleur à travers la section hydrologique Fourex 1997 ont été déterminés dans le Chapitre 2 en utilisant les mesures hydrologiques de la section dans un modèle inverse géostrophique en boîte contraint par les mesures directes de courant effectuées par S-ADCP. Les résultats de ce travail, ainsi que les résultats de transports obtenus de la même manière à travers la section Ovide 2002 (*Lherminier et al.*, 2007) Ovide 2004 (*Lherminier et al.*, 2008) et Ovide 2006 (Chapitre 4) ont servi de référence dans la validation du travail présenté ici.

3.3.1 Solution a priori

La solution a priori doit être compatible avec nos connaissances sur la circulation moyenne à travers la section (Chapitre 1) :

- Dans le Bassin Est, on peut faire l'hypothèse d'une vitesse nulle à un niveau de référence profond choisi (Chapitre 2), avec une incertitude sur cette vitesse au niveau de référence de 1 cm/s.
- Autour de la Ride de Reykjanes la circulation est plus barotrope, avec en surface une branche d'Eau Atlantique s'écoulant vers le sud le long du flanc est de la Ride, sous laquelle on trouve de l'Eau des Seuils Islande-Ecosse (ISOW) qui s'écoule elle aussi vers le sud et recircule vers le nord dans la mer d'Irminger. Sur le flanc ouest de la Ride de Reykjanes au dessus de l'ISOW recirculant vers le nord on trouve le Courant d'Irminger qui transporte de l'eau chaude et salée vers le nord. On a par conséquent laissé plus de liberté au modèle autour de la Ride de Reykjanes, avec une erreur de 5 cm/s sur la vitesse au niveau de référence, nulle a priori.

- Au bord ouest des sections, le long de la côte groenlandaise, le Courant Profond de Bord Ouest (DWBC) et la circulation cyclonique du gyre de la mer d'Irminger impliquent une circulation très barotrope avec des vitesses fortes vers le sud sur toute la colonne d'eau. La limite sud-est de cette zone de fortes vitesses barotropes le long de la côte groenlandaise a été déterminée pour chaque section à l'aide du champ de densité obtenu grâce aux mesures hydrologiques. On a choisi une solution a priori en accord avec les différentes estimations de transport total surface-fond vers le sud dans cette zone répertoriées par *Bacon* (1997) comprises entre 25 et 40 Sv. Avec des vitesses de 10 cm/s vers le sud au niveau de référence, et une incertitude associée de 15 cm/s, on obtient une solution a priori compatible avec ces estimations.
- Pour Ovide 2004 et Ovide 2006, après l'observation de tourbillons barotropes dans les mesures ADCP de la mer d'Irminger, on a choisi de laisser la vitesse au niveau de référence plus libre dans cette zone (incertitude de 3 cm/s) que pour les autres sections pour lesquelles l'incertitude était de 1 cm/s.

Les vitesses au niveau de référence des solutions a priori d'Ovide 2002 et Ovide 2006 sont tracées sur la figure 3.5.

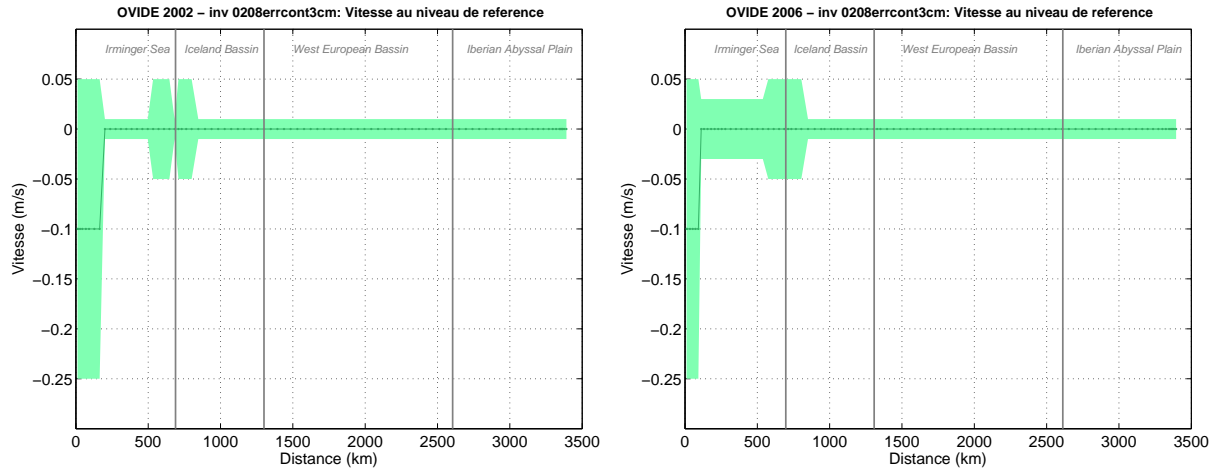


FIG. 3.5: Vitesses au niveau de référence des solutions a priori d'Ovide 2002 (à gauche) et d'Ovide 2006 (à droite). Les vitesses (en m/s, en ordonnées) sont tracées en fonction de la distance cumulée depuis le Groenland (points verts). Les incertitudes sont représentées par la zone colorée en vert.

3.3.2 Contraintes de la circulation intérieure

Le modèle inverse considère les contraintes comme non corrélées. En imposant des contraintes issues de données altimétriques sur des distances de l'ordre de 80km (les contraintes doivent s'appliquer sur un ensemble de paires de stations) on vérifie cette hypothèse. Les zones ont été soigneusement choisies pour que dans la limite du possible chaque zone regroupe des paires de stations pour lesquelles les vitesses altimétriques sont dans la même direction (toutes positives ou toutes négatives).

Dans le modèle inverse, les contraintes sont imposées sous forme de transports. Dans chaque inversion « altimétrique » les contraintes sont imposées sur la profondeur 0-100m. Ce choix permet de s'affranchir de l'éventuelle sous-estimation des vitesses altimétriques dans le cas de profils de vitesse cisailés.

Le choix de l'incertitude sur les contraintes a un impact important sur le comportement du modèle inverse. L'incertitude sur les vitesses altimétriques n'est pas explicite, mais les résultats de la comparaison avec les vitesses S-ADCP (section précédente, tableau 3.2) nous ont conduit à choisir une incertitude uniforme de 3 cm/s. On s'est pour cela basé sur

la RMS de la différence entre les vitesses altimétriques et les vitesses S-ADCP. Les erreurs sur les vitesses S-ADCP étant de l'ordre de 1.5 cm/s sur ces zones, le choix d'une erreur de 3 cm/s pour les vitesses altimétriques permet en effet d'expliquer une RMS de la différence entre les deux ensembles de données légèrement supérieure à 3 cm/s ($\sqrt{1.5^2 + 3^2} \approx 3.3$).

3.3.3 Contraintes au bord ouest

En observant plus en détail les vitesses au bord ouest, on s'aperçoit que les différences entre les deux ensembles de vitesse dans cette zone sont très supérieures aux différences sur le reste de la section. Or la détermination des contraintes au bord ouest, où les courants sont particulièrement barotropes, est primordiale. Les vecteurs vitesse dans l'EGC mesurés par S-ADCP et par satellite sont tracés sur la figure 3.6 pour chaque campagne.

Il semble que les vitesses altimétriques soient ici sous estimées par rapport aux vitesses S-ADCP. Il existe plusieurs raisons pour expliquer la qualité des données altimétriques dans cette zone, moins bonne qu'ailleurs. Tout d'abord cela peut provenir au moins en partie de la composante permanente, ensuite les mesures satellites sont moins bonnes près des côtes (pour différentes raisons dont une est la correction troposphérique des mesures mal adaptée aux mesures proches des terres, jusqu'à 50km de la côte (*Desportes et al.*, 2007)). De plus, le long de la côte du Groenland selon les périodes de l'année le plateau est parfois couvert de glace.

Incertitude sur la composante moyenne

Pour évaluer un éventuel biais dans la composante moyenne des vitesses altimétriques au bord ouest des sections on peut comparer le niveau moyen Rio05 (MDT_{rio05}) au niveau moyen obtenu à partir des résultats des inversions contraintes par des mesures S-ADCP : MDT_{ovide} . Pour déterminer ce dernier il suffit de calculer les hauteurs dynamiques absolues de chaque campagne, en les référençant au même niveau que les hauteurs dynamiques absolues issues de l'altimétrie, et de soustraire à ces hauteurs recalculées les anomalies de hauteurs (SLA) altimétriques : $MDT_{ovide} = ADT_{ovide} - SLA$. Ces hauteurs moyennes recalculées ainsi que la hauteur moyenne Rio05 sont tracées le long de la ligne Ovide sur la figure 3.7.

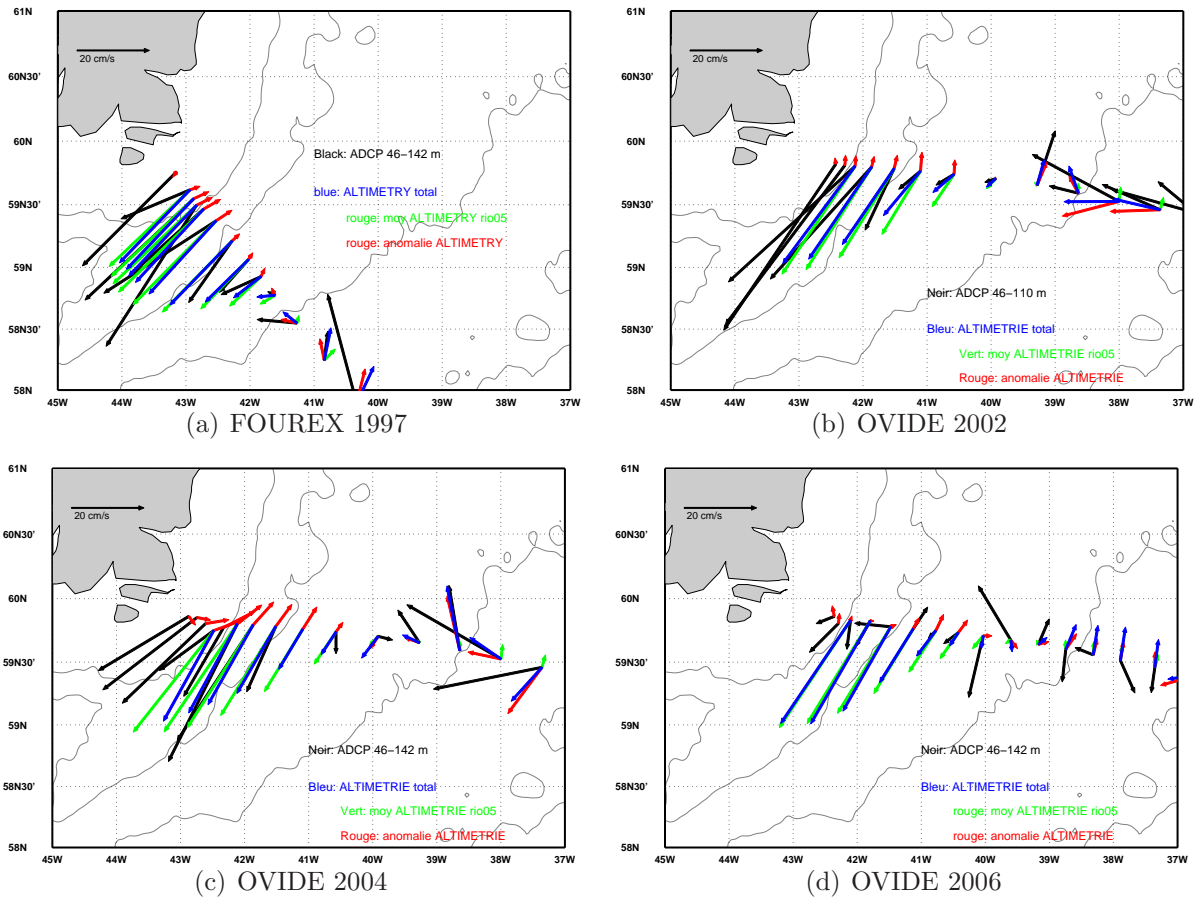


FIG. 3.6: Vecteurs vitesse dans l'EGC pour chaque campagne. Les vecteurs en noir correspondent aux mesures S-ADCP, les vecteurs en bleu aux vitesses altimétriques totales (moyenne + anomalie). La composante moyenne (rio05) et les anomalies sont indiquées respectivement en vert et en rouge.

Les hauteurs recalculées le long de la section (MDT_{ovide}) sont assez proches de la hauteur MDT_{rio05} le long de cette même section, comme on pouvait s'y attendre d'après le bon accord entre les vitesses altimétriques et les vitesses S-ADCP (section précédente). A part aux bords, aucun signe ne suggère de biais dans le niveau moyen. Globalement même si les hauteurs des différentes campagnes sont à certains endroits assez éloignées les unes des autres, on constate qu'elles sont proches du niveau Rio05. Au bord ouest, comme on le voit sur l'encadré de la figure 3.7 il semblerait que la hauteur Rio05 soit sous-estimée sur les 50 premiers km (le zéro correspond à la première station de Fourex). On sait bien que les données de SLA ne sont pas très précises dans cette zone, et on observe que les

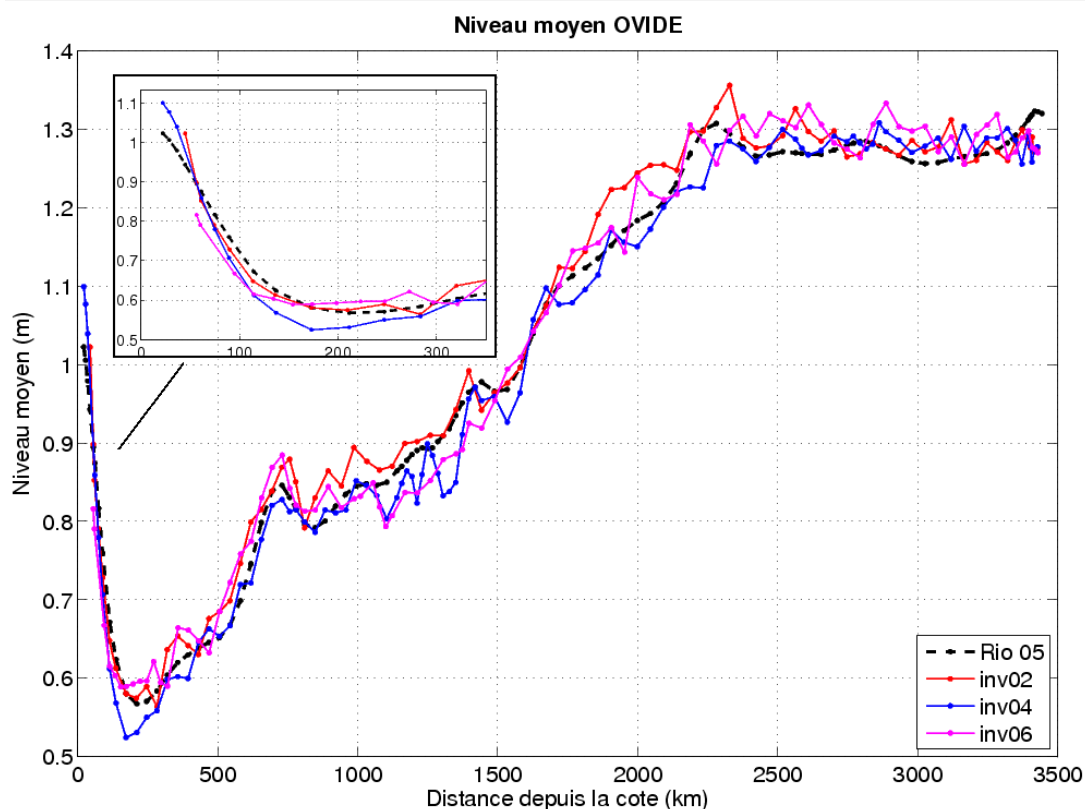


FIG. 3.7: Hauteurs dynamiques moyennes, Rio05 (MDT_{rio05}) en pointillés noirs, et recalculées à partir des résultats des inversions S-ADCP des 3 sections Ovide et des mesures de SLA (MDT_{ovide}) en traits pleins.

hauteurs moyennes calculées à partir des SLA et des hauteurs dynamiques issues des trois inversions S-ADCP ne sont pas parfaitement cohérentes entre elles. On a donc décidé d'abandonner l'idée d'essayer de modifier le niveau moyen et on s'est intéressé aux composantes de vitesses dues à la SLA.

Incertitude sur la composante variable

En juin 2006, on a pu observer la présence de glace au moment des stations d'Ovide 2006 les plus proches de la côte groenlandaise. C'est justement pour cette section qu'il y a le plus important désaccord entre les vitesses altimétriques et les vitesses S-ADCP dans cette zone. Les vitesses altimétriques sont déterminées à partir de produits grillés, multitraces, et les sources d'erreurs liées à la composante variable de la vitesse peuvent être vérifiées en examinant les erreurs formelles de mapping fournies par AVISO en pourcentage de la

variance. La figure 3.8 montre ces erreurs le long des 4 sections.

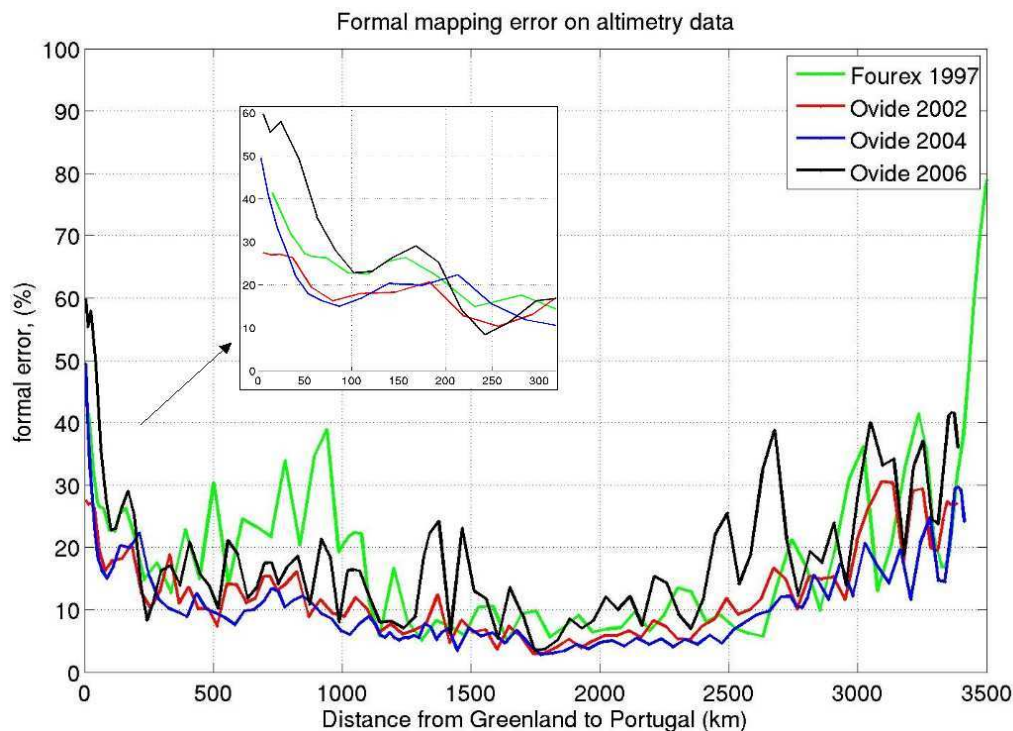


FIG. 3.8: Erreur formelle de mapping, en pourcentage de la variance, pour chaque section, en fonction de la distance depuis le Groenland. Un zoom du bord ouest est présenté en encadré.

En juin 2006 et août 1997 l'erreur de mapping est globalement plus importante que lors d'Ovide 2002 et 2004, car moins de mesures sont disponibles à ces dates. On note aussi que cette erreur est plus importante lorsqu'on est proche des côtes.

La figure 3.9 montre l'évolution temporelle (moyennes mensuelles) de l'erreur de mapping au point (42.9°W, 59.9°N) (première station d'Ovide 2004), pondérée par l'erreur moyenne le long de la section à chaque mois. Cette pondération permet d'obtenir une estimation de l'erreur uniquement dûe à des effets locaux.

On observe un cycle saisonnier dans l'intensité des erreurs, avec globalement des erreurs plus fortes pendant les mois de février à juin, mois pendant lesquels la zone est souvent couverte de glace (en rouge). On s'aperçoit que les erreurs étaient particulièrement fortes

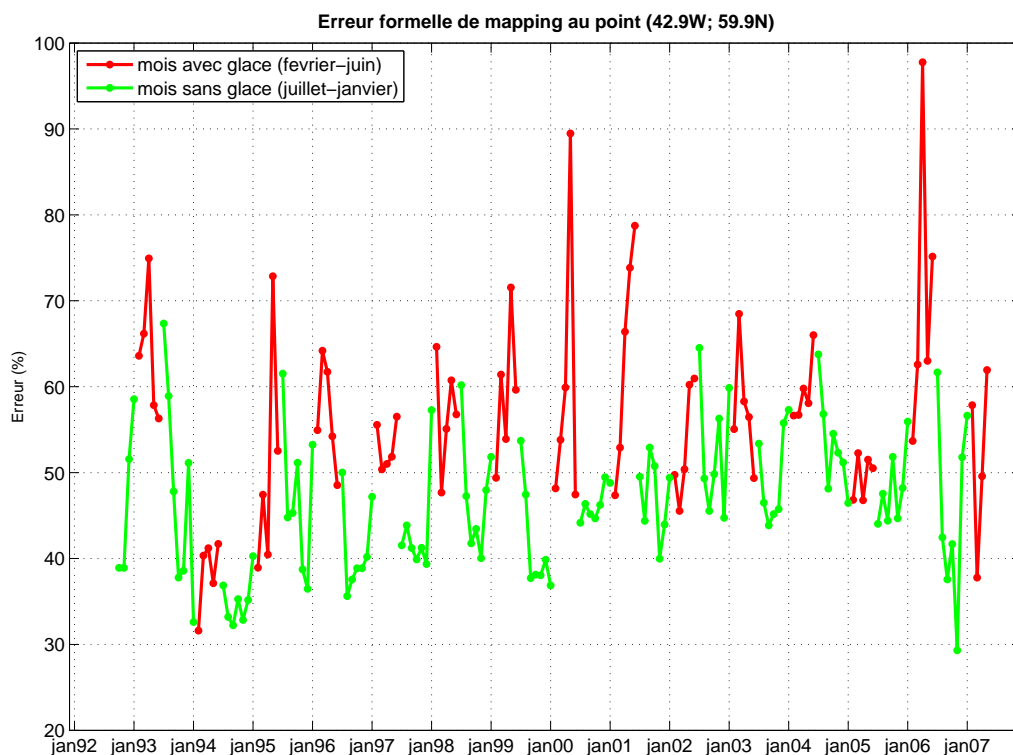


FIG. 3.9: Erreur formelle de mapping au point ($42.9^{\circ}W$, $59.9^{\circ}N$), pondérée par l'erreur moyenne de la section à chaque date, en pourcentage de la variance, avec un point par mois entre 1992 et 2007. Les valeurs des mois de février à juin sont tracés en rouge et les valeurs de juillet à janvier sont tracées en vert.

pendant l'été 2006 et qu'elles sont par contre restées faibles tout au long de l'année 2005. Cette observation est cohérente avec les données de glaces (non montrées, source : CER-SAT www.ifremer.fr/cersat/) qui attestent qu'en 2005 la glace n'est jamais descendue au sud de $65^{\circ}N$.

Incertitudes sur les contraintes

Les figures 3.8 et 3.9 mettent en évidence les fluctuations dans la qualité des mesures altimétriques sur le plateau groenlandais au niveau du Cap Farewell ($60^{\circ}N$), et l'altération due à la présence de glace. On a souhaité faire apparaître cette variabilité de la qualité des données altimétriques au bord ouest dans l'incertitude sur les contraintes dans cette zone, en déterminant notamment des incertitudes plus importantes en 2006. Pour cela, on a choisi de reprendre l'erreur constante de 3 cm/s associée aux contraintes de la circula-

tion intérieure et, au bord ouest, de la pondérer par l'erreur de mapping de chaque section.

3.3.4 Résultats

On présente dans cette section les résultats de transports à travers les sections Fourex 1997, Ovide 2002, 2004 et 2006 obtenus à partir de la solution a priori décrite précédemment, en imposant à notre modèle inverse les contraintes issues de données altimétriques qui viennent d'être présentées. Une contrainte globale de conservation de la masse a été ajoutée pour chaque section, identique à celle imposée dans le cas de contraintes issues de mesures S-ADCP, basée sur un bilan de volume au nord de la section (Chapitre 5).

La figure 3.10 montre les vitesses au niveau de référence avant et après inversion. Les vitesses au niveau de référence se sont peu éloignées de la solution a priori dans le Bassin Est, où les contraintes sont en accord avec l'hypothèse de vitesse nulle au niveau de référence c'est à dire avec la solution a priori. C'est autour de la Ride de Reykjanes et au bord ouest que les inversions ont le plus d'impact.

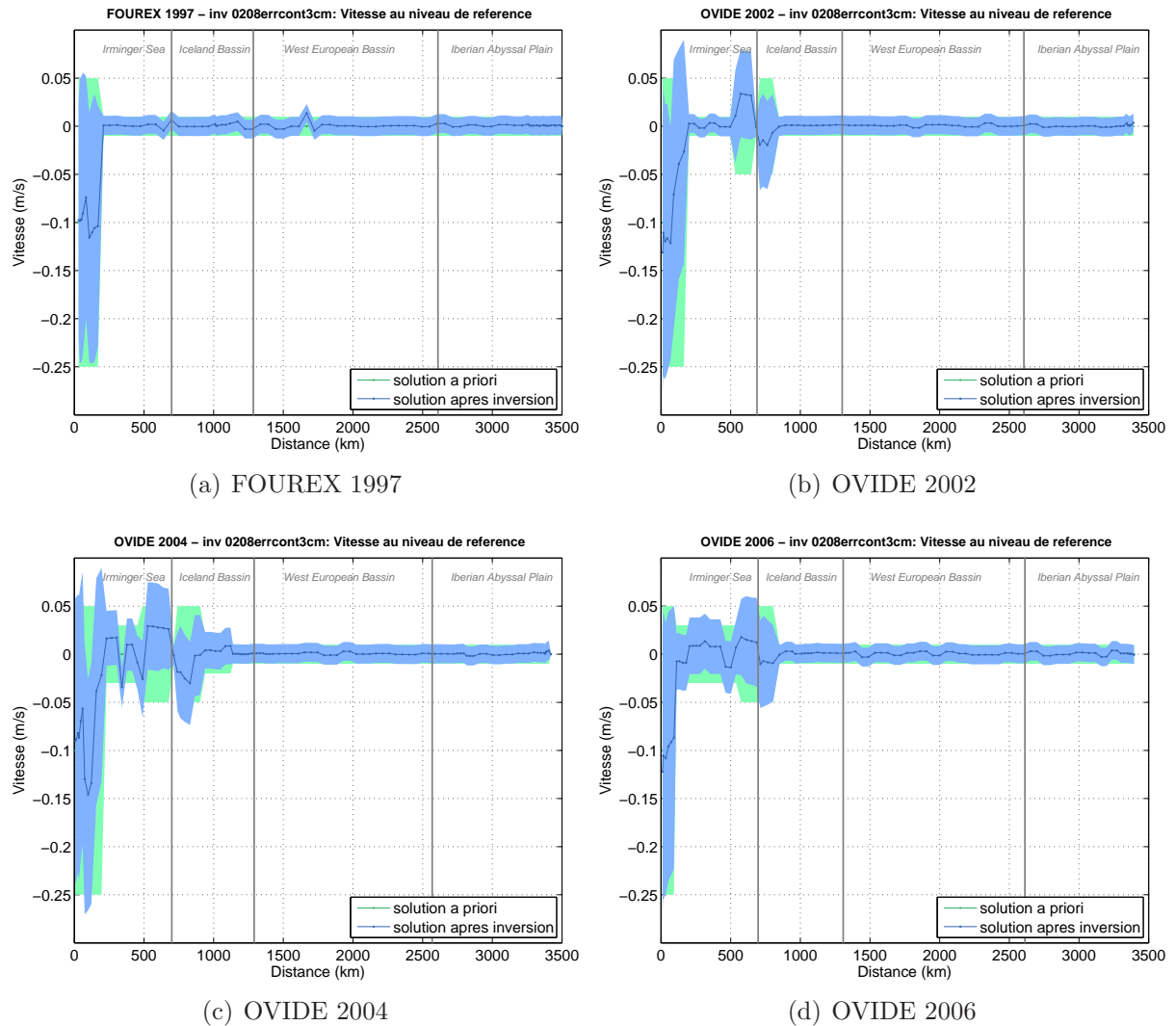


FIG. 3.10: Vitesses au niveau de référence, avant inversion (en vert) et après inversion (en bleu) pour chaque section. Les vitesses (en ordonnées, m/s) sont tracées en fonction de la distance depuis le Groenland (en abscisses, km).

Pour analyser les résultats des inversions altimétriques, on s'est intéressé aux transports des principaux courants interceptés par les sections Fourex et Ovide, à savoir le Courant Nord Atlantique (NAC), le Courant Est Groenland (EGC) et le Courant Profond de Bord Ouest (DWBC) (figure 1.2). Les limites horizontales de ces derniers sont définies dans le tableau 3.3. En profondeur on a gardé les limites de *Lherminier et al.* (2007) : de la surface à $\sigma_1 = 32.35$ pour le NAC, de la surface à $\sigma_2 = 36.94$ pour l'EGC, et de $\sigma_2 = 36.94$ au fond pour le DWBC.

	Fourex 1997	Ovide 2002	Ovide 2004	Ovide 2006
EGC	93-83	6-12	12-23	108-94
DWBC	93-77	6-14	12-27	108-89
NAC	61-3	43-96	59-118	57-3

TAB. 3.3: *Limites horizontales des principaux courants, en numéro de stations. Pour le Courant Nord Atlantique on a choisi comme limite nord-ouest la ride d'Eriador pour les 3 sections Ovide, et l'extrémité sud-est de la Zone Fracture de Charlie Gibbs pour Fourex 1997.*

Les estimations des transports des principaux courants interceptés par les sections, du transport de chaleur et de l'intensité de la Cellule Méridienne d'Overtuning, et les incertitudes associées sont comparées aux estimations de ces mêmes transports estimés par les inversions contraintes par les mesures d'ADCP de coque (appelées inversions S-ADCP par la suite) dans la figure 3.11.

Les transports présentés en bleu dans la figure 3.11, obtenus en contraignant le modèle inverse avec des données altimétriques sont tous compatibles avec les résultats des inversions S-ADCP (en rouge). Les résultats sont obtenus avec plus d'incertitude que lorsque les mesures S-ADCP sont utilisées, notamment concernant le Courant Profond de Bord Ouest et le Courant Est Groenland. Les contraintes sont effectivement comme on l'a vu précédemment connues avec moins de précision dans cette zone.

Une partie de la variabilité est lissée, avec des valeurs de transports plus proches les unes des autres, et des valeurs moins extrêmes en 2006. On retrouve cependant la même tendance, avec des valeurs fortes en 1997, intermédiaires en 2002 et 2004 et faibles en 2006 (le NAC et le DWBC sont significativement plus faibles en 2006 qu'en 2004). L'intensification de la circulation horizontale entre 2002 et 2004 malgré une MOC identique (*Lherminier et al.*, 2008) se retrouve aussi dans les résultats des inversions altimétriques.

La figure 4.12 sur laquelle sont tracés les transports cumulés surface-fond depuis le Groenland pour les 4 sections permet d'examiner les transports plus en détails.

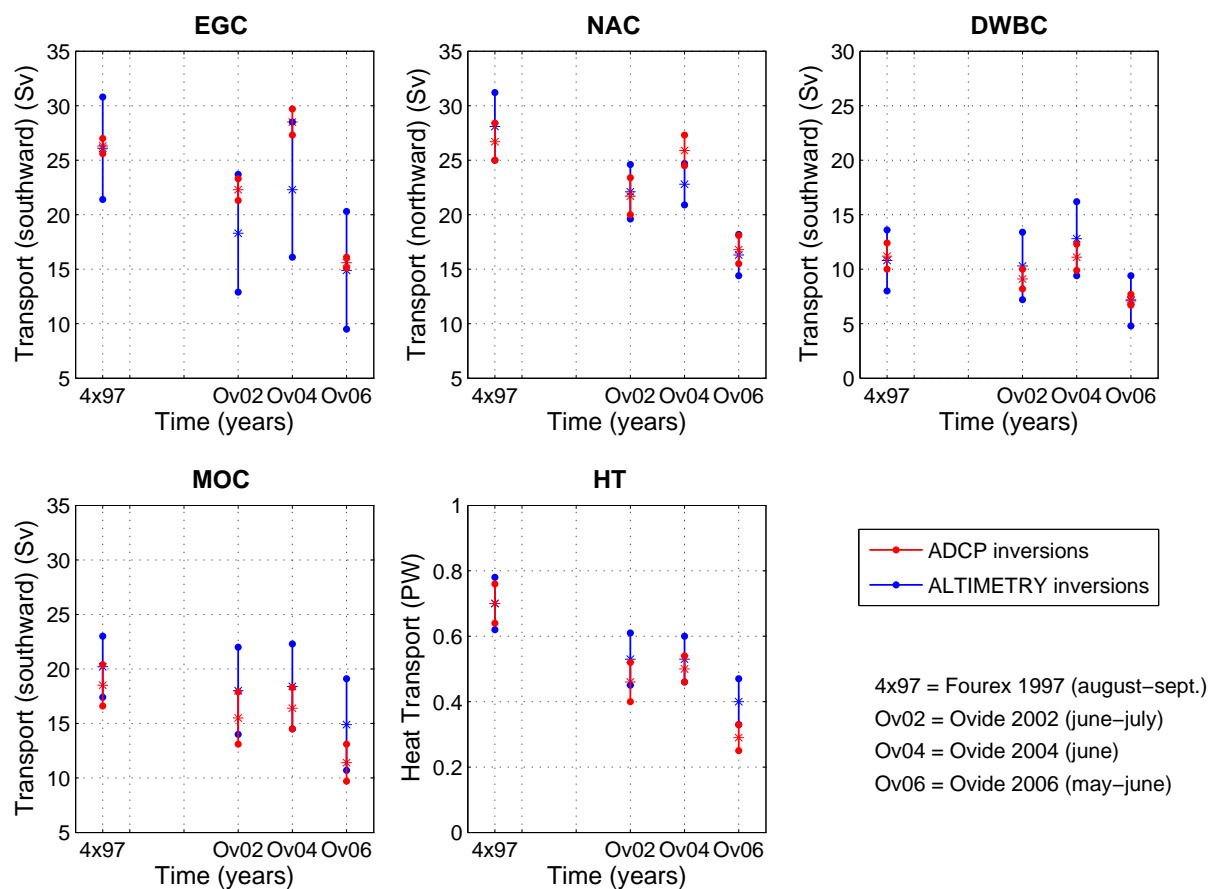


FIG. 3.11: Comparaison des résultats des inversions altimétriques (en bleu) aux résultats des inversions S-ADCP (en rouge) pour les principaux transports. EGC pour le Courant Est Groenland, NAC pour le Courant Nord Atlantique, DWBC pour le Courant Profond de Bord Ouest, MOC pour la cellule Méridienne d’Overtuning, et HT pour le Transport de Chaleur. Tous les transports sont en Sv sauf le transport de chaleur en PW.

Les résultats sont proches des résultats des inversions S-ADCP, et malgré des différences sur la représentation des structures d’échelle inférieure à 100km, on retrouve la diminution d’intensité du gyre cyclonique dans la mer d’Irminger entre 2002 et 2006. Certains tourbillons d’échelle inférieure à 100 km n’apparaissent plus, en particulier au centre d’Irminger en 2004 et 2006. On obtient, à cause de contraintes moins rigoureuses, une circulation détaillée moins bonne en 2006 que pour les autres sections (Fourex y compris, non montré) avec en particulier une circulation dans le bassin d’Islande est assez mal représentée en 2006 et une première branche du NAC beaucoup moins nette. En 2004 aussi la circulation du bassin d’Islande est différente de celle des résultats de l’inversion S-

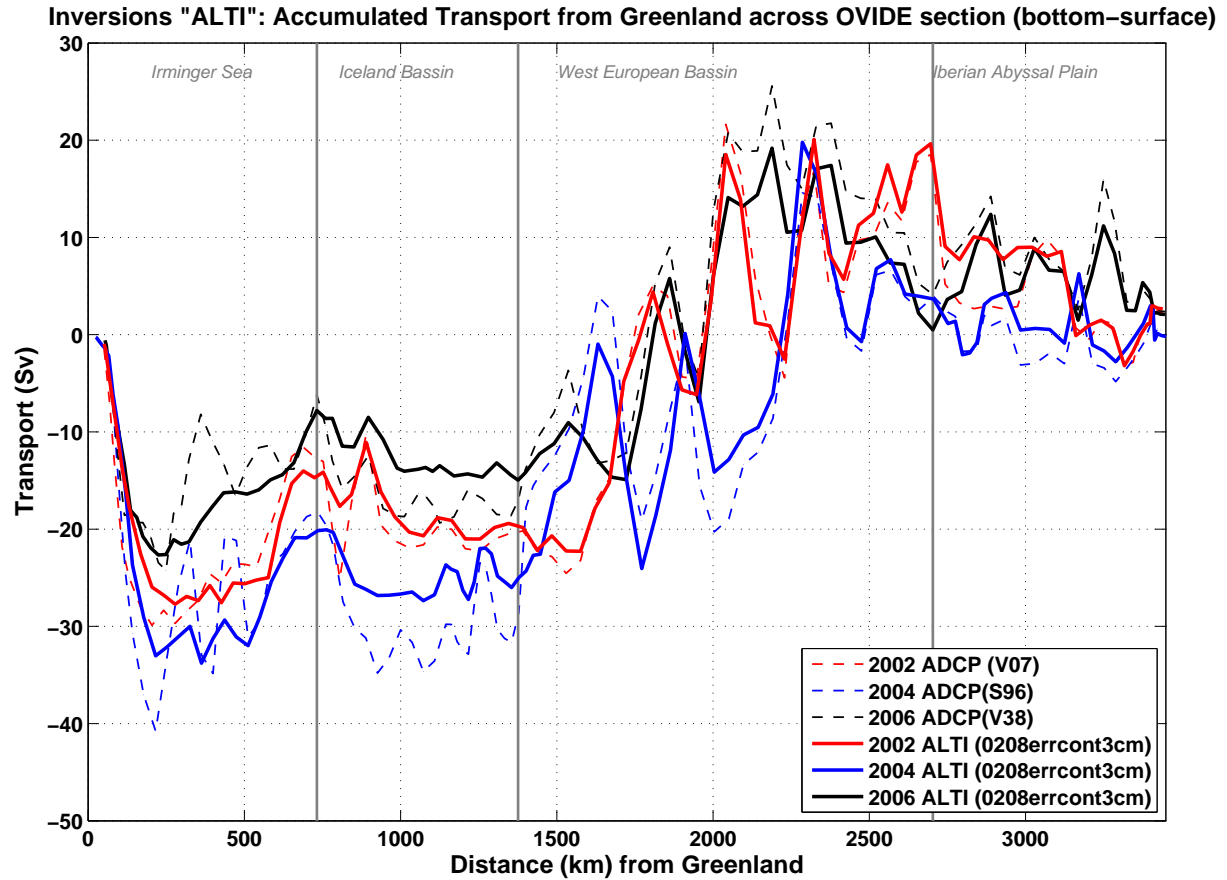


FIG. 3.12: Transports surface-fond cumulés depuis le Groenland, en fonction de la distance depuis le Groenland, pour les 3 sections Ovide (2006 en noir, 2004 en bleu et 2002 en rouge). Les traits plein représentent les résultats des inversions altimétriques et les traits pointillés fins ceux des inversions S-ADCP.

ADCP. Mise à part la première branche en 2006, les différentes branches du Courant Nord Atlantique sont bien représentées, à la même position et avec des transports équivalents à ceux des inversions S-ADCP.

3.4 Conclusion

On a montré un très bon accord entre les vitesses altimétriques calculées grâce aux produits AVISO et les vitesses d'ADCP de coque mesurées pendant les 4 campagnes Fourerx 1997, Ovide 2002, 2004 et 2006, moyennées sur la couche 50-100m. Dans le cas de mesures moyennées sur environ 80 km, résolution suggérée pour les données altimétriques par une analyse spectrale des signaux altimétrique et S-ADCP, la différence entre des vitesses S-

ADCP de bonne qualité et des vitesses altimétriques grillées déterminées (par CLS-CNES) grâce aux mesures de 3 satellites est en moyenne de 3 cm/s.

Ce travail montre qu'il est possible d'obtenir les transports à travers une section hydrologique à la date de réalisation de la section dans un modèle inverse géostrophique en boîtes contraint à l'aide de mesures altimétriques. Les transports sont certes obtenus avec une incertitude plus forte que lorsque le modèle est contraint avec des mesures directes de courant par S-ADCP, mais les résultats sont compatibles.

Dans les résultats présentés, on retrouve la variabilité observée dans les résultats d'inversion S-ADCP pour tous les index, avec des résultats significatifs c'est à dire des valeurs distinctes en tenant compte des barres d'erreurs entre 1997 et 2006 pour le Courant Nord Atlantique et le Transport de Chaleur et entre 2004 et 2006 pour le Courant Nord Atlantique et le Courant Profond de Bord Ouest.

Les résultats présentés mettent aussi en évidence l'incapacité actuelle du signal altimétrique à rendre compte de la totalité de la variabilité du Courant Est Groenland, le long de la côte. Cette question de l'altimétrie côtière fait actuellement l'objet d'études (*Lebedev et al.*, 2007; *Desportes et al.*, 2007) qui devraient permettre d'ici peu de temps d'améliorer les données altimétriques à proximité des côtes.

Malgré cette faiblesse des mesures altimétriques à proximité des côtes, la méthode présentée ici met en évidence la qualité des produits altimétriques actuellement disponibles, qualité qui devrait encore s'améliorer dans les années à venir grâce aux nouveaux modèles de géoïde. Des mesures toutes les semaines de niveau de la mer en couverture globale sont accessibles depuis 1992, et pourraient être utilisées pour estimer les transports à travers les nombreuses sections hydrologiques réalisées dans le cadre de WOCE dans les années 1990, et permettre ainsi d'améliorer notre connaissance de la variabilité de la circulation océanique.

Chapitre 4

Transports à travers Ovide en juin 2006

4.1 La campagne Ovide 2006

La campagne OVIDE 2006 s'est déroulée à bord du navire océanographique Maria Sibylla Merian. Elle a débuté le 23 mai 2006 à Lisbonne et s'est terminée le 27 juin 2006, à Torshavn aux îles Féroé (figure 4.1). Différents paramètres imprévus (présence de glace, incidents techniques) sont venus perturber le déroulement initialement prévu de la mission dans la partie ouest de la mer d'Irminger. Une deuxième section de 15 stations (quatre d'entre elles correspondant aux stations d'une ligne de mouillages) a été réalisée dans cette zone au sud de la section Ovide. Cette section supplémentaire est très proche d'une section effectuée par Sheldon Bacon en septembre 2005 à bord du Discovery. 5 stations ont aussi été réalisées entre l'Islande et les îles Féroées.

Au cours de ces cinq semaines, 120 stations CTD ont été réalisées, comprenant en plus des mesures de conductivité, température et oxygène de la sonde un grand nombre de prélèvements répartis sur toute la section grâce aux 28 bouteilles fixées sur la rosette. Des analyses de conductivité, d'oxygène, de température, de CFCs, de nutriments, de pH et d'alcalinité ont été effectuées à bord sur ces prélèvements. Deux L-ADCP ("L" pour "Lowered") fixés sur la rosette ont permis de mesurer directement les courants de la surface au fond en chaque station. Dans les travaux présentés ici seules les mesures des stations

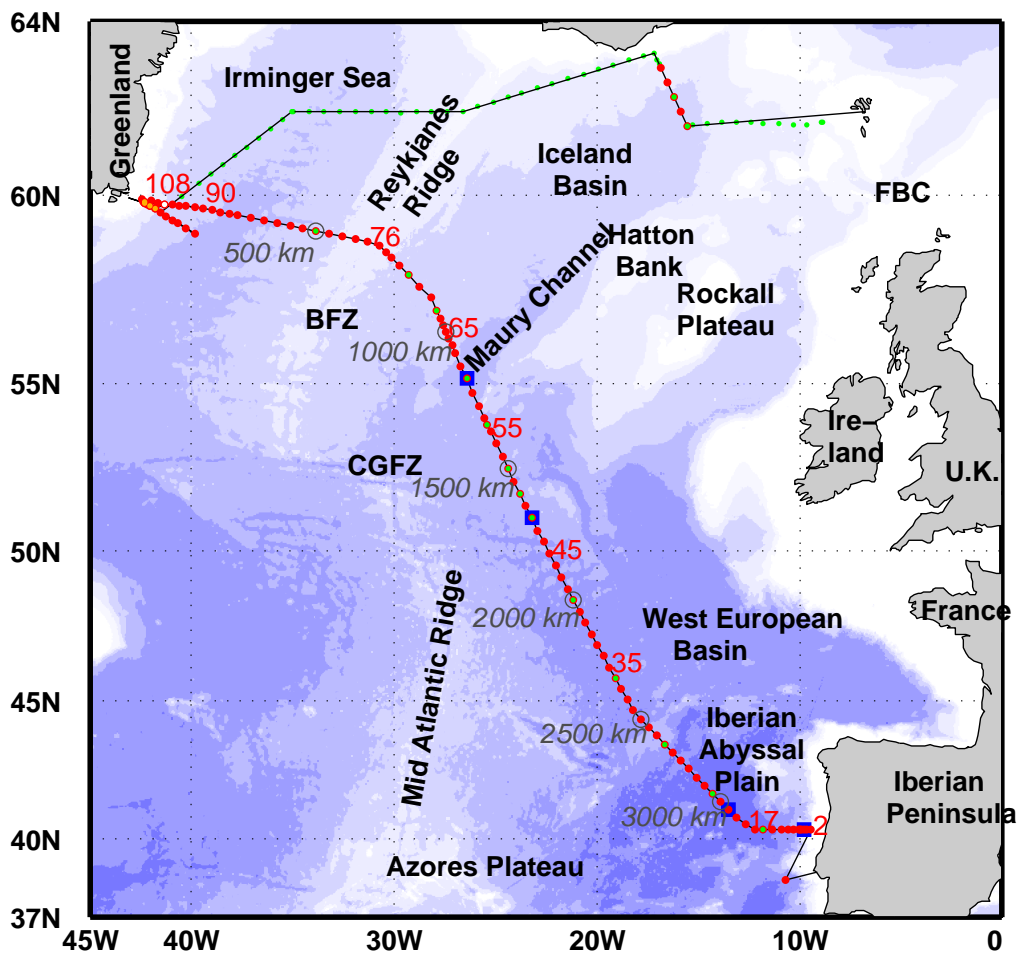


FIG. 4.1: Trajet de la campagne OVIDE 2006. Les points rouges indiquent les positions des stations CTD, les points verts les lancés d'XBT. FBC pour le Chenal du Banc des Féroé, BFZ pour la Zone Fracture de Byte, CGFZ pour la Zone Fracture de Charlie Gibbs. Des indications sont inscrites en gris foncé sur la distance cumulée (en kilomètres) depuis le Groenland, le long de la section.

constituant une ligne directe entre le Portugal et le Groenland ont été utilisées. L'ADCP de coque du navire a effectué des mesures directes de courant sur quelques centaines de mètres en surface pendant toute la durée de la campagne.

4.2 Données

4.2.1 Hydrologie et géostrophie

Les analyses de salinité, température et oxygène sur les prélèvements ont été utilisées pour calibrer les mesures de la sonde. La précision des données hydrologiques après la calibration finale est de 0.003 pour la conductivité, et $3\mu\text{mol}/\text{kg}$ pour l'oxygène (*Lherminier, 2006*). La figure 4.2 montre les champs de température, de salinité et d'oxygène de la section Ovide 2006. (Des figures similaires sont présentées en annexe pour Ovide 2004, 2002 et Fourex 1997).

La figure 4.2 fait apparaître en surface, dans le bassin est et dans la partie sud-est de la mer d'Irmingier, des eaux chaudes et salées d'origine tropicale (Eau Centrale Nord Atlantique (NACW) dans le Bassin est et Eau Atlantique (AW) dans la mer d'Irmingier). Au dessus du flanc est de la Ride de Reykjanes (RR) on observe de l'eau aux propriétés très homogènes, appelée Eau Modale SubPolair (SPMW) (*Thierry et al., 2008*). La partie ouest de la mer d'Irmingier est quand à elle composée en surface d'eau d'origine Arctique, froide et peu salée (Eau Polaire, PW).

A l'est, en sub-surface, on observe un minimum d'oxygène associé à un maximum de sel, caractéristique de l'Eau Méditerranéenne (MW) centrée vers 1000m et s'étendant dans tout le bassin Ouest Européen. Les couches intermédiaires sont aussi composées d'eau de la mer du Labrador, formée en mer du Labrador par convection hivernale. Le maximum d'oxygène, signe de contact récent avec l'atmosphère, associé à un minimum de salinité, témoigne de la présence de LSW vers 1000m dans la mer d'Irmingier ainsi que dans le bassin est sur une grande épaisseur, par endroits supérieure à 1000m, de la Ride de Reykjanes jusqu'à la Ride d'Açores-Biscay.

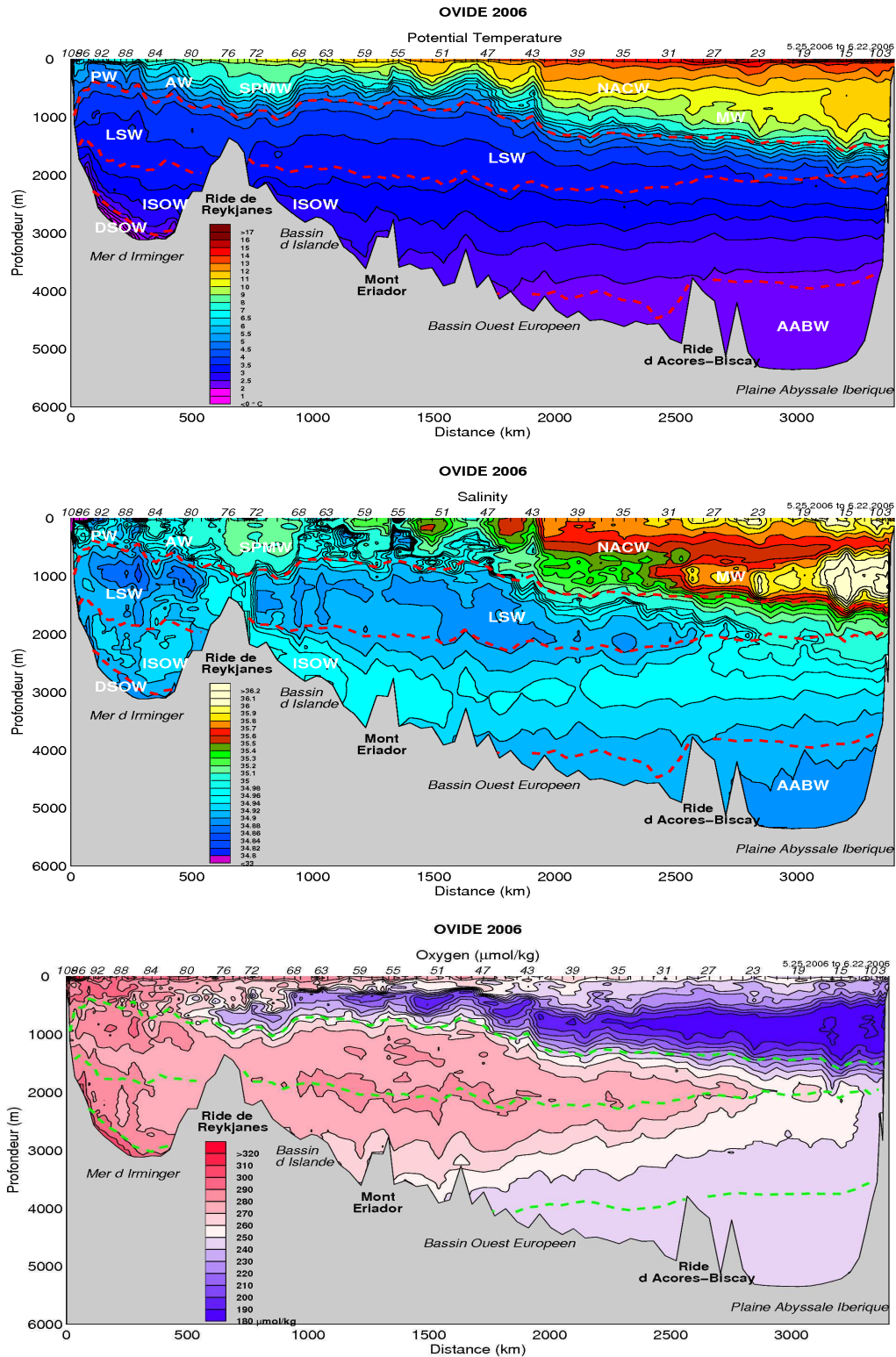


FIG. 4.2: Température (en haut) Salinité (au centre) et Oxygène (en bas) mesurées pendant Ovide 2006. Les traits blancs ou verts représentent les isopycnés (en kg/m^3) $\sigma_2 = 36.76$, $\sigma_2 = 36.94$ et $\sigma_4 = 45.85$. Les masses d'eaux indiquées sous forme d'initiales sont explicitées dans le texte.

En dessous, le long du flanc Est de la Ride de Reykjanes, on trouve de l'eau salée provenant des seuils d'Islande-Ecosse (ISOW). On en retrouve aussi, conformément au schéma de circulation des eaux de fond de *Dickson and Brown* (1994) de l'autre côté de la Ride de Reykjanes, le long du flanc ouest de la Ride, et le long du Groenland, au dessus de la DSOW, très dense et riche en oxygène qui provient quand à elle du Détroit du Danemark. Au fond de la Plaine Abyssale Ibérique on observe l'Eau Antarctique de Fond (AABW), aussi appelée LDW (Lower Deep Water), salée, pauvre en oxygène, et riche en silice (*Alvarez et al.*, 2004).

4.2.2 Mesures directes de courant

S-ADCP

L'ADCP de coque du Maria Sibylla Merian est un appareil RDI "Ocean Surveyor" 75kHz, qui a fourni de très bonnes mesures de courant dans les 500 à 900 premiers mètres de profondeur tout le long de la section Ovide. Les données et leur traitement en vue d'une utilisation de ces mesures directes de courants de surface pour déterminer les vitesses au niveau de référence à l'aide d'un modèle inverse (Chapitre 2) sont présentées dans le rapport de *Gourcuff et al.* (2006).

L-ADCP

Pour chaque station, les mesures de vitesse des deux L-ADCP fixés à la rosette (l'ADCP WH300 monté vers le haut et l'ADCP BB150 monté vers le bas) ont été traités en utilisant deux logiciels indépendants, l'un basé sur une moyenne des cisaillements par tranche d'eau suivie d'une intégration du profil de courant sur la verticale (*Gouriou and Hémon-Kermabon*, 1997), et l'autre qui utilise une méthode inverse pour séparer la vitesse propre de l'instrument de la vitesse du courant (*Visbeck*, 2002). Ces deux méthodes donnent des profils de vitesse très similaires pour chaque station.

4.2.3 Comparaison

A titre d'exemple, les vitesses mesurées par ADCP sont comparées aux vitesses géostrophiques pour les paires de stations 5 à 8 (stations 96-92, dans la mer d'Irminger, figure 4.1) sur la figure 4.3.

OVIDE 2006 – geostrophie

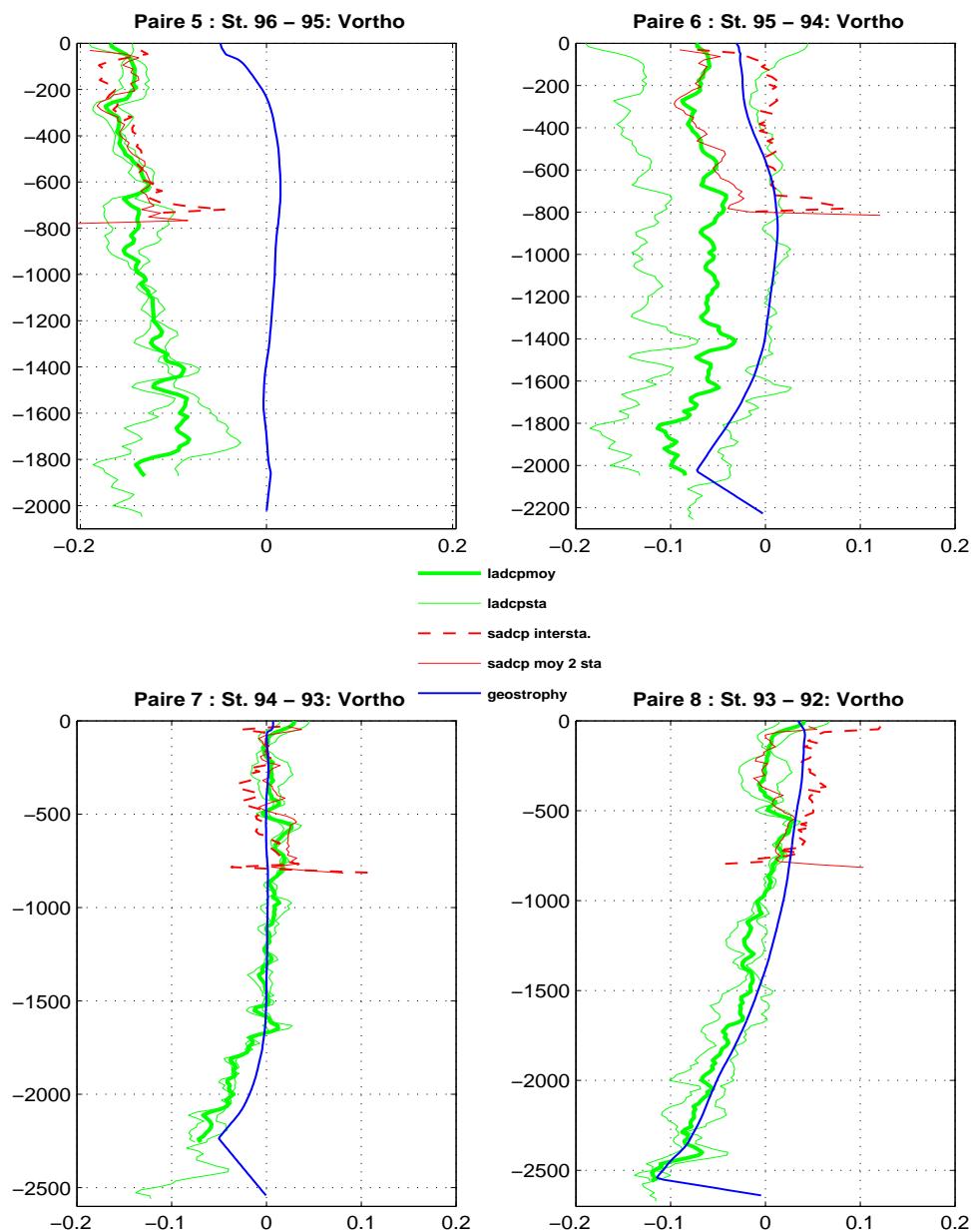


FIG. 4.3: Profils de vitesse des paires de station 5 à 8. Les traits en vert représentent les vitesses mesurées par L-ADCP; les traits fins les mesures en chacune des stations de la paire et en trait épais la moyenne des deux profils. Les traits bleus représentent les profils géostrophiques, référencés avec une vitesses nulle à $\sigma_1 = 32.35 \text{ kg m}^{-3}$ pour ces 4 paires de stations. Les mesures S-ADCP sont tracées en rouge; en pointillé ce sont les profils moyennés le long de la route entre les deux stations de la paire et en trait continu la moyenne des mesures effectuées à chaque des deux stations. Les vitesses sont indiquées en m/s sur l'axe des abscisses. Les ordonnées représentent la profondeur.

Les mesures S-ADCP en traits pleins rouges et L-ADCP en traits plein verts effectuées en station (mesures indépendantes) sont très proches. L'écart quadratique moyen entre ces deux ensembles de mesures, calculé à partir des vitesses moyennées entre 100 et 400m pour toutes les stations est de 2.1 cm/s . Les profils L-ADCP de vitesse des stations 95 et 96 de la paire 6 sont très différents l'un de l'autre, et les deux profils rouges des vitesses S-ADCP mesurées en station (trait plein) et le long de la route entre les deux stations (trait pointillé) sont eux aussi très différents. On s'aperçoit que les vitesses mesurées à la station 94 sont beaucoup plus représentatives de la paire de station que la moyenne des vitesses des deux stations.

Les cisaillements calculés par géostrophie sont très proches des cisaillements mesurés par ADCP pour les paires de stations présentées. Cependant, pour la paire de station 5 la vitesse barotrope est très importante et les profils géostrophiques calculés avec une vitesse nulle au niveau de référence sont très éloignés des profils ADCP. Ce phénomène est observé de manière importante dans certaines zones, par exemple pour les 4 premières paires de stations, situées dans le système de courants du bord ouest : l'EGC en surface et le DWBC en profondeur, impliquant des vitesses fortes vers le sud sur toute la colonne d'eau. L'approximation d'une vitesse nulle au niveau de référence n'est pas valable partout et les vitesses mesurées par ADCP fournissent une information très utile pour estimer la composante barotrope des vitesses à travers la section.

4.3 Détermination des transports

Pour estimer les transports à travers la section Ovide 2006, on utilise un modèle inverse géostrophique en boîtes. Ce modèle permet d'estimer les vitesses à un niveau de référence choisi à partir de contraintes à la fois globales et locales. Le fonctionnement du modèle est présenté dans la section 2.2 du Chapitre 2.

4.3.1 Solution a priori

Le choix de la solution a priori ne dépend que de notre connaissance de la circulation du gyre subpolaire et des propriétés des masses d'eau échantillonnées. Le choix du niveau de référence pour le calcul des vitesses géostrophiques a été fait en fonction des études

précédentes (Alvarez *et al.*, 2002; Lherminier *et al.*, 2007) : à $\sigma_1 = 32.35$ dans la mer d'Irvinger et sur le flanc est de RR, à $\sigma_4 = 45.84$ dans la partie sud-est, avec une transition à $\sigma_2 = 36.94$ à l'est du bassin d'Islande (figure 4.4).

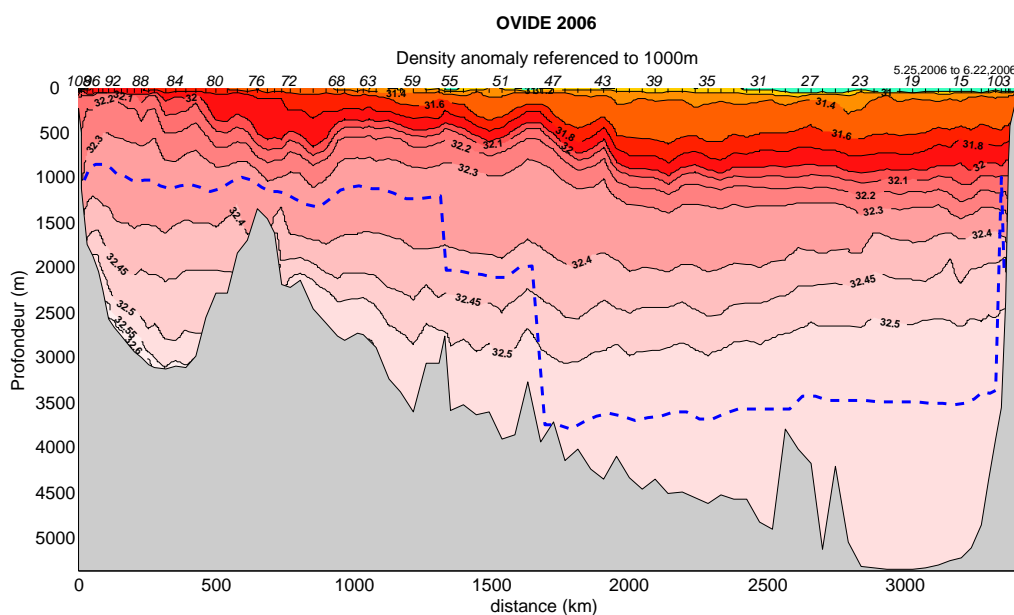


FIG. 4.4: Coupe de densité (σ_1 , référencée à 1000m) de la section Ovide 2006. Le niveau de référence de la solution a priori est tracé en trait pointillé bleu.

Les vitesses au niveau de référence et les incertitudes associées sont présentées dans le chapitre précédent (section 3.3.1).

4.3.2 Contraintes

Pour des raisons d'échantillonnage (exemple de la paire 5 dans le paragraphe précédent), on a décidé d'utiliser les vitesses S-ADCP le long de la route pour contraindre le modèle inverse (Chapitre 2) pour la plupart des paires de stations. Dans l'étude des transports à travers la section Ovide en 2002, Lherminier *et al.* (2007) ont obtenus des résultats très proches de leur solution "S-sadcp" en utilisant uniquement des contraintes L-ADCP, mais avec des incertitudes plus larges.

Contrairement au reste de la section, au Bord Est, à proximité du talus continental, la

comparaison des profils de vitesses géostrophiques et des profils ADCP met en évidence des désaccords importants concernant les cisaillements. Une explication probable pour cette incompatibilité est la présence du talus sur lequel sont générées des ondes de marée interne. Les mesures ont de plus été réalisées dans la zone à une période de marée de vives eaux, où le phénomène de marée interne peut être intensifié. Pour minimiser ces effets non-géostrophiques, tout d'abord les stations 4 à 8, très rapprochées dans l'espace, ont été regroupées en une seule paire de stations (paire 91, stations 8-4). Le cisaillement géostrophique calculé entre ces stations 8 et 4 est alors très proche des cisaillements mesurés par ADCP. Ensuite on a fait le choix d'imposer une contrainte globale surface-fond sur les 4 dernières paires de stations (paires 90 à 93, stations 9 à 2), déterminée grâce aux vitesses L-ADCP.

Les paires 1 à 89 (stations 108 à 9) ont été contraintes une par une, sur une couche de 135 à 615 mètres de profondeur (sauf les paires 67, 71 et 72 pour lesquelles la couche a été choisie entre 391 et 711 mètres (couche pour laquelle le cisaillement des vitesses géostrophiques est plus proche de celui des vitesses de l'ADCP de coque), la paire 83 qui n'a pas été contrainte (vitesse au niveau de référence artificiellement bloquée) et les paires 85 à 87 qui ont été contraintes globalement).

Le Courant Côtier Est Groenland (EGCC) n'ayant pas été échantillonné en 2006, et étant donné le bilan de masse au nord de la section Ovide (décrit en détails dans le Chapitre 5), on a choisi une contrainte de conservation de la masse de $2 Sv$, et une incertitude associée de $3 Sv$ (*Ganachaud, 2003*).

Dans l'étude des transports à travers Ovide en 2004 (*Lherminier et al., 2008*), une contrainte globale de transport de silice de $0 \pm 30 kmol/s$ et une contrainte de transport d'Eau Antarctique de Fond (AABW) ont été imposées notamment pour palier au manque de contraintes au niveau de la Plaine Abyssale Ibérique (zone de forte concentration en silice). La contrainte de silice est issue d'un bilan de silice au nord de la section Ovide (communication personnelle de Fiz Pérez) et la circulation au fond de l'IAP est contrainte de manière à obtenir un transport d'AABW vers le nord (*McCartney and Curry, 1993*) conforme à la circulation dans la zone. Ces deux contraintes ont aussi été imposées

dans la détermination de la circulation en juin 2006, pour une raison de cohérence avec la méthode appliquée dans la détermination des transports en 2004. Elles ne sont pas nécessaires en 2006 mais permettent, en réduisant les incertitudes, d'obtenir des transports plus précis dans la zone. De plus ces contraintes sont appliquées en supplément aux contraintes S-ADCP sur une partie de la section Ovide qui constitue une surface plus importante qu'ailleurs du fait de la profondeur de l'IAP. La contrainte d'AABW est appliquée entre les stations 29 et 3 (paires 71 à 93) sous l'isopycne $\sigma_4 = 45.84 \text{kg/m}^3$. On a choisi d'imposer un transport identique à celui donné par la solution a priori, avec une incertitude telle que le transport ne puisse être négatif ($0.5 \pm 0.5 Sv$).

4.3.3 Solution définitive

La figure 4.5 présente les vitesses au niveau de référence et les résidus de contraintes a priori et après inversion.

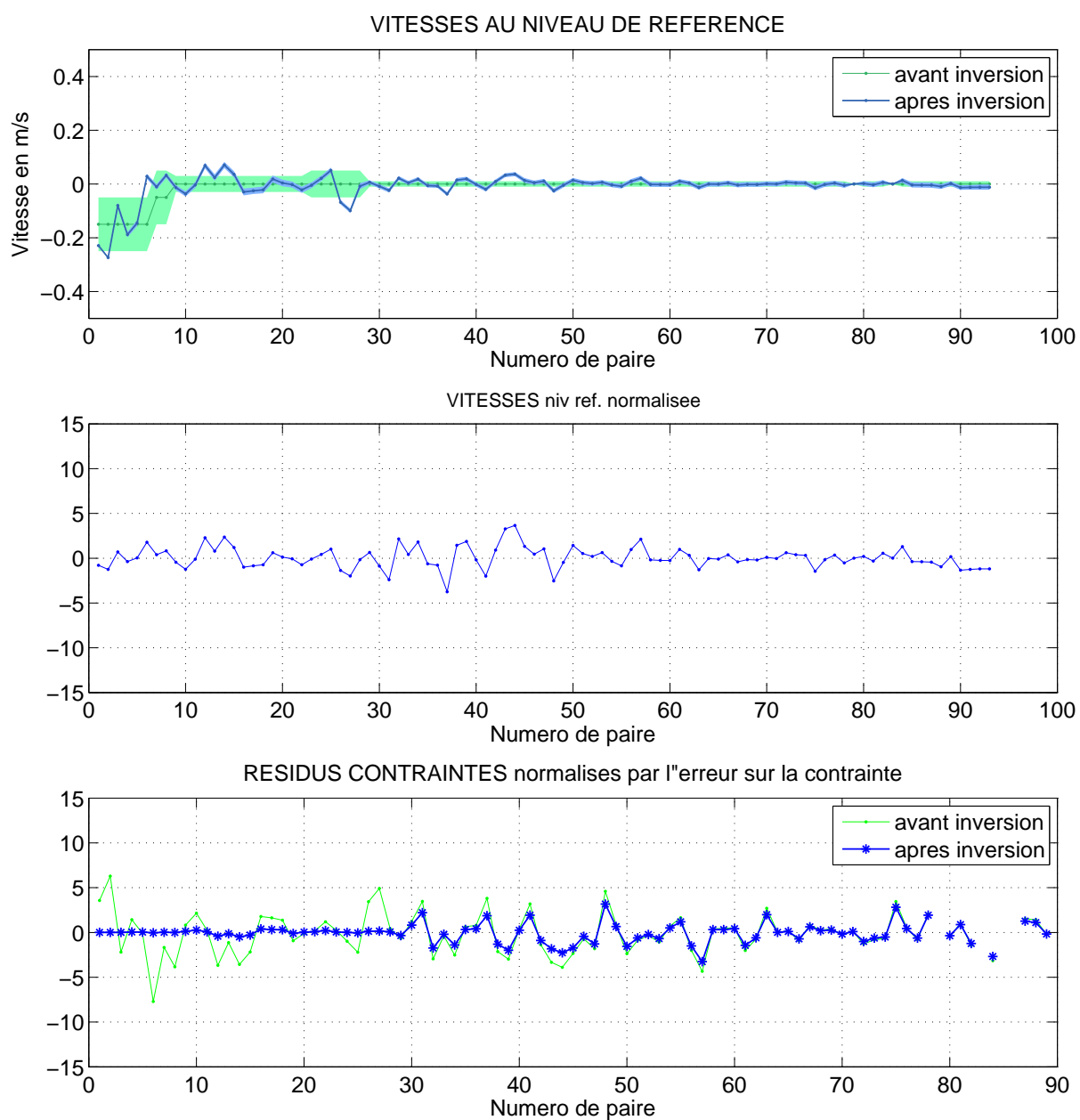


FIG. 4.5: *Solution a priori et solution définitive. Le graphique du haut montre les vitesses au niveau de référence a priori et après inversion pour chaque paire de station, avec les incertitudes associées. La courbe du milieu représente l'écart entre la vitesse au niveau de référence avant et après inversion, normalisée par l'erreur a priori, pour chaque paire de station. Les résidus de contraintes sont tracés sur la figure du bas, a priori (en vert) et après inversion (en bleu).*

Globalement les vitesses au niveau de référence ne se sont pas beaucoup éloignées de la solution a priori et les résidus après inversion, pondérés par l'erreur sur les contraintes, restent dans un intervalle raisonnable. Ces deux éléments attestent de la cohérence de la solution présentée. Les résidus après inversion sont plus faibles en mer d'Irminger que dans le bassin est à cause du poids relatif de l'erreur sur les vitesses au niveau de référence par rapport à l'erreur sur les contraintes. Comme on le voit sur le graphique du haut, les vitesses sont laissées plus libres en Mer d'Irminger (incertitudes sur les vitesses a priori plus importantes), alors que le poids des contraintes, dépendant uniquement de la qualité des mesures ADCP, est globalement le même partout. Pour minimiser l'écart entre la solution et les contraintes, le modèle inverse a donc tendance à se rapprocher plus des contraintes dans la mer d'Irminger que dans le bassin est.

On peut observer l'impact des contraintes sur les transports horizontaux sur la figure 4.6.

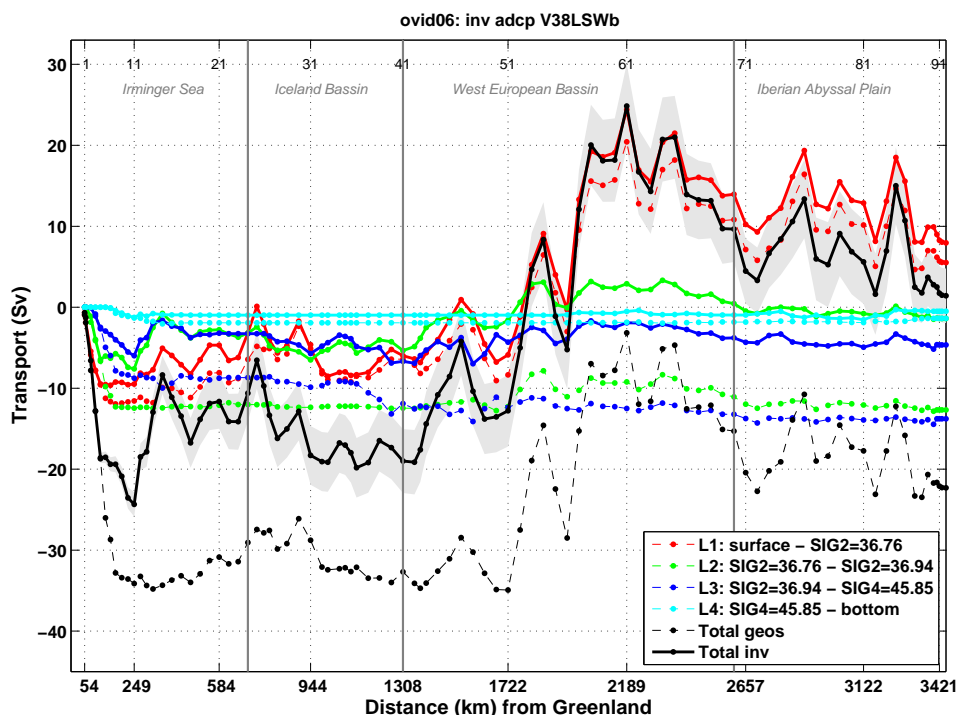


FIG. 4.6: Transports cumulés depuis le Groenland par couche avant inversion (avec les vitesses a priori de la figure 4.5, graphique du haut) et après inversion. Les traits pointillés représentent la solution a priori et les traits plein la solution définitive. Les courbes noires représentent la somme des 4 couches.

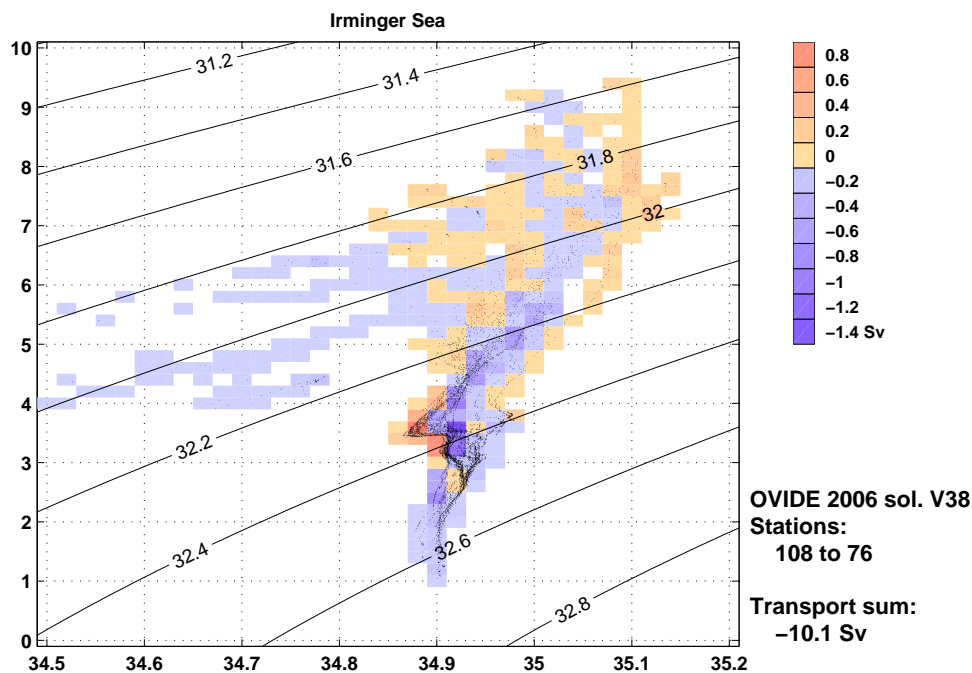
Le transport net à travers la section, qui était très fort vers le sud dans la solution a priori (supérieur à 20 Sv vers le sud) devient très faible, conformément à la contrainte de conservation de la masse. Les contraintes ont pour autre effet principal de fortement diminuer le transport au bord ouest (solution a priori avec vitesses négatives au bord ouest, figure 4.5) dans toutes les couches, d'intensifier la circulation dans la mer d'Irmingier, et d'augmenter le transport de la branche importante de transport la plus à l'ouest dans le bassin Ouest Européen.

4.4 Circulation

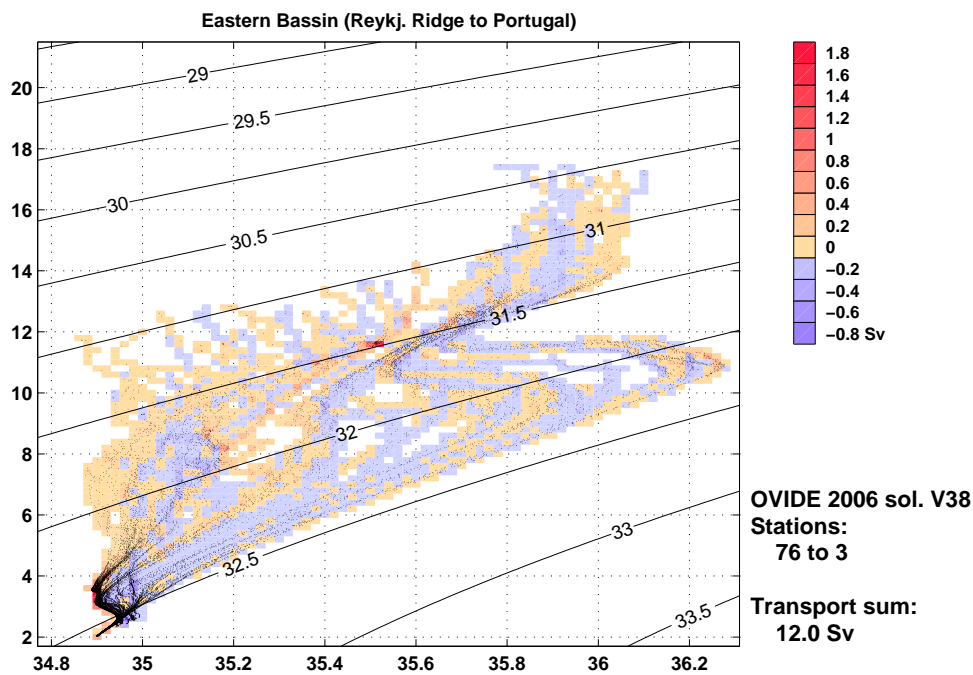
4.4.1 Transports en juin 2006 et comparaison avec les étés 2004, 2002, et 1997

Représentation θ/S

Les transports des masses d'eau (introduites dans la section 4.2.1) à travers la section Ovide 2006 sont présentés dans les diagrammes θ/S de la figure 4.7. Pour plus de clarté, la section a été divisée en deux zones géographiques séparées par le sommet de la Ride de Reykjanes. La figure 4.7a illustre les transports et propriétés des masses d'eau dans la mer d'Irmingier, à l'ouest de la Ride de Reykjanes, et la figure 4.7b ceux du bassin Est. Les transports sont représentés par des rectangles de couleur.



(a) Mer d'Irvinger



(b) Bassin Est

FIG. 4.7: Diagrammes θ/S (Salinité en abscisses et Température potentielle en ordonnées) des propriétés des masses d'eaux mesurées lors d'Ovide 2006, dans la mer d'Irvinger (a) et dans le Bassin Est (b). Les points noirs représentent une mesure tous les dix mètres. L'échelle de couleur représente l'intensité et la direction des transports. Les isopycnes tracées sont référencées à 1000m.

Mer d'Irminger Dans la mer d'Irminger les eaux les plus denses et les plus froides correspondent à la DSOW qui s'écoule vers le sud (comme l'indiquent les rectangles de couleur violette) en profondeur le long de la côte du Groenland tout en se mélangeant avec les eaux environnantes, en particulier avec l'ISOW. Cette dernière provenant du bassin d'Islande, un peu plus légère, moins froide et plus salée que la DSOW, entre en mer d'Irminger par différents passages à travers la Ride Médio-Atlantique au sud de 55°N puis recircule dans le gyre cyclonique de la mer d'Irminger. L'ISOW apparaît sur la figure 4.7a avec une salinité entre 34.95 et 35.0 et une température légèrement inférieure à 4°C. Sa composante la plus salée s'achemine vers le nord et la moins salée vers le sud.

Deux noyaux apparaissent aux densités caractéristiques des eaux intermédiaires, tous deux associés à un transport vers le nord. Il s'agit de l'eau de la mer du Labrador. Le premier minimum de salinité ($S=34.88$) correspond à l'eau souvent appelée uLSW centrée à $\sigma_1 = 32.34$ et le second ($S=34.9$) à la cLSW (*Kieke et al.*, 2006; *Rhein et al.*, 2007; *Yashayaev et al.*, 2007; *Louarn et al.*, 2008). Ces différents noyaux correspondent à des épisodes de convection plus ou moins profonde selon les hivers en mer du Labrador. *Yashayaev et al.* (2007) montrent grâce à une longue série de mesures effectuées dans les années 1990 et 2000 en mer du Labrador, que les années 2000 sont marquées par des épisodes de convection peu profonde, et une disparition progressive de la cLSW (figure 1.5). La section Ovide 2006 a ainsi été réalisée après plusieurs hivers de convection peu profonde en mer du Labrador, c'est pourquoi on observe sur la figure 4.7 un maximum prononcé de uLSW, dans les deux bassins.

Concernant les eaux légères ($\sigma_1 < 32.2$), sur la gauche dans la figure 4.7a on observe un transport vers le sud d'eau peu salée ($S \leq 34.8$) : l'Eau Polaire (PW) dont une partie entre en Atlantique Nord par un flux de surface au Déroit du Danemark et une autre partie provient de la fonte des calottes glacières groenlandaises entre le Déroit et le Cap Farewell où les mesures sont effectuées. Cette eau est plus froide et donc plus dense en 2006 (et 2002) qu'en 2004 du fait de la présence d'une quantité de glace plus importante au moment des mesures. Les eaux plus salées et plus chaudes à droite sur la figure représentent le transport d'eau d'origine Atlantique (AW).

Bassin Est A l'est de la Ride de Reykjanes, parmi les eaux de salinité inférieure à 35.2, on retrouve l'ISOW, plus pure que dans le bassin d'Irmingier car plus proche de sa source, et qui s'écoule uniquement vers le sud. L'eau la plus dense, dont le transport est vers le nord correspond à l'AABW qui tapisse le fond de la plaine Abyssale Ibérique. On observe aussi les deux minimums de salinité correspondant à la LSW, dont la majeure partie s'écoule vers le nord.

Le maximum de salinité, vers 36.2, observé pour des eaux chaudes ($T=11^{\circ}\text{C}$) correspond à l'Eau Méditerranéenne (MW), avec un transport principalement vers le nord, mais aussi en partie vers le sud par le biais de recirculation. On observe entre cette eau et la LSW une ligne de mélange quasiment isopycnal vers $\sigma_1 = 32.3$ (*Talley and McCartney, 1982*). Les eaux plus légères ($\sigma_1 < 32$) englobent l'Eau Nord Est Atlantique (ENAW) en provenance du gyre subtropical, chaude ($T=12^{\circ}\text{C}$) et de salinité élevée ($S=35.6$) (composante de l'AW).

Représentation géographique par couches

La figure 4.8 montre les transports par couches à travers la section. On a défini 3 couches délimitées en densité par les isopycnes associées à la LSW (figures 4.2 et 4.7). La première couche (a) correspond aux eaux de surface, au dessus de l'isopycne $\sigma_2 = 36.76$ (équivalent à $\sigma_1 = 32.28$), limite supérieure de la uLSW. Cette isopycne coïncide dans la partie est du bassin Est à l'isotherme 7°C , souvent utilisée comme limite inférieure de la sphère d'eau chaude en Atlantique Nord (*Schmitz and McCartney, 1993; Poole and Tomczak, 1999*). La couche intermédiaire (b) représente toute la LSW ($36.76 < \sigma_2 \leq 36.94$, ou $32.28 < \sigma_1 \leq 32.43$), et la troisième couche (c) représente les eaux de fond, sous la limite inférieure de la cLSW ($\sigma_2 > 36.94$ (ou $\sigma_1 > 32.43$)).

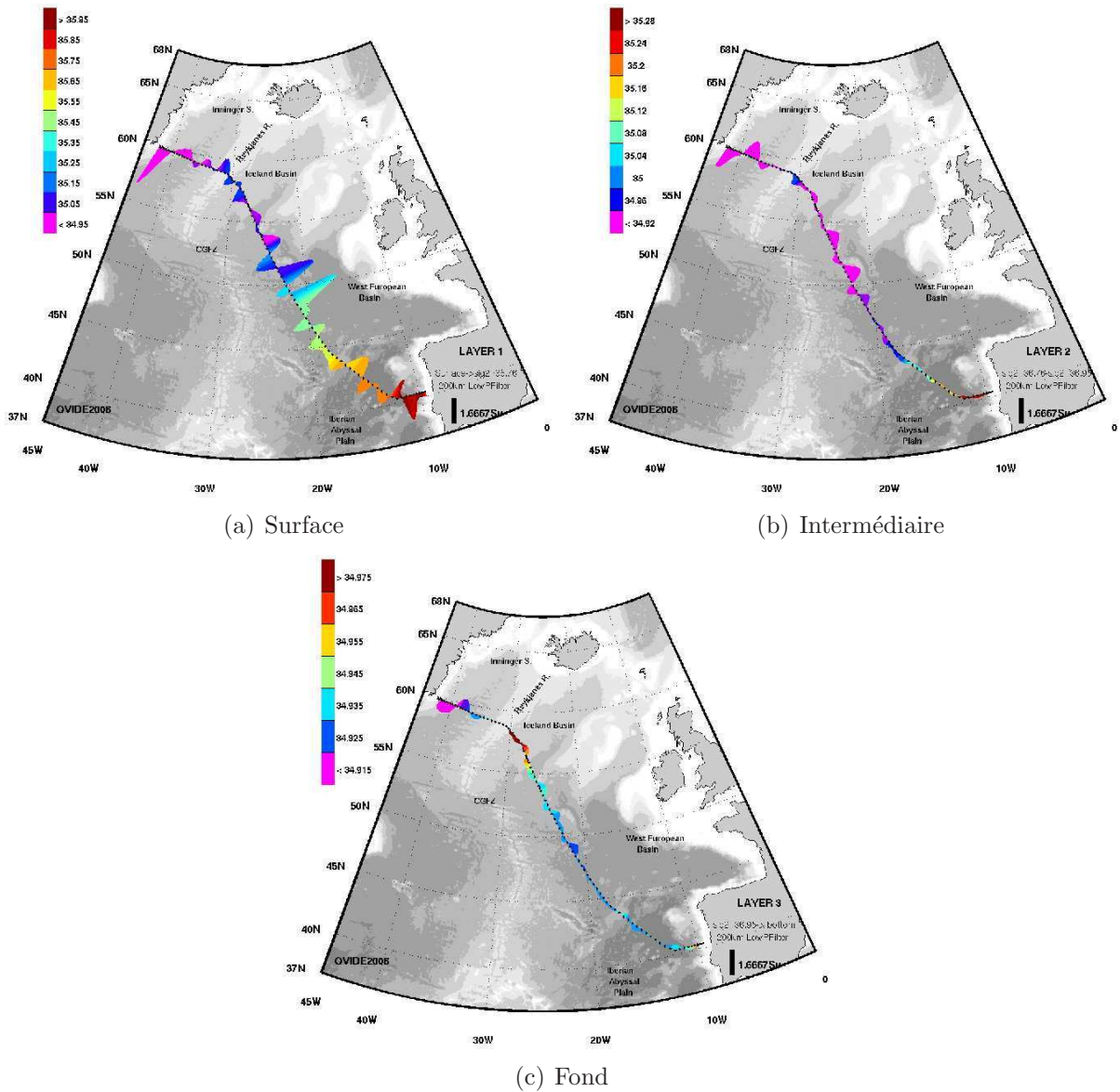


FIG. 4.8: Transports à travers Ovide en juin 2006, divisés en 3 couches (limites décrites dans le texte et sur les cartes). Les couleurs indiquent la salinité des eaux transportées, et les transports ont été filtrés sur 200km.

On voit (figure 4.8a) les différentes branches du Courant Nord Atlantique (NAC), composées d'eau salée. La branche la plus au nord apparaît vers 53°N , suivie de deux autres branches avec des transports plus importants. Entre 20°W et la côte portugaise, une partie du Courant Nord Atlantique recircule vers le sud (on note que par définition cette première couche englobe l'Eau Méditerranéenne). Autour de la Ride de Reykjanes la cir-

culation de surface est anticyclonique, et la salinité est la même que celle de la branche centrale du NAC, semblant indiquer, comme dans les données de *Pollard et al.* (2004) une bifurcation vers le sud-ouest dans le bassin d'Islande, puis vers le nord à l'ouest de la Ride d'une partie du Courant Nord Atlantique. Le Courant Est Groenland (EGC) apparaît clairement au bord ouest.

Au nord-ouest de la Ride d'Açores-Biscaye (17°W), limite sud-est de l'extension de la LSW (*Talley and McCartney*, 1982; *Paillet et al.*, 1998), la salinité dans la deuxième couche (b) est minimale et homogène. La LSW est principalement transportée vers le Nord, avec une salinité inférieure à 34.92. On observe le long du flanc est de la Ride de Reykjanes une recirculation vers le sud d'eau plus salée. L'eau de la mer du Labrador recirculant dans le bassin d'Islande se mélange en effet avec l'ISOW, s'écoulant aussi vers le sud juste en dessous (figure 4.7b).

Les transports dans la couche de fond sont assez faibles, à part au bord ouest où le Courant Profond de Bord Ouest (DWBC) s'écoule vers le sud, et semble ici recirculer en partie vers le nord au centre de la mer d'Irminger. Cette recirculation est d'ailleurs observée dans toutes les couches. Le transport d'ISOW apparaît vers le sud le long du flanc est de la Ride de Reykjanes, caractérisé par un maximum de salinité dans la couche.

Transports détaillés

La figure 4.9 montre les transports à travers la section par boîtes. Nos résultats sont comparées aux résultats obtenus pour 2004 et 2002 (*Lherminier et al.*, 2008, 2007). Les estimations concernant Fourex 1997 ne sont pas inscrites car tous les transports ne sont pas directement comparables étant données les différences géographiques des deux sections. On peut se référer à la figure 2.8 pour les transports à travers Fourex, tracés selon des couches différentes mais très comparables.

On observe sur la figure 4.9 que les transports étaient globalement plus faibles en 2006 qu'en 2002 et 2004. En particulier, dans la couche de surface, le transport net vers le nord à l'Est de la Ride de Reykjanes, inférieur à $8 Sv$, est plus de deux fois plus faible en juin 2006 qu'en juillet 2004. Cette valeur, qui correspond au transport net du Courant

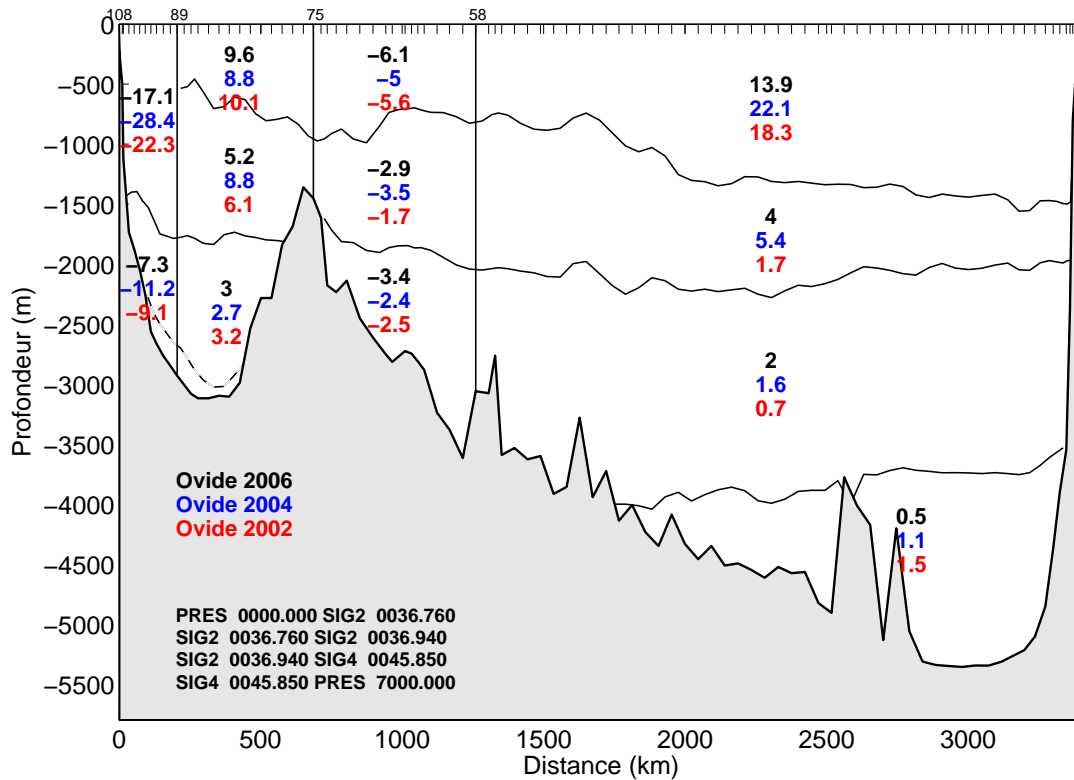


FIG. 4.9: Transports (Sv) à travers les 3 sections Ovide : 2006 en noir, 2004 en bleu et 2002 en rouge. Les isopycnes de séparation des couches sont indiquées en bas à gauche.

Nord Atlantique à travers la section est aussi très inférieure à l'estimation de *Schmitz and McCartney* (1993) de 12 Sv et celle de *Bersch* (1995) de 16 Sv (à partir de mesures de septembre 1991), plus proches des estimations de 2002 et 2004. Le transport d'eau chaude et salée vers le nord en surface dans la mer d'Irmingier par le Courant d'Irmingier est par contre le même pour les trois répétitions, et très proche des estimations comprises entre 8 et 10 Sv qu'on retrouve dans différentes études (*Bacon*, 1997; *Krauss*, 1995; *Bersch*, 1995) à cette même latitude. Cette équivalence tend à diminuer la différence de transport net d'eau d'origine Atlantique à travers les différentes répétitions de la section Ovide, mais l'écart entre les trois étés reste très important.

Dans cette étude on appelle EGC le transport total vers le sud au bord ouest le long de la côte Groenlandaise au dessus de $\sigma_2 = 36.94$, suivant *Lherminier et al.* (2007). On ne différencie pas ici le Courant Côtier (EGCC) d'eau très peu salée s'écoulant sur le

plateau dont le transport est intégré au transport de l'EGC (l'EGCC a été échantillonné uniquement en 1997 et 2004). Parmi l'eau transportée par l'EGC on trouve en plus de l'eau d'origine arctique une importante quantité de LSW ainsi que de l'AW qui recirculent dans le gyre cyclonique de la mer d'Irmingier. Le Courant Profond de Bord Ouest (DWBC) est défini comme le transport vers le sud d'ISOW et de DSOW au fond ($\sigma_2 > 36.94$) le long du bord ouest. L'EGC et le DWBC étaient aussi considérablement plus faibles lors des mesures de 2006. Dans les deux cas, on observe une diminution de 40% entre les estimations de 2004 et celles de 2006. Les 7.3 ± 0.6 Sv transportés par le DWBC en 2006 sont cependant proches de l'estimation de 2002 (9.1 ± 1 Sv), et compatibles avec les résultats de *Bersch* (1995) qui trouve à partir de mesures réalisées en septembre 1991 un transport du DWBC de 7.3 ± 1.3 Sv. Les valeurs sont toutes très inférieures aux 13 Sv souvent cités de *Dickson and Brown* (1994) estimés au même endroit à partir de mesures réalisées en 1978.

Concernant le transport de l'ISOW autour de la Ride de Reykjanes, les transports observés pendant les trois étés sont similaires, de l'ordre de 2.5 Sv de chaque côté de la Ride, avec cependant un transport légèrement plus fort dans le bassin Est en juin 2006 (3.4 Sv). Ce résultat est conforme aux études récentes qui mettent en évidence la faible variabilité du transport aux seuils entre l'Islande et l'Ecosse (*Osterhus et al.*, 2008).

Le transport net de LSW vers le nord est faible dans le bassin est, car cette eau recircule de part et d'autre du bassin. Si on sépare la couche correspondant à la LSW en deux couches, l'une correspondant à la uLSW ($36.76 < \sigma_2 < 36.89$) et l'autre à la cLSW ($36.89 < \sigma_2 < 36.94$), on s'aperçoit que ce transport se fait principalement dans la couche haute en 2006 tout comme en 2004, contrairement à 2002. La figure 4.10 illustre ce résultat, en accord avec les profondeurs de convection des hivers précédents les campagnes (*Yashayaev et al.*, 2007).

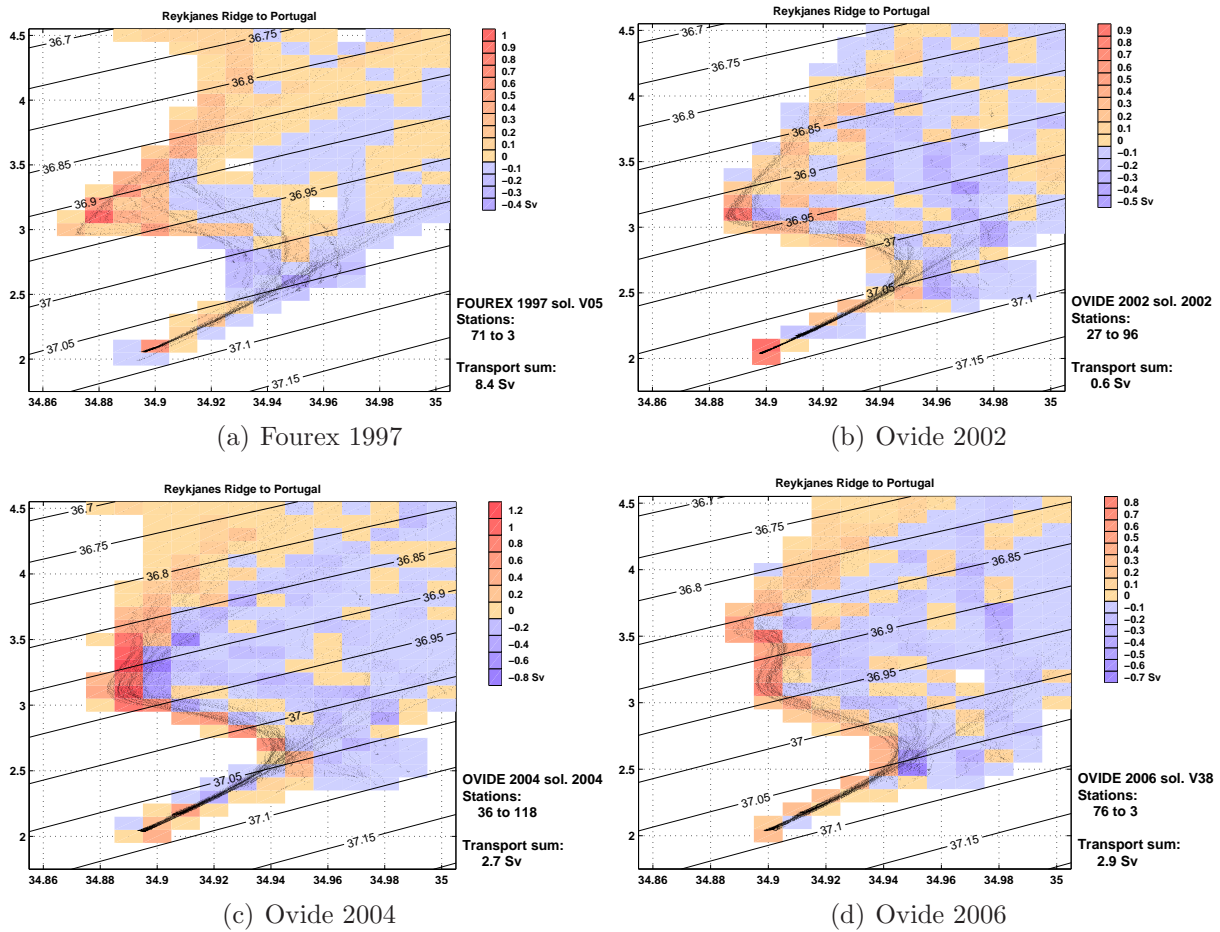


FIG. 4.10: Diagrammes θ/S des salinités et températures caractéristiques de l'Eau de la Mer du Labrador, mesurées lors de chacune des 4 campagnes Foureux 1997 et Ovide 2002, 2004 et 2006 (voir figure 4.7).

Le signal d'une formation de LSW à des profondeurs faibles (800m) depuis le début des années 2000 n'était pas encore visible dans le bassin d'Islande en 2002, mais il commence à apparaître en 2004 et on le voit nettement en juin 2006, avec un noyau plus chaud et moins salé que le noyau de cLSW toujours présent. Il est intéressant de comparer ces observations à celles de *Sarafanov et al.* (2008), effectuées les mêmes étés mais à 60°N, c'est à dire au nord de la section Ovide (figure 4.11).

Les auteurs ne détectent aucune présence de uLSW en 2004, et le deuxième minimum de salinité qu'ils observent en 2006, signalant la présence de uLSW, est un minimum relatif, de salinité supérieure à celle de la cLSW. Il semble que l'eau mesurée lors d'Ovide, en

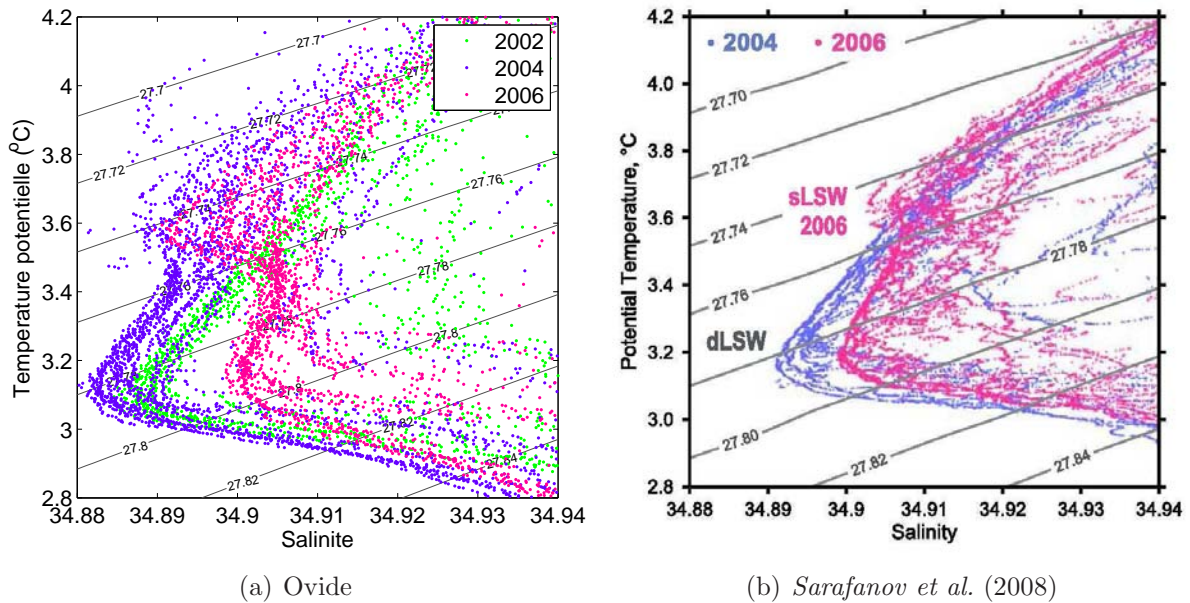


FIG. 4.11: Diagrammes θ/S de la LSW dans le Bassin d'Islande en 2002, 2004 et 2006 à travers Ovide (a) et en 2004 et 2006 à 60°N (Sarafanov et al., 2008).

amont des mesures de Sarafanov et al. (2008), soit observée à 60°N dans le bassin d'Islande seulement deux ans plus tard. D'après un calcul approximatif, ce temps de transit correspondrait à des vitesses de l'ordre de 1cm/s, comparable aux vitesses estimées dans la zone à l'aide de données de flotteurs par Bower et al. (2002) et plus récemment par Lavender et al. (2005b). La LSW observée à 60°N est naturellement plus salée (environ 0.01) que celle observée à travers Ovide; elle s'est mélangée le long de son trajet vers le nord avec les eaux environnantes plus salées. Dans les mesures d'Ovide tout comme dans celles à 60°N, la salinité est plus élevée en 2006 qu'en 2004 (et intermédiaire en 2002 pour Ovide). L'écart est cependant plus important aux latitudes d'Ovide, semblant indiquer aussi que le signal ne soit pas encore totalement parvenu jusqu'à 60°N.

Le long du flanc ouest de la Ride de Reykjanes, dans la mer d'Irminger, une importante quantité de LSW était transportée vers le nord en 2004. En 2006 le transport a diminué de 4 Sv, donnant une valeur plus proche de ce qu'on observait en juin 2002.

Les transports des principaux courants interceptés par les sections Fourex et Ovide sont récapitulés dans le tableau 4.1.

	NAC+IC	EGC	DWBC
Fourex 1997	32.0 ± 1.4	-26.3 ± 0.7	-11.2 ± 1.2
Ovide 2002	23.0 ± 1.1	-23.1 ± 1.0	-8.7 ± 1.0
Ovide 2004	25.9 ± 0.9	-29.3 ± 1.2	-10.6 ± 1.2
Ovide 2006	17.7 ± 0.9	-17.7 ± 1.0	-6.7 ± 0.6

TAB. 4.1: *Transports principaux courants, en Sv.*

Avant de comparer le transport du NAC à travers Fourex en 1997 aux transports à travers Ovide, il est important de noter que les deux sections n'interceptent pas ce courant de la même manière. L'origine du Courant d'Irminger est mal connue mais il semble probable que ce dernier soit alimenté au moins en partie par une branche du NAC qui traverse RR du bassin d'Islande vers la mer d'Irminger. Cette circulation peut très bien se faire dans la zone située entre les deux sections comme c'est le cas dans les résultats de *Pollard et al.* (2004) obtenus à partir de mesures réalisées à l'automne 1996. Pour cette raison, il semble plus légitime de comparer le transport total d'eau chaude et salée vers le nord, en incluant le Courant d'Irminger (absent dans les résultats de Fourex), ce qui est fait dans le tableau 4.1. L'EGC et le DWBC sont par contre échantillonnés de la même manière à travers les deux sections.

Les résultats du tableau 4.1 indiquent que les transports des principaux courants en juin 2006 étaient tous très inférieurs à ceux mesurés en 2002 et 2004, et de manière encore plus significative à ceux de 1997. Le transport vers le nord était en effet près de 50% plus faible en juin 2006 par rapport à août 1997. On note qu'en juin 2006, le transport au Bord Est, le long de la péninsule ibérique, était dirigé vers le sud, contrairement aux autres étés. Ce fait explique une partie de la très forte diminution du transport net vers le nord, estimé entre la mer d'Irminger et la côte portugaise (2 ou 3 Sv).

4.4.2 Circulation horizontale

On vient de voir que les transports des principaux courants de surface formant la circulation cyclonique du gyre subpolaire étaient particulièrement faibles en juin 2006. La figure 4.12 montre la circulation horizontale intégrée sur toute la colonne d'eau pour chacune des 3 campagnes, le long de la section. Cette figure représente la circulation barotrope à travers chaque section.

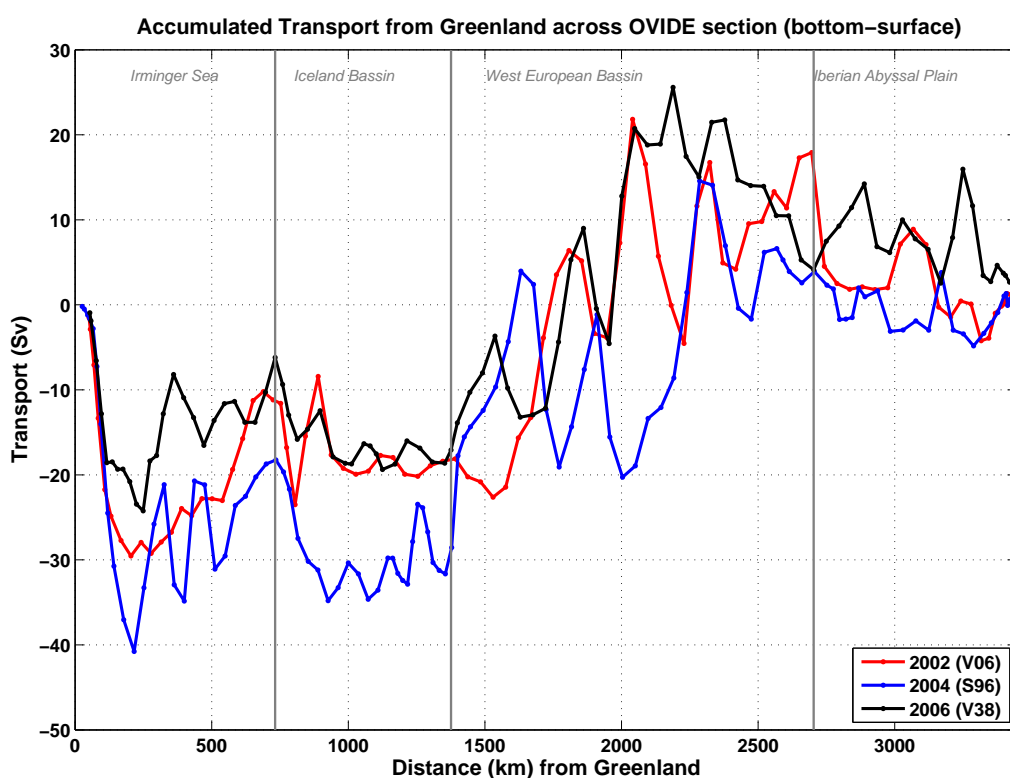


FIG. 4.12: Transport cumulé (circulation horizontale) depuis le Groenland, en Sv, en fonction de la distance cumulée le long de la section. Les trois courbes représentent le transport surface-fond de chaque campagne.

Mer d'Irminger

La figure 4.12 fait apparaître l'importante variabilité du transport au bord ouest, très faible en juin 2006 par rapport aux étés 2002 et 2004. En comparaison à 2002, ce faible transport est compensé en sortie d'Irminger, ce qui n'est pas le cas par rapport à 2004.

La circulation cyclonique dans la mer d'Irminger est très faible en 2006, peut-être en partie à cause d'une importante recirculation observée au centre du bassin, et dont la signature apparaît sur toute la colonne d'eau (figure 4.6). Cette circulation cyclonique au centre de la mer d'Irminger est typiquement barotrope et n'apparaît pas dans la solution a priori sur la figure 4.6. *Lavender et al.* (2005b) observent des tourbillons cycloniques similaires dans leur circulation moyenne à mi-profondeur estimée à partir de 7 ans et demi de données de flotteurs, ce qui montre le caractère permanent de ces structures. En particulier, dans leur figure 13, on observe une circulation très semblable à la circulation d'Ovide 2006 ; la moitié ouest de la mer d'Irminger est décrite à 700m par une circulation cyclonique fermée. La circulation était aussi tourbillonnaire en 2004 et en 1997 (Chapitre 2) dans la mer d'Irminger, formée dans ces deux cas de plusieurs structures.

Circulation autour de Reykjanes

La circulation de surface autour et à travers la Ride de Reykjanes est encore assez mal connue. Les schémas de circulation du gyre sub-polaire de l'Atlantique Nord diffèrent en effet d'un auteur à l'autre notamment en ce qui concerne le Courant d'Irminger. Dans certains cas le transport d'eau subtropicale du bassin est vers le Détroit du Danemark se fait par une branche directe sud-est / nord-ouest qui traverse RR (*Krauss*, 1986; *Schmitz and McCartney*, 1993; *Schott et al.*, 2004) à des latitudes plus ou moins élevées (entre 55 et 60°N) ; sur le schéma de *Fratantoni et al.* (2001) l'origine du Courant d'Irminger n'est pas indiquée, et dans d'autres études le transfert du bassin est vers le Bassin d'Irminger se fait par le biais d'une recirculation anticyclonique d'une des branches du NAC autour de RR (*Bersch*, 1995; *Orvik and Niiler*, 2002; *Pollard et al.*, 2004; *Brambilla and Talley*, 2008). Dans l'étude de *Flatau et al.* (2003), les flotteurs suggèrent une origine dans le bassin est et dans le gyre cyclonique de la mer d'Irminger pour le Courant d'Irminger, alors que l'analyse eulérienne indique une provenance directe du NW corner.

La figure 4.12 met en évidence une circulation anticyclonique autour de RR observée lors des trois répétitions d'Ovide, avec un transport vers le sud le long du flanc est de RR (cette observation est aussi vraie lorsqu'on s'intéresse uniquement au transport de surface (figure 4.15)). La similitude des propriétés de ces eaux sur les deux flancs de RR (figure

4.2 pour Ovide 2006, et Annexe B pour Ovide 2004 et 2002) et le fait que ce courant ne soit pas intercepté par la section Fourex renforcent l'idée d'une origine dans le Bassin Est pour le Courant d'Irminger. Etant donné la position de la section Ovide, on peut noter que durant les étés 2002, 2004 et 2006, au moins une partie de cette recirculation autour de RR se faisait au sud de 58°N.

Pour vérifier la persistance de cet élément de circulation de surface, les vitesses altimétriques de surface, perpendiculaires aux sections Fourex et Ovide ont été tracées sous la forme d'un diagramme de Hovmuller (figure 4.13) d'après *Bower and von Appen* (2008) (on a vérifié que la direction des courants ne faussait pas l'interprétation en obtenant des représentations très similaires si on trace la norme des vecteurs vitesse, non montré).

La circulation anticyclonique de surface autour de RR apparaît très bien dans les vitesses altimétriques perpendiculaires à la section Ovide (figure 4.13a), entre 500 et 800 km. Cette circulation est symétrique par rapport à un point légèrement à l'est du sommet de RR comme dans les résultats de transport d'Ovide 2006 et 2004 (figure 4.12) et on l'observe de manière permanente entre 1992 et 2007. A travers Fourex (figure 4.13b) on relève aussi des vitesses vers le sud sur le flanc est de la Ride de Reykjanes, même si elles sont plus faibles qu'à travers Ovide. Le courant vers le nord dans la mer d'Irminger est par contre beaucoup moins net, et n'est pas intensifié au bord est du Bassin comme on l'observe plus au nord (section Ovide). Ces observations viennent renforcer l'idée précédente d'une circulation anticyclonique entre les deux sections Fourex et Ovide, permanente.

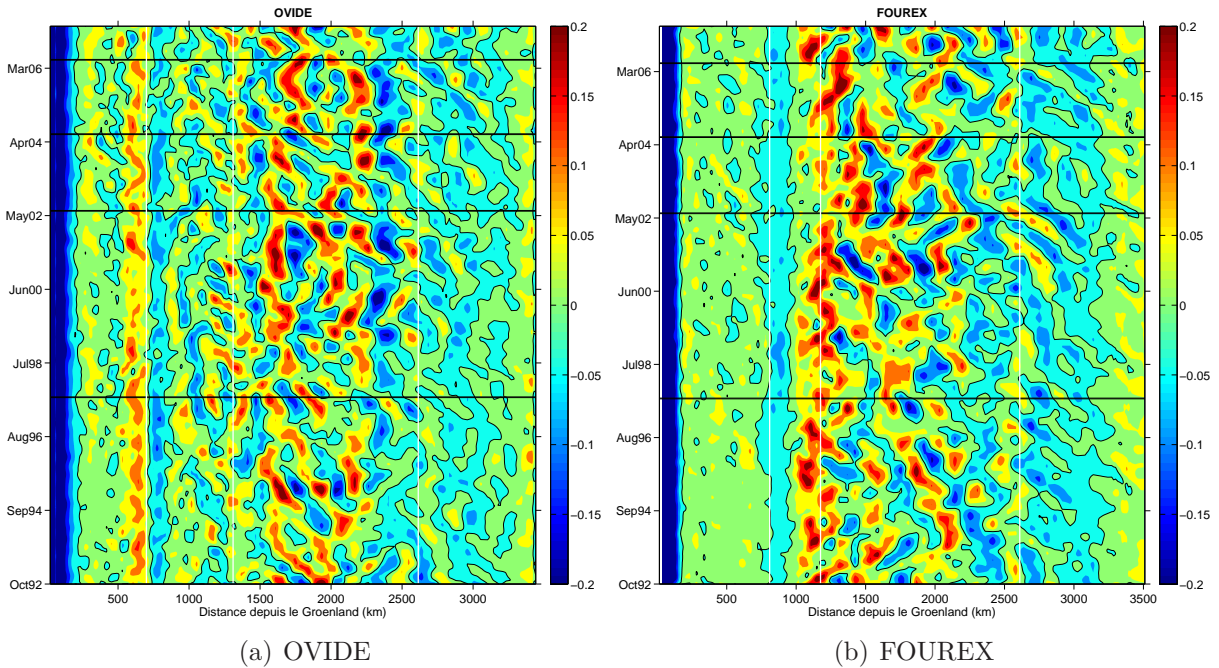


FIG. 4.13: Diagramme de Hovmoller des vitesses altimétriques à travers les sections Ovide (à gauche) et Fourex (à droite) selon la méthode de Bower and von Appen (2008). Les données AVISO ont été filtrées à 6 mois et les contours sont tracés tous les 5 cm/s (vitesses absolues obtenues grâce à la surface moyenne Rio05 (Rio and Hernandez, 2004)). Les contours noirs correspondent à une vitesse nulle. Les traits verticaux blancs représentent de gauche à droite le sommet de RR, le Mont Eriador délimitant le Bassin d'Islande à l'ouest et le Bassin Ouest Européen à l'est, et enfin la Ride d'Açores-Biscay, limite ouest de la Plaine Abyssale Ibérique. Les traits horizontaux noirs représentent les dates des campagnes Fourex 1997 et Ovide 2002, 2004 et 2006.

Sur la figure 3a de Bower et al. (2002) représentant les lignes de courants du gyre sub-polaire à $\sigma_\theta = 27.5$, le Courant d'Irminger semble être alimenté tout le long de son cheminement vers le nord par de l'eau provenant du Bassin d'Islande, qui s'écoule vers le sud le long du flanc est avant de bifurquer vers le nord après avoir traversé la Ride. D'autres études montrent la présence de ce faible courant le long du flanc est (Bersch, 1995; Rossby et al., 2000; Reverdin et al., 2003), nommé Courant Est Reykjanes Ridge (ERRC) par Treguier et al. (2005), qui observent ce courant dans les 4 modèles comparés dans leur étude. Cette dénomination est reprise dans le récent schéma de Brambilla and Talley (2008).

A partir des estimations de transports aux seuils entre le Groenland et l'Écosse, *Lherminier et al.* (2008) donnent des estimations du transport à travers la Ride de Reykjanes lors des campagnes Ovide 2002 et 2004.

Position du front subarctique

Le front subarctique matérialise la limite entre les eaux subpolaires et les eaux subtropicales et constitue la branche septentrionale du Courant Nord Atlantique. Vers 53°N, le front est orienté zonalement entre le NW Corner (juste au nord des Grands Bancs) et la MAR et sa position présente peu de variabilité (*Kearns and Rossby*, 1998). Le Courant Nord Atlantique est connu pour traverser la MAR en plusieurs branches distinctes, dont celle constituant le front subarctique n'a jamais été observée au nord de 53°N, extrémité nord de la CGFZ (*Sy et al.*, 1992; *Belkin and Levitus*, 1996; *Bower and von Appen*, 2008). Au nord-est de la MAR, comme le suggère la circulation moyenne de surface rio05 (figure 4.14) et les travaux de *Heywood et al.* (1994) grâce à des calculs d'énergie cinétique tourbillonnaire (EKE) dans la zone, le Courant Nord Atlantique perd son caractère zonal, les branches sont plus difficiles à définir et la circulation plus tourbillonnaire.

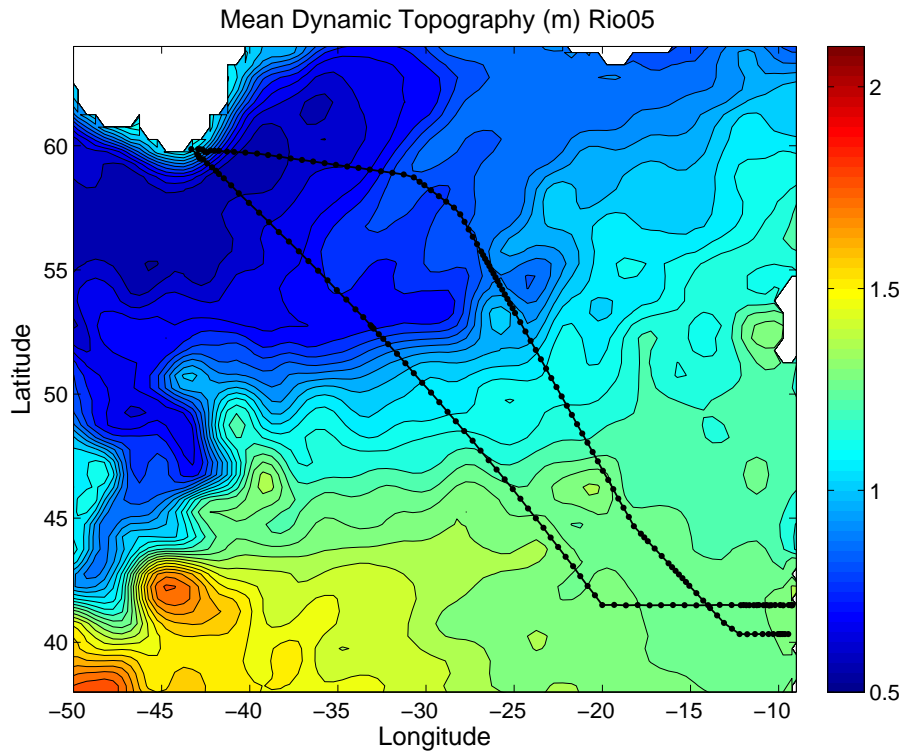


FIG. 4.14: Topographie dynamique moyenne Rio05 (Rio and Hernandez, 2004) dans le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord, tracée tous les 5cm. Les sections Fourex et Ovide sont indiquées en noir.

Le front subarctique, défini comme la branche la plus au nord du NAC apparaît aussi en effet plus clairement sur la figure 4.13b des vitesses de surface à travers Fourex que sur la figure 4.13a des vitesses à travers Ovide. Etant donnée la complexité de la circulation dans le Bassin Ouest Européen aux latitudes d'Ovide, il semble difficile de déterminer de manière robuste un critère précis pour localiser le front subarctique. Il est tentant de définir ce front à travers Ovide comme la branche de fort transport vers le nord la plus au nord dans le Bassin Ouest Européen sur la figure 4.12. La figure 4.15 montre que dans ce bassin la circulation garde la même structure lorsqu'on se focalise uniquement sur la circulation des 1000 premiers mètres, et ceci reste valable quelque soit la couche suffisamment réaliste que l'on considère (non montré, voir *Lherminier et al. (2008)*). Cette observation confirme par ailleurs le caractère barotrope de la circulation du gyre subpolaire.

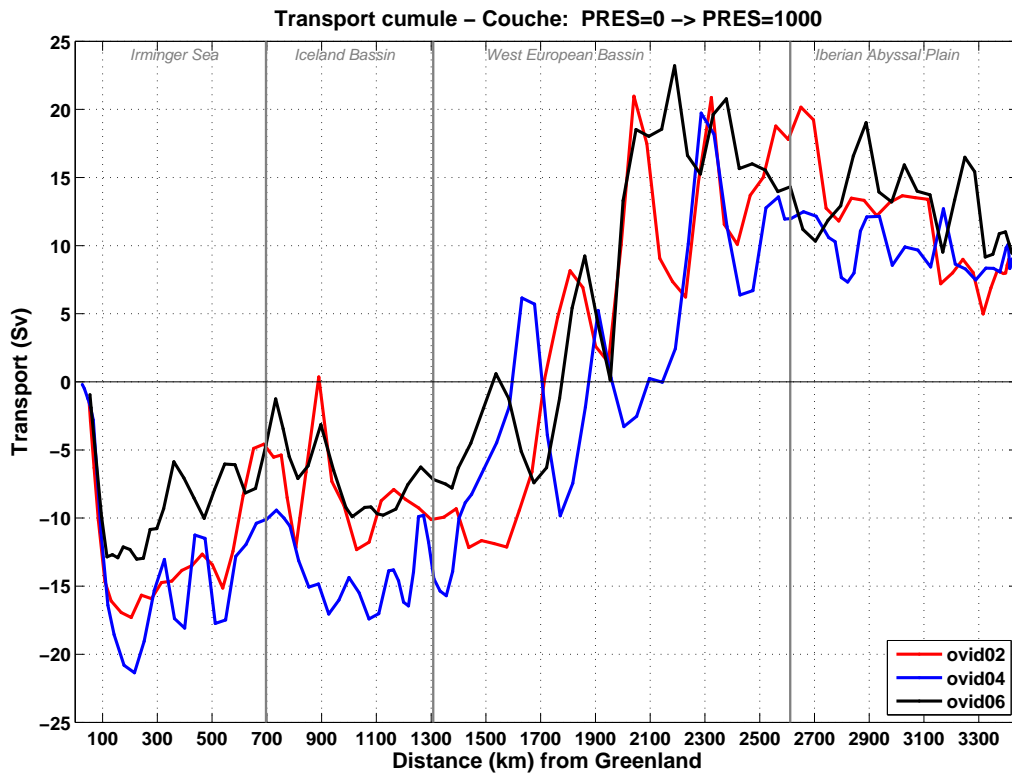


FIG. 4.15: *idem* figure 4.12 mais uniquement pour une couche allant de la surface à 1000m de profondeur.

Dans des travaux menés sur le front subarctique à l'ouest de la MAR, le front est souvent décrit par les propriétés des masses d'eau à 200m de profondeur (*Belkin and Levitus, 1996; Bersch, 1995; Schott et al., 1999*). La salinité moyenne de la couche 150-250db est tracée pour les 4 campagnes sur la figure 4.16.

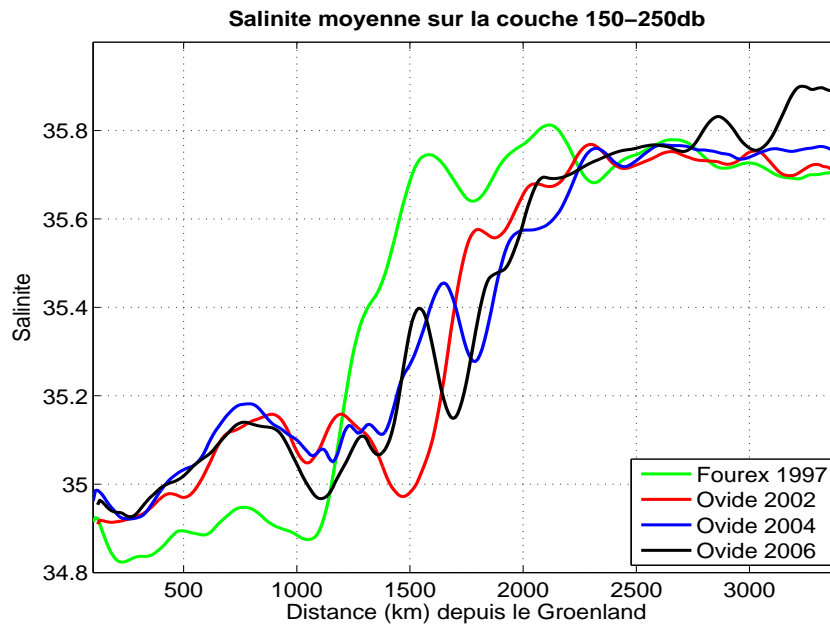


FIG. 4.16: Salinité moyenne dans la couche 150-250db en fonction de la distance depuis le Groenland pour les 4 campagnes Fourex 1997 et Ovide 2002, 2004 et 2006, filtrée sur 150km

Les tracés de la salinité à 200m montrent que la première branche de fort transport vers le nord autour de 1500 km (1200 km pour Fourex) est associée à un fort gradient de salinité, confirmant l'hypothèse précédente sur la définition du front subarctique. On n'a pas cherché à définir de position précise du front, mais on constate qu'en juin 2006 celui-ci est observé à la même position qu'en juillet 2004, légèrement au sud-est du mont Eriador, décalé de 200km vers le nord-ouest par rapport à 2002. Il est difficile d'identifier ce décalage sur la figure 4.13a, mais il apparaît par contre sur la figure 4.13b. La branche principale de fort courant (zone de vitesses maximales) à travers Fourex semble en effet s'être déplacée vers le sud-est en 2002 puis avoir retrouvé une position plus classique, plus proche de la CGFZ en 2004. C'est aussi ce qu'observent *Bower and von Appen* (2008) à 29°W (mode "sud"). Des observations similaires existent d'un décalage du NAC : *Bersch et al.* (1999); *Flatau et al.* (2003); *Pollard et al.* (2004) relient ce décalage du front au forçage atmosphérique exprimé par l'index NAO. Dans les phases de NAO positif (vents d'ouest forts), le front est observé plus au sud-est, en particulier entre 1991 et 1996. L'indice NAO est resté positif de 1999 à 2002, ce qui concorde avec la position du front observée lors d'Ovide 2002.

Branches du NAC

Au niveau de sa traversée de la MAR, dans les études les plus récentes le Courant Nord Atlantique est décrit comme composé de deux branches principales (*Fratantoni et al.*, 2001; *Flatau et al.*, 2003; *Pollard et al.*, 2004; *Bower and von Appen*, 2008; *Brambilla and Talley*, 2008) gouvernées par la topographie (*Flatau et al.*, 2003; *Bower and von Appen*, 2008). D'autres branches mineures sont parfois aussi observées, au nombre et aux positions variables (*Sy et al.*, 1992; *Pollard et al.*, 2004; *Bower and von Appen*, 2008).

Sur la figure 4.15, le NAC à travers la section Ovide est composé de 3 branches, pour chaque campagne. Dans le cas d'Ovide 2006, le transport net de la première branche est nul dans la couche choisie. Le front subarctique apparaît bien sur la figure 4.13b, mais les autres branches du NAC sont plus difficilement identifiables dans le tracé des vitesses altimétriques, y compris à travers la section Fourex. On voit des structures organisées avec une alternance de vitesses vers le nord et vers le sud mais la détection des branches est rendue plus difficile par l'activité tourbillonnaire. Les trois branches observées à travers Ovide sont par contre en accord avec le schéma de circulation récent de *Brambilla and Talley* (2008), (figure 4.17) dans lequel la branche la plus au nord (front subarctique) des deux branches qui traversent la MAR se sépare en 2 au niveau de la section Ovide. Nos branches sont tout de même observées plus au sud que dans ce schéma (figure 4.8).

Recirculation

Dans la partie est de la section, on observe (figure 4.15) une importante recirculation vers le sud, de plus de 15 Sv sur les 1000 derniers kilomètres, pour chaque campagne. Ce transport s'accorde admirablement bien avec l'estimation de *Paillet and Mercier* (1997) de 16 Sv (transport total surface-fond mais avec un transport très faible sous la thermocline).

La figure 4.13 des vitesses altimétriques met en évidence au dessus de la Plaine Abyssale Ibérique des vitesses plutôt vers le sud (faibles) la majeure partie du temps. L'absence de recirculation à travers Fourex en août 1997 suggère cependant une certaine variabilité dans ce retour vers le sud d'eaux chaudes et salées.

Les vitesses altimétriques sont déterminées à partir des hauteurs dynamiques, dont on

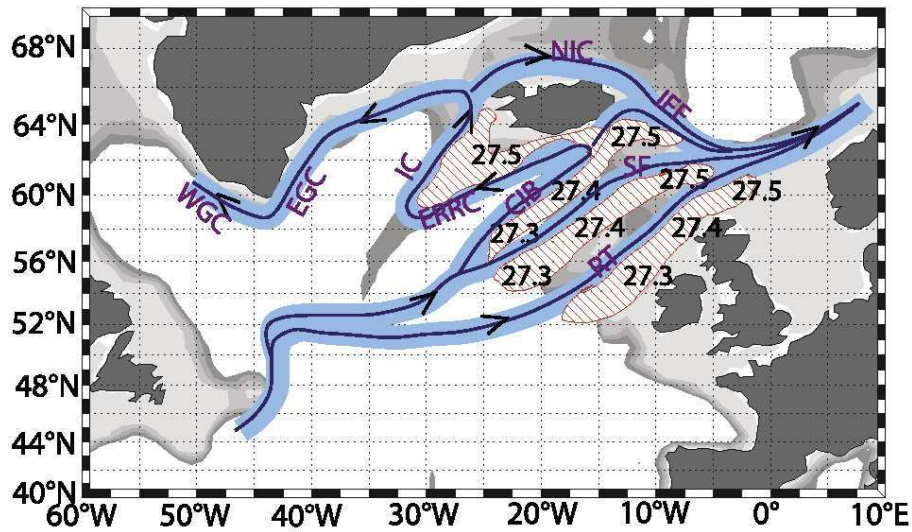


FIG. 4.17: Schéma de circulation moyenne dans le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord (et eaux modales associées, en rouge) d'après Brambilla and Talley (2008).

calcule les gradients. Si on s'intéresse non plus aux gradients mais aux différences de hauteurs, on a alors accès à des "pseudo-transports surfaciques", exprimés en m^2/s . Pour estimer l'évolution temporelle du transport vers le nord et de la recirculation en surface à travers la section Ovide, on a interpolé les hauteurs dynamiques absolues en chaque point de la section Ovide à chaque date de la série temporelle de données altimétriques (AVISO). La figure 4.18 montre par exemple la hauteur dynamique absolue le long de la section Ovide en juin 2006.

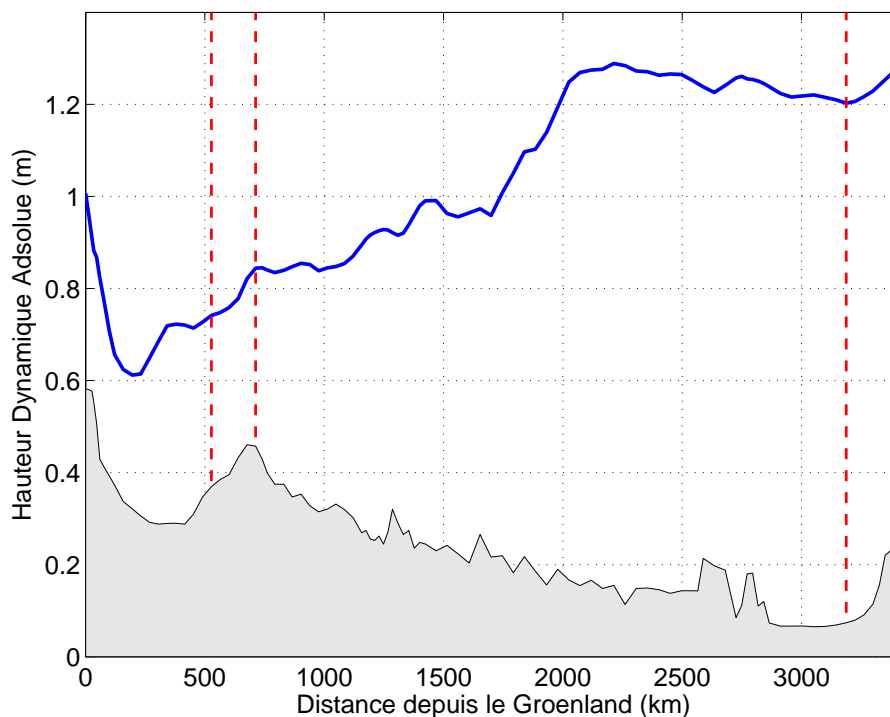


FIG. 4.18: *Topographie Dynamique Absolue (m) le long de la section Ovide en juin 2006. La bathymétrie a été tracée à titre indicatif. (Les pointillés rouges constituent les limites géographiques définissant l'index discuté dans la section 4.4.5).*

Le pseudo-transport du NAC a été défini comme la différence de hauteur entre la hauteur maximale (observée vers 2200km sur l'exemple de la figure 4.18) et la hauteur minimum dans le Bassin d'Islande. Cette différence de hauteur est multipliée par le facteur g/f avec g l'accélération de la pesanteur et f le paramètre de Coriolis, pour obtenir des m^2/s . La recirculation est définie comme la différence de hauteur entre la hauteur maximale et la hauteur minimale dans les 500 derniers kilomètres (sans prendre en compte le courant de Bord Est, mal défini dans les données altimétriques du fait de sa proximité de la côte), multipliée par le même facteur g/f . Le pseudo-transport du NAC est compté comme positif (vers le nord) et le pseudo transport de la recirculation comme négatif (vers le sud). Ces transports sont tracés sur la figure 4.19.

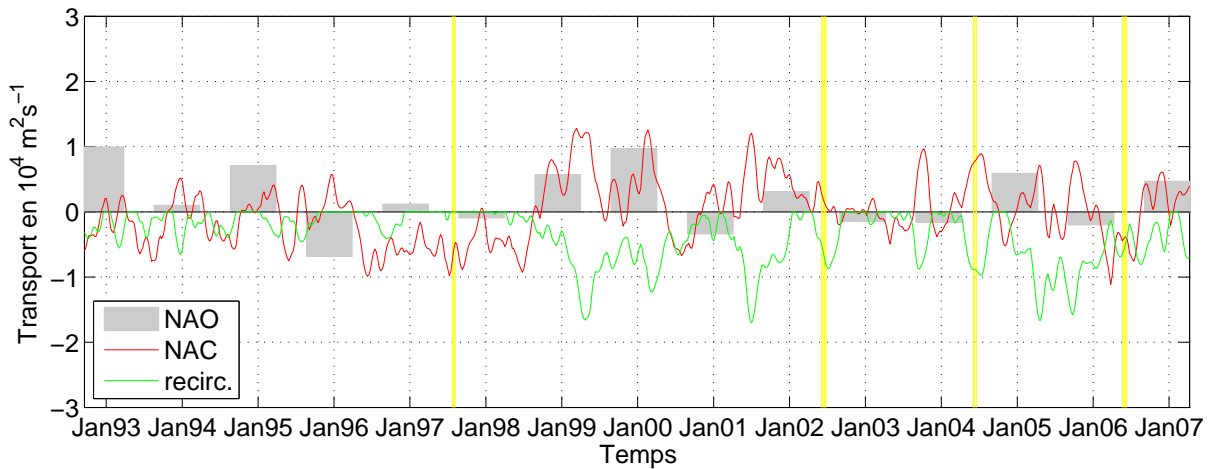


FIG. 4.19: Pseudo-transport du NAC (anomalie, en rouge) et recirculation dans l'IAP (en vert), à partir des données AVISO de hauteurs dynamiques absolues, filtrées tous les mois. Les valeurs moyennes sont $5 \cdot 10^4$ pour le NAC et $-0.4 \cdot 10^4$ pour la recirculation. Les barres grises représentent l'indice NAO calculé par analyse en composante principale sur les mois d'hiver (DJF) par J. Hurrell. Les campagnes Foux 1997 et Ovide 2002, 2004 et 2006 sont matérialisées en jaune.

La première remarque que l'on peut faire d'après la figure 4.19 est la corrélation apparente entre l'intensité du NAC et l'intensité de la recirculation vers le sud. Ce phénomène, aussi présent dans les résultats du modèle Clipper (Treguier et al., 2006), est visible en 1999, en 2001 et en 2005. Dans ces périodes de fort transport vers le nord au centre du bassin européen, la forte recirculation tend à compenser ce surplus et à stabiliser le transport net vers le nord. La recirculation ainsi définie n'est pas toujours observée au cours du temps. Elle est en effet nulle au moment de la campagne Foux 1997, ce qui concorde avec nos résultats de transports obtenus avec les mesures in situ de la campagne (Chapitre 2).

Il semblerait que le transport soit maximal pour les années de fort NAO ce qui semble réaliste et correspond à ce que montrent Flatau et al. (2003) mais apparaît ici seulement de manière peu évidente. On retrouve une recirculation assez forte et de même ampleur pour les 3 sections Ovide, comme dans la figure 4.15. Le NAC est minimal au moment d'Ovide 2006 et cette anomalie négative semble avoir duré une bonne partie de l'année 2006. En août 1997 l'absence de recirculation tend à augmenter légèrement le transport net par rapport à d'autres périodes, mais la figure 4.19 suggère tout de même un NAC

faible à travers Ovide au moment de la campagne Fourex. Le transport total vers le nord sur une couche surface- $\sigma_2 = 32.35$ a pourtant été mesuré comme significativement plus fort à travers Fourex en 1997 qu'à travers Ovide en juin 2002, mais comme il a été noté précédemment, il faut être prudent dans la comparaison des transports à travers les deux sections, de trajet différent. L'indice représenté sur la figure 4.19 ne représente que la partie du transport vers le nord s'effectuant à l'est de la Ride de Reykjanes (la variabilité du transport total vers le nord vue par l'altimétrie est décrite plus loin).

4.4.3 Transports des eaux denses et Cellule Meridienne d'Overturning

Courant Profond de Bord Ouest

Tout comme les transports formant la circulation horizontale de surface, le Courant Profond de Bord Ouest était particulièrement faible en juin 2006.

On trouve un certain nombre d'estimations dans la littérature récente du transport d'eau profonde au niveau du cap Farewell (60°N) (*Bacon*, 1998a; *Kieke et al.*, 2006) mais qui ne sont pas directement comparables aux valeurs décrites précédemment car il s'agit d'estimations de transport barocline.

On a donc calculé le transport barocline du DWBC au bord ouest de chaque section Fourex 1997 et Ovide 2002, 2004 et 2006 pour pouvoir comparer nos résultats à ceux de *Bacon* (1998a) et de *Kieke et al.* (2006). Ces différentes estimations sont tracées sur la figure 4.20.

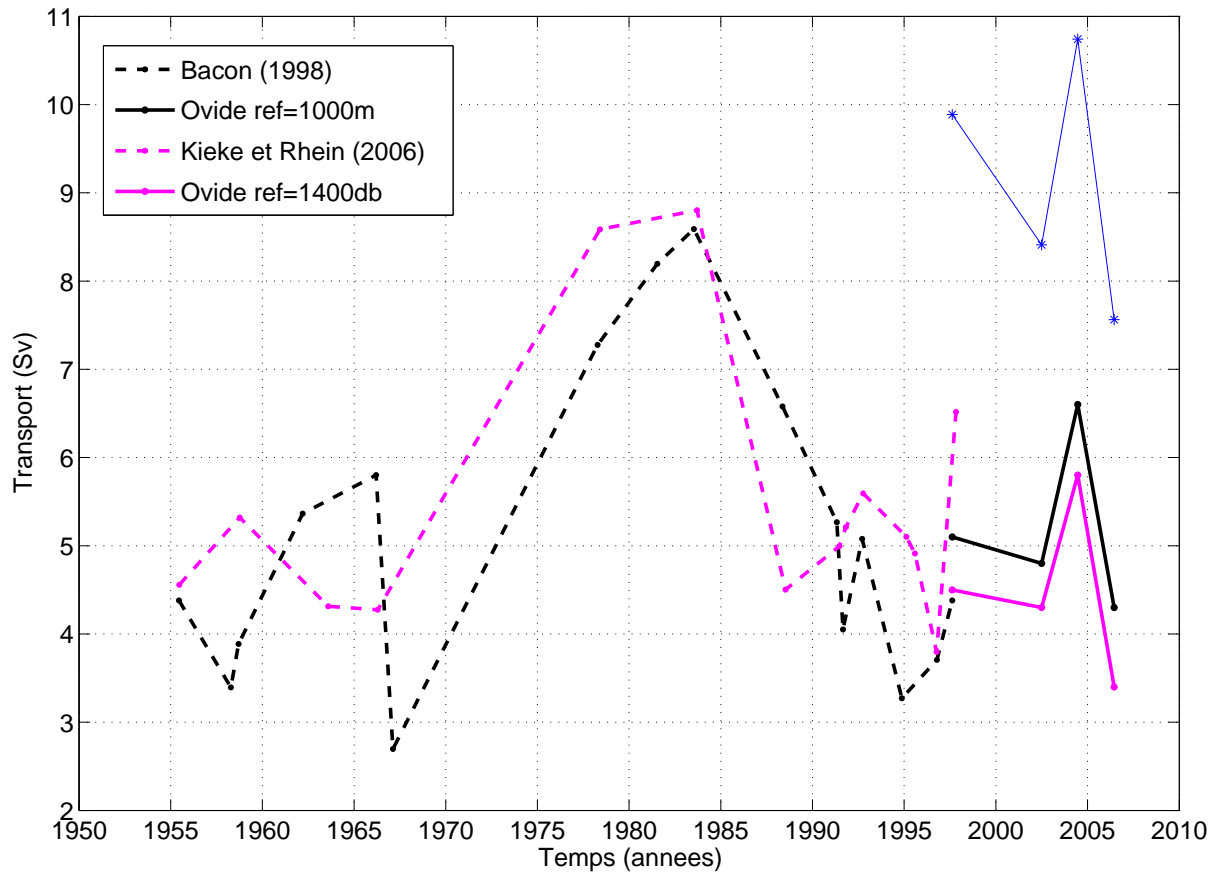


FIG. 4.20: Transport barocline du DWBC, sous l'isopycne $\sigma_\theta = 27.8$, entre 1950 et 2008. Les résultats de Bacon (1998a) estimés avec une vitesse nulle à 1000m (soit 1010db) sont tracés en pointillés noirs, et les résultats d'Ovide avec une vitesse nulle à 1000m en trait plein noir. Les tracés en magenta représentent les transports calculés avec une vitesse nulle à 1400db, en pointillés les résultats de Kieke et al. (2006), et en trait plein les résultats d'Ovide. On a gardé les définitions des paragraphes précédents pour l'extension latérale du DWBC. Le transport total sous l'isopycne $\sigma_\theta = 27.8$, issu des résultats d'inversion est tracé en bleu.

Nos résultats de transports baroclines du DWBC sont compris dans l'intervalle de variabilité des estimations des 50 années présentées. La différence entre notre valeur de 1997 et celle de Bacon (1998a), estimées toutes deux à partir des mesures de la campagne Fourex 1997 provient du choix de l'extension latérale du courant et de l'interpolation dans les triangles de fond. Pour chaque paire de stations on a choisi ici d'interpoler linéairement la vitesse au niveau commun le plus profond de façon à avoir une vitesse nulle au fond,

comme cela est fait pour tous les transports à travers toutes les sections présentés dans cette thèse.

On note que nos estimations de transport barocline du DWBC pour le début des années 2000, de l'ordre de 5 Sv, sont comparables aux estimations des années 1990 et à celles des années 1950-1960, toutes très inférieures aux transports estimés dans les années 1970-1980 (8-9 Sv). *Bacon* (1998a) relie cette importante variabilité décennale dans le transport d'eau en provenance des mers nordiques à la température atmosphérique dans ces mers, zone de formation de cette eau.

Du fait du choix de l'isopycne $\sigma_\theta = 27.8$, les transports analysés ici correspondent aux transports additionnés de la DSOW et de l'ISOW. Il paraît intéressant de comparer la variabilité observée dans le transport barocline entre 1995 et 2006 (variabilité faible devant la variabilité sur les 50 dernières années) à 60°N (Cap Farewell) à la variabilité des transports aux seuils. Malgré la tendance à l'adoucissement de toutes les composantes de la branche froide de la circulation thermohaline en Atlantique nord sur les 4 dernières décennies mise en évidence par *Dickson et al.* (2002), des résultats récents confirment à partir de mesures directes de courants effectuées ces 20 dernières années le peu de variabilité dans ces transports aux seuils entre le Groenland et l'Ecosse.

D'après les travaux de *Saunders* (2001) et de *Girton and Sanford* (2001), entre 2 et 4 Sv sont exportés des mers nordiques vers l'Atlantique au Détroit du Danemark sur notre période d'étude, confirmant les résultats précédents de *Dickson and Brown* (1994) d'un transport stable sur une échelle interannuelle, avec une variabilité à quelques jours. Dans des mesures plus récentes à 500 km en aval du seuil (Banc d'Angmagssalik) *Dickson et al.* (2008b) ne détectent aucune tendance concernant le transport d'eau profonde entre 1997 et 2005. On observe dans cette longue série temporelle de transport la diminution observée entre 1999 et 2003 par *Macrander et al.* (2005) au Détroit du Danemark, mais qui ne s'inscrit dans aucune tendance à plus long terme.

Concernant le transport de l'eau en provenance des seuils entre l'Islande et l'Ecosse, *Osterhus et al.* (2008) ont montré que même s'il existe une variabilité saisonnière et inter-

annuelle dans le transport moyen de 3 Sv au niveau des seuils (variabilité inférieure à 10% du transport total concernant le flux du chenal du banc des Féroées), aucune tendance n'a été observée sur la période 1995-2005.

L'intervalle de variabilité, même faible, aux seuils peut ainsi expliquer la variabilité observée dans le transport barocline du DWBC à 60°N, avec un écart entre les valeurs extrêmes de 2.5 Sv. De plus, des résultats récents montrent des valeurs plus faibles du transport aux seuils en 2006 (communication personnelle de A. Macrande).

Contrairement aux études précédentes, on a ici accès aux composantes barocline et barotrope du transport du DWBC. En raison de notre choix du niveau de référence dans la démarche de détermination des transports plus proche de 1000m que de 1400db, on a décidé pour des questions de clarté de comparer ici nos résultats de transports totaux uniquement à ceux de *Bacon* (1998a) (on ne s'intéresse donc plus à partir d'ici qu'aux courbes en noir et en bleu). L'écart moyen entre la courbe en bleu et celle en trait plein noir met en évidence l'importance de la composante barotrope en terme de quantité d'eau transportée : le transport induit par la vitesse au niveau de référence contribue pour presque 50% au transport total, et fait passer par exemple l'estimation de transport de juin 2006 de 4.3 à 7.8 Sv.

On constate que conformément aux hypothèses de *Bacon* (1998a), le transport total (en bleu) et le transport "référéncé" (en noir) varient de manière similaire, impliquant une certaine stabilité de la composante barotrope. La variabilité, suivant la même tendance dans les deux cas, est cependant accentuée lorsqu'on s'intéresse au transport total, avec des valeurs extrêmes plus espacées. Il semble ainsi qu'un fort transport barocline soit associé à un fort transport barotrope.

L'analyse des propriétés de la DSOW et de l'ISOW à 60°N dans le DWBC montre une correspondance entre la pureté des masses d'eau et l'intensité du transport. En 2006, lorsque le transport a été estimé comme le plus faible, la salinité de la DSOW est particulièrement homogène et comprise dans une gamme très étroite autour de 34.9 (figure 4.7) indiquant un faible mélange de cette eau avec les eaux environnantes le long de son trajet

entre les seuils et le cap Farewell. Cette observation est cohérente avec la faible intensité du courant, qui a alors tendance à entraîner moins d'eau environnante qu'un courant de transport plus important, comme c'était le cas en 2004 (*Lherminier et al.*, 2008).

Cellule Meridienne d'Overturning

Le transport vertical intégré sur toute la section est tracé sur la figure 4.21 en fonction de la profondeur (a) et en fonction de la densité (b) pour chaque campagne. L'intégrale de ce transport à partir du fond, dont la valeur maximale (en valeur absolue) définit la Cellule Méridienne d'Overturning (Chapitre 2), est aussi tracée sur chacune des sous-figures. Les valeurs de transport des Cellules Méridiennes d'Overturning, calculées en gamme de densité et en profondeur sont présentées dans le tableau 4.2.

	MOC_z (Sv)	z (m)	MOC_σ (Sv)	σ_1 (kg/m^3)
Fourex 1997	12.3 ± 1.7	1279	18.5 ± 2.0	32.13
Ovide 2002	8.5 ± 2.4	921	16.2 ± 2.3	32.19
Ovide 2004	8.8 ± 1.6	941	16.4 ± 1.9	32.10
Ovide 2006	9.2 ± 1.5	912	11.4 ± 1.7	32.14

TAB. 4.2: Valeurs de la MOC estimée en profondeur et en gamme de densité à travers les 4 sections. Les profondeurs et densités correspondent à la séparation entre la branche haute et la branche basse de cette MOC.

Malgré la forme très différente de la circulation verticale en fonction de la profondeur, la valeur de la MOC_z est étonnamment proche pour les trois sections Ovide. Ceci s'explique par la compensation entre le Courant Est Groenland vers le sud et le Courant Nord Atlantique, aux mêmes profondeurs (Chapitre 2). Les transports de ces courants étaient tous deux significativement plus forts en 2004 par rapport à 2002, et ils étaient aussi tous les deux particulièrement faibles en 2006. Cette représentation de la MOC, intégrée en fonction de la profondeur, ne fait pas apparaître cette variabilité. La limite entre la branche supérieure et la branche inférieure de la MOC_z est plus profonde à travers Fourex, mais ceci est principalement dû à la différence de position des sections Fourex et Ovide (*Lherminier et al.*, 2007; *Treguier et al.*, 2006).

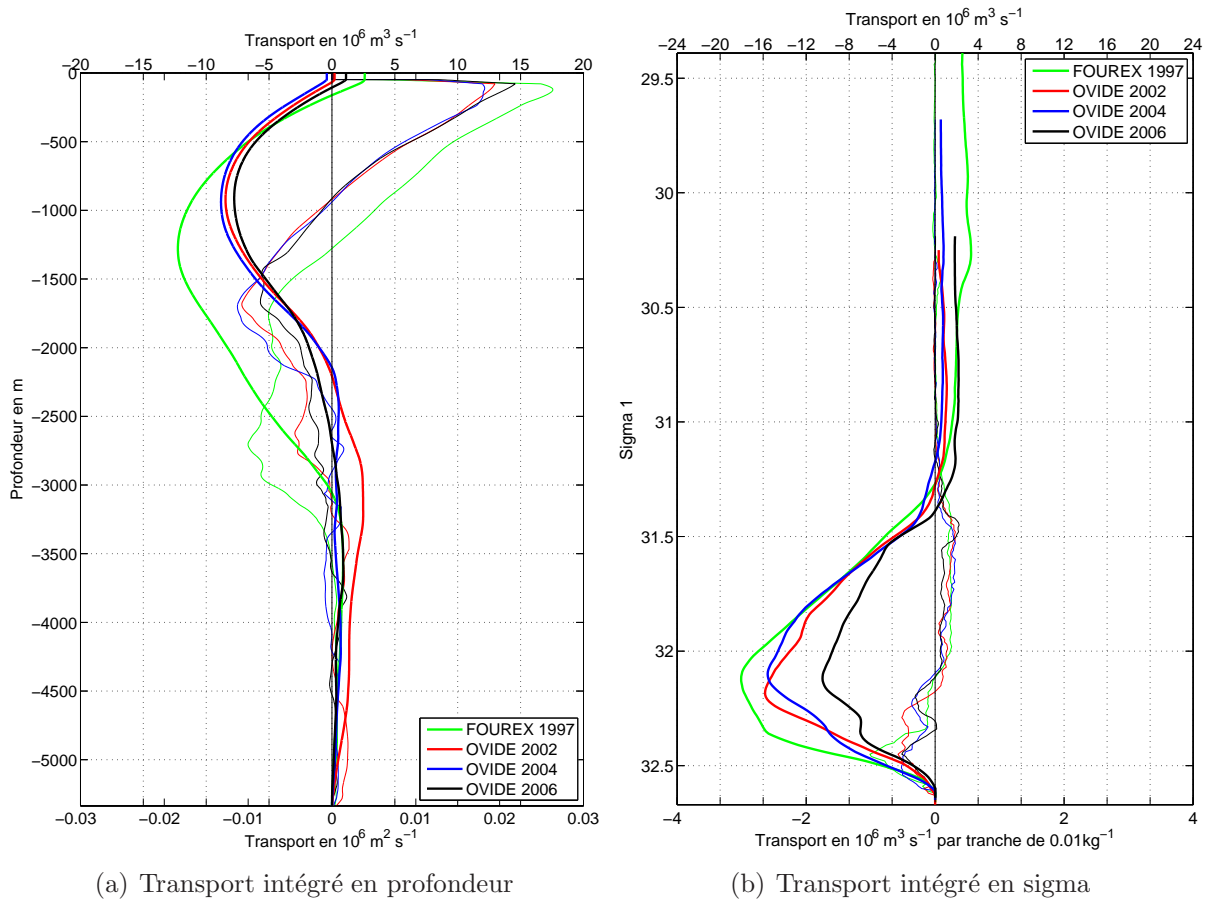


FIG. 4.21: Transport barocline, intégré entre le Groenland et l'Espagne, et tracé en fonction de la profondeur (a) et de la densité σ_1 (b). Les axes de ce transport (traits fins) sont situés en bas des graphiques. Les courbes en trait épais représentent le transport cumulé (intégration des courbes en trait fin) depuis le fond, en $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, dont les axes sont situés en haut.

On s'intéresse ici plutôt à la MOC_σ , qui représente un indicateur plus robuste de la circulation aux moyennes latitudes (Mauritzen and Häkkinen, 1999). L'intensité de la MOC_σ est beaucoup plus faible en 2006 que les autres années ; près de 50% plus faible qu'en 1997 à travers Fourex (tableau 4.2). En 2002 et 2004, les deux estimations sont identiques et intermédiaires (Lherminier et al., 2008).

Par définition, la MOC_σ représente le transport total des eaux de densité supérieure à $\sigma_1 \approx 32.1$ (tableau 4.2). Ce transport englobe entre autres le transport du DWBC et une

importante partie du transport de l'EGC, courants tous deux particulièrement faibles en juin 2006. Pour analyser la forte diminution de la MOC_σ par rapport à 2002 et 2004, on a choisi de décomposer la circulation verticale intégrée Groenland-Portugal en 2 zones : le Bord Ouest (limite horizontale identique à celle de l'EGC), et l'intérieur. Le transport vertical de ces 2 zones est tracé pour les 3 sections Ovide sur la figure 4.22, en traits fins. Le transport total, correspondant à la somme de ces deux courbes (traits fins sur la figure 4.21), est aussi reproduit sur cette figure en trait épais.

Le transport de la circulation intérieure est dirigé vers le nord, celui du bord ouest est dirigé vers le sud et le transport total résultant est globalement vers le sud pour les eaux denses ($\sigma_1 > 32.1$). Les transports de 2002 et de 2004 sont très différemment répartis, à la fois sur l'horizontale, avec en 2004 des transports beaucoup plus forts dans les deux zones (cf. paragraphe traitant de la circulation horizontale) mais qui se compensent, et sur la verticale (*Lherminier et al.*, 2008). En 2006 le transport de l'intérieur est proche de celui de 2002 mais celui du bord ouest est significativement plus faible (couche $32.15 < \sigma_1 < 32.45$, incluant la LSW : $32.28 < \sigma_1 < 32.43$). Il semble qu'en 2006 il y ait très peu de LSW qui recircule au bord ouest. Finalement concernant le transport total, la branche basse de la MOC_σ , de même intensité en 2002 et 2004 était constituée d'eaux plutôt légères en 2002 et plus denses en 2004. En 2006 le transport des eaux les plus denses ($\sigma_1 > 32.45$) est très proche de celui mesuré en 2002, relativement faible, et celui des eaux plus légères très proche de celui de 2004, relativement faible aussi. En 2006, ces deux composantes formant la branche basse de la MOC_σ étaient ainsi particulièrement faibles.

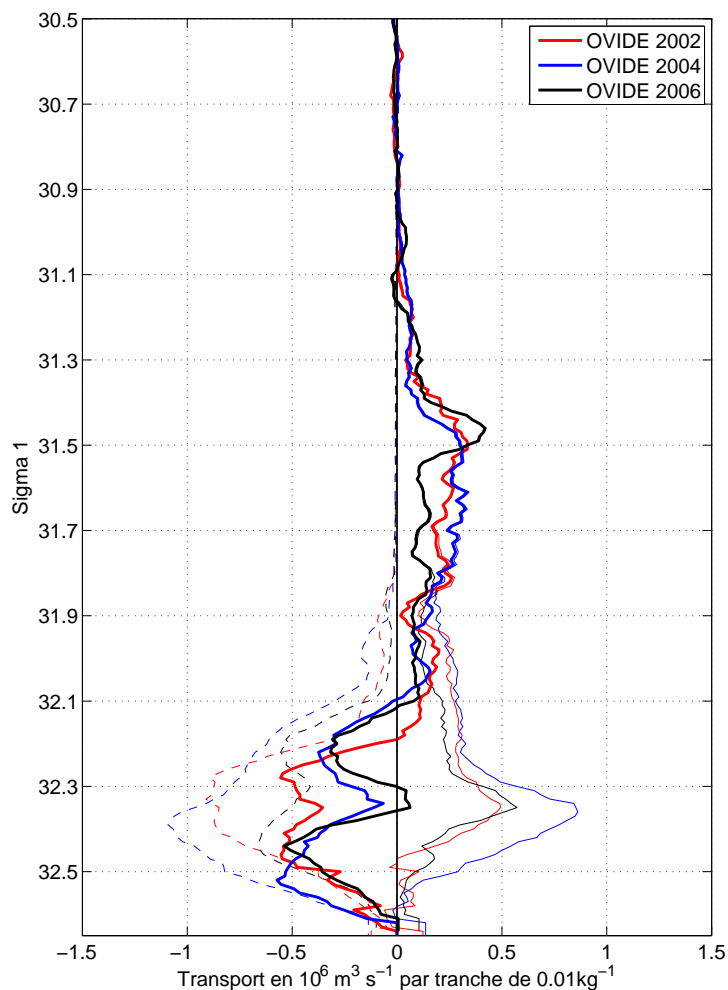


FIG. 4.22: Transports verticaux (en abscisses), en fonction de la densité (en ordonnées), intégrés sur toute la section entre le Groenland et le Portugal (trait épais), intégrés uniquement sur les paires de stations du **Bord Ouest** (pointillés) et intégrés sur les paires de stations constituant la **circulation intérieure** (traits fins continus), pour les trois sections Ovide. Pour chaque section (en noir pour Ovide 2006, en bleu pour Ovide 2004 et en rouge pour Ovide 2002), la courbe en trait épais représente la somme des deux courbes en traits fins. Les transports ont été lissés sur 0.08 kg/m^3 .

4.4.4 Transport de chaleur

La connaissance du champ de vitesse à travers les sections Fourex et Ovide permet d'avoir accès à d'autres informations intéressantes concernant par exemple les cycles biogéochimiques grâce à l'utilisation combinée du champ de vitesse et des mesures de concentration de différents traceurs océaniques (*Alvarez et al.*, 2004). Grâce aux champs de densité et de température, on peut aussi déterminer le transport de chaleur par l'océan à travers les sections. Les estimations de ces transports durant les étés 1997, 2002, 2004 et 2006 sont présentés dans le tableau 4.3.

	HT total (PW)	Ekman	Tri. Fond
Fourex 1997	0.69 ± 0.05	-0.10	-0.02
Ovide 2002	0.44 ± 0.05	-0.06	-0.03
Ovide 2004	0.50 ± 0.04	-0.03	-0.01
Ovide 2006	0.29 ± 0.04	-0.04	-0.03

TAB. 4.3: *Transports de chaleur, en Peta Watt (1PW = $10^{15}W$) et incertitudes associées. Les contributions du transport d'Ekman et du transport dans les triangles de fond sont indiquées dans les deux colonnes de droite.*

La contribution du transport des triangles de fond (champs interpolés) ainsi que celle du transport d'Ekman sont très faibles, (à part le transport d'Ekman d'août 1997 de l'ordre de 15%), en accord avec *Talley* (2003). Les transports d'Ekman sont estimés à partir de données de vent mensuelles, avec une résolution spatiale de 1.125° , il est donc possible que les transports de chaleur associés soient légèrement sous estimés, mais étant donnée leur faible contribution dans les transports totaux cette incertitude peut être négligée.

On observe encore une fois une valeur pour juin 2006 très inférieure à celles des étés 1997, 2002 et 2004. Le transport de chaleur à travers Ovide en juin 2006 était plus de deux fois plus faible que celui estimé à travers Fourex en août 1997 et plus de 40% plus faible qu'en juillet 2004 à travers Ovide. Grâce à des études de la variabilité saisonnière du transport de chaleur dans des modèles numériques comme celles de *Böning and Herrmann* (1994); *Jayne and Marotzke* (2001), on sait qu'aux latitudes subpolaires de l'Atlantique Nord cette variabilité est faible (de l'ordre de 0.1 PW). De plus, une simulation du modèle CLIPPER (*Treguier et al.*, 2006) nous a appris que la variabilité était minimale en été,

c'est à dire au moment des campagnes étudiées ici. Ces résultats donnent ainsi une portée interannuelle à la variabilité observée dans les valeurs du tableau 4.3.

Les composantes horizontale, barocline et barotrope du transport de chaleur, obtenues en décomposant ce transport calculé en coordonnées σ_1 selon la méthode proposée par *Bryden and Imawaki* (2001) et reprise par de nombreux auteurs sont indiquées dans le tableau 4.4.

Cette décomposition consiste à séparer la vitesse v et la température θ en une valeur moyenne ($\langle \underline{v} \rangle$ et $\langle \underline{\theta} \rangle$), un profil barocline ($\langle v \rangle(z)$ et $\langle \theta \rangle(z)$, correspondant à une moyenne zonale pour le cas d'une section zonale) et pour chaque paire de station et chaque couche, la déviation par rapport à la moyenne horizontale ($v'(x, z)$ et $\theta'(x, z)$) :

- composante horizontale :

$$\int dz \int dx \rho C_p v' \theta' \quad (4.1)$$

- composante barocline :

$$\int \rho C_p \langle v \rangle(z) \langle \theta \rangle(z) L(z) dz \quad (4.2)$$

- composante barotrope, associée au transport net :

$$\rho C_p \langle \underline{v} \rangle \langle \underline{\theta} \rangle \int L(z) dz \quad (4.3)$$

avec $L(z)dz$ l'aire d'une couche. Dans le cas classique z représente la profondeur, et dans le cas d'une décomposition en densité comme c'est le cas ici, c'est la densité.

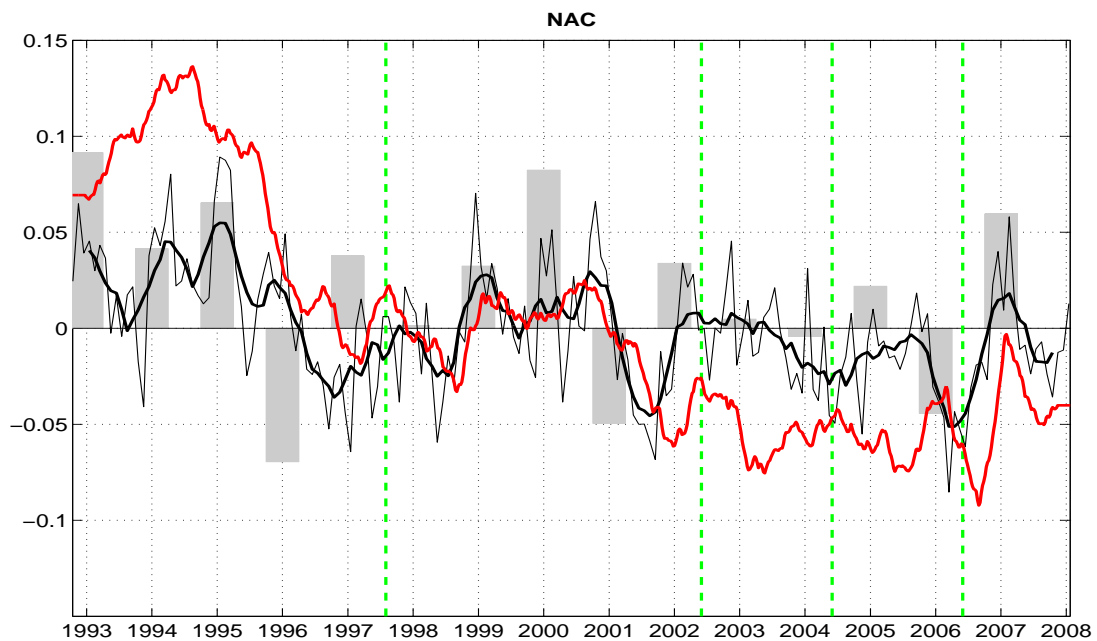
Comme on pouvait s'y attendre, le transport de chaleur est principalement associé à la circulation d'overtuning. Le transport de chaleur est en effet principalement effectué par les eaux chaudes de surface (*Boccaletti et al.*, 2005; *Jayne and Marotzke*, 2001), constituant la branche de surface de la Cellule Meridienne d'Overtuning intégrée en densité ($MOC\sigma$) (Chapitre 2). La composante horizontale est négative en 2006 probablement parce que l'EGCC, associé à un transport de chaleur vers le nord n'a pas été échantillonné et que le Courant de Bord Est, transportant des eaux chaudes était dirigé vers le sud en juin 2006.

	horizontal	barocline	barotrope	total
Fourex 1997	0.05	0.60	0.04	0.69
Ovide 2002	0.03	0.41	0.00	0.44
Ovide 2004	0.08	0.42	-0.00	0.50
Ovide 2006	-0.07	0.33	0.03	0.29

TAB. 4.4: *Décomposition du transport de chaleur, en Peta Watt ($1PW = 10^{15}W$), d'après Bryden and Imawaki (2001). La composante barotrope est associée au transport net, la composante barocline à la circulation d'overturning et la composante horizontale au gyre.*

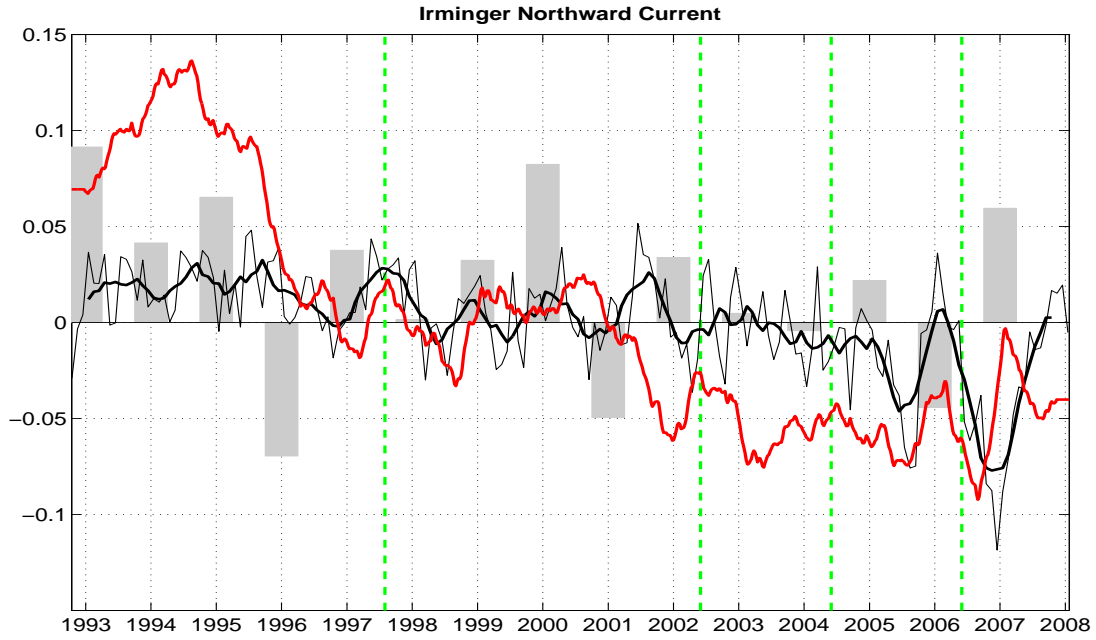
4.4.5 Contexte

L'article récent de *Häkkinen and Rhines* (2004) (noté HR2004 par la suite) met en évidence la baisse importante de l'intensité du gyre subpolaire dans les années 1990. A l'aide de plusieurs modèles numériques, *Treguier et al.* (2006) ont montré que la diminution d'intensité de la Cellule Meridienne d'Overturning observée entre Fourex 1997 et Ovide 2002 s'insérait dans une légère tendance entre 1995 et 2002. Pour évaluer la persistance de cette tendance à la diminution à travers Ovide et la représentativité des résultats de juin 2006, un index a été défini à partir des hauteurs dynamiques absolues issues des données d'altimétrie de 1992 à 2008. Cet index représente un proxy du transport de surface vers le nord à travers la section Ovide. On a défini trois limites géographiques, une juste à l'est de la recirculation du système de courant de bord ouest, une autre au sommet de la Ride de Reykjanes et le troisième au centre de la Plaine Abyssale Ibérique (pointillés rouges sur la figure 4.18). La figure 4.23 représente l'évolution temporelle de la pente de l'ADT entre le deuxième et le troisième point (a, Courant Nord Atlantique), entre le premier et le deuxième point (b, Courant d'Irminger), et entre le premier et le troisième point (c, Transport total vers le nord).

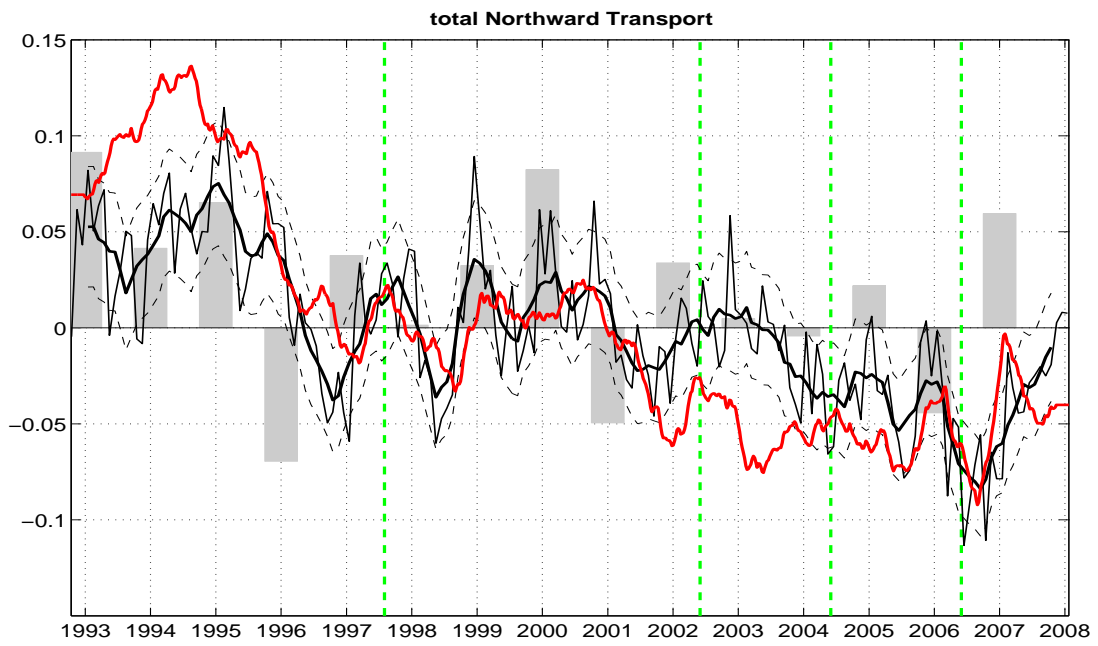


(a) NAC

FIG. 4.23: Index de transport surfacique à travers la section Ovide entre 1993 et 2007 (voir texte). Les valeurs mensuelles tracées en trait fin noir ont été filtrées à 6 mois (trait noir épais). L'indice NAO est indiqué par des barres grises, et la courbe rouge représente l'index de gyre de HR2004, poursuivi par E. de Boissesson jusqu'en 2008. Les pointillés noirs sur la figure (c) représentent un intervalle d'erreur indicatif, estimé à partir de la différence entre ce transport surfacique et les transports surfaciques obtenus grâce au modèle inverse pour les 4 campagnes.



(b) Irminger



(c) Total

FIG. 4.23: (Suite)

La variabilité mensuelle est forte, mais après une moyenne glissante sur 6 mois on observe une légère tendance à la baisse au cours des 15 années pour l'index du NAC (a), avec des anomalies positives jusqu'en 1996 et négatives à partir de 2003. L'anomalie positive au début de la série temporelle s'observe aussi pour le Courant d'Irminger (IC, (b)) mais la tendance est moins nette. Dans les deux cas on observe cependant une nette anomalie négative en 2006, au moment de la campagne Ovide pour le NAC et plus tard dans l'année pour l'IC. Cette remarque, en accord avec nos résultats de transports à travers Ovide en juin 2006 semblerait indiquer une propagation du signal de l'est vers l'ouest du bassin, cohérente avec le schéma de circulation de surface dans le bassin d'Islande décrit précédemment.

Lorsqu'on s'intéresse au transport surfacique ajouté des deux courants (c), la tendance à la diminution apparaît plus clairement. Cet index reproduit la tendance de l'index de gyre de HR2004 correspondant au premier mode de l'analyse en composante principale du gyre subpolaire (poursuivi par E. de Boissesson, en rouge sur la figure 4.23), de manière plus significative dans le cas du transport total que pour les deux transports pris séparément. La variabilité interannuelle est différente dans les deux index, car l'index de HR2004 représente la variabilité globale du gyre subpolaire alors que le notre ne s'intéresse qu'à la partie est. De plus l'index de HR2004 ne contient par définition qu'une partie (20%) de la variabilité (premier mode de l'analyse en composantes principales).

On peut remarquer que notre index est plus faible en 2004 qu'en 2002, au contraire de la circulation horizontale barotrope qui était quant à elle très forte en 2004.

4.5 Conclusion

L'examen des transports à travers Fourex en 1997 et les 3 premières répétitions de la section Ovide en 2002, 2004 et 2006 met en avant des situations très contrastées. En juin 2006 les transports des principaux courants ainsi que le transport de chaleur et l'intensité de la Cellule Méridienne d'Overtuning étaient tous très inférieurs à ceux estimés précédemment.

Nos résultats indiquent une circulation anticyclonique autour de la Ride de Reykjanes observée lors des trois répétitions d'Ovide en surface. Le fait que le Courant d'Irminger ne soit pas intercepté en août 1997 à travers Fourex et l'analyse des vitesses altimétriques entre 1992 et 2007 ne suggèrent aucune contribution d'une branche directe entre les Grands Bancs et la mer d'Irminger d'eau chaude et salée qui n'entrerait pas dans le bassin d'Islande. Lors des trois étés 2002, 2004 et 2006 on observe une recirculation du Courant Nord Atlantique vers le sud au niveau de la Plaine Abyssale Ibérique, et les mesures altimétriques semblent montrer une corrélation entre cette recirculation et l'intensité du NAC.

La comparaison des transports baroclines du Courant Profond de Bord Ouest aux résultats de *Kieke et al.* (2006) et de *Bacon* (1998a) montre des valeurs plutôt faibles entre 1997 et 2006, notamment en comparaison aux forts transports des années 1975-1985. La variabilité observée dans nos résultats, assez faible, peut s'expliquer par la variabilité des transports aux seuils. L'examen des deux composantes du transport met en évidence l'importance du transport dû à la vitesse au niveau de référence qui contribue pour 50% du transport total. Des mesures courantométriques effectuées dans la zone en continu entre 2004 et 2006 sur des mouillages sont actuellement en cours d'analyse et permettront de connaître plus précisément la variabilité de ce Courant Profond de Bord Ouest, ainsi que celle de l'EGC qui comme on a pu le constater grâce aux mesures des trois premières sections Ovide est considérable (diminution de 40% entre juillet 2004 et juin 2006).

La Cellule Méridienne d'Overtuning, définie en intégrant le transport en densité a été estimée à $11.4 \pm 1.7 Sv$ en juin, soit une valeur 30% plus faible que celles de 2002 et 2004 et près de 40% plus faible que celle estimée à travers Fourex en 1997. La MOC ainsi

définie correspond à une branche nord constituée principalement d'eaux chaudes et salées du bassin est, et une branche de retour à laquelle contribuent principalement le Courant Profond de Bord Ouest et la majeure partie du Courant Est Groenland. On observe donc naturellement une corrélation avec le transport de chaleur, effectué principalement par les eaux chaudes de surface.

Un index du transport surfacique de ces eaux de surface à travers Ovide a été défini et met en évidence une diminution sur les 15 ans de données altimétriques, avec en particulier une forte anomalie négative tout au long de l'année 2006. Les valeurs les plus récentes de cet index semblent indiquer un retour à des valeurs moins extrêmes en 2007 et 2008.

Chapitre 5

Flux d'eau douce

5.1 Introduction

Dans le contexte actuel de changement climatique, l'étude du cycle hydrologique de la planète est devenue une question majeure. La circulation thermohaline, qui constitue une composante importante du climat de la planète Terre, est sensible à la répartition spatiale du contenu en sel des océans. La fonte des glaciers due au réchauffement climatique pourrait modifier l'équilibre halin du système climatique, et avoir pour conséquence, en diluant les eaux salées de surface provenant des basses latitudes, d'entraver les processus de formation d'eau profonde, moteurs de la circulation thermohaline.

Il est maintenant évident que les calottes glacières fondent (*IPCC*, 2007), dont celle du Groenland, et cette fonte pourrait avoir un impact très lourd sur la circulation dans cette zone-clé du globe où sont formées la plupart des masses d'eau profonde. Ce constat affiche l'importance de l'étude de la variabilité des transports d'eau douce par les océans notamment dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Certains modèles climatiques prédisent une forte diminution de l'intensité de la cellule méridienne de retournement avec les scénarios futurs de gazs à effet de serre (25% à l'horizon 2100, *IPCC* (2001, 2007)). Des études (*Latif et al.*, 2000) prévoient une régulation de la circulation thermohaline par la salinisation importante des eaux arrivant de l'équateur par le biais d'une évaporation plus importante, elle-même due au réchauffement de l'atmosphère.

De nombreux auteurs se sont intéressés au contenu d'eau douce (*Curry and Mauritzen, 2005*), à la tendance à l'adoucissement des eaux d'overflow (*Dickson et al., 2002*) ou aux flux de sel ou d'eau douce dans les océans (*Aagaard and Carmack, 1989; Woodgate and Aagaard, 2005; Serreze et al., 2006; Dickson et al., 2007*), mais on sait encore peu de choses sur la variabilité de ces flux en termes de transports par les océans.

La répétition de la section Ovide constitue un moyen d'observation du transport d'eau douce des hautes vers les basses latitudes de l'Atlantique Nord. Dans la première partie de ce chapitre on s'intéresse aux flux d'eau douce totaux à travers les différentes sections. Une partie importante de ce transport s'effectue en surface le long de la côte Est du Groenland (*Bacon et al., 2002; Aagaard and Carmack, 1989*) par le Courant Est Groenland (EGC) et le Courant Côtier Est Groenland (EGCC). Nos observations de ces courants au bord ouest du gyre subpolaire sont décrites dans la deuxième partie de ce chapitre, ainsi que le rôle du courant côtier dans le transport total d'eau douce mesuré à travers les différentes répétitions des sections Fourex et Ovide.

5.2 Flux de masse et d'eau douce à travers les sections

5.2.1 Bilan au nord de la section

L'océan Arctique est majoritairement bordé par des continents. Il communique avec l'océan Pacifique par le détroit de Bering et avec la mer du Labrador par le détroit de Davis. Les sections Fourex ou Ovide ferment l'ensemble constitué par l'océan Arctique et les mers Nordiques, ensemble aussi appelé Méditerranée Arctique, en Atlantique Est. Le bilan net au nord de la section Ovide (Fourex) peut alors s'écrire de la façon suivante (figure 5.1) :

$$T_{net} + T_B + T_D + (P - E + R) = 0 \quad (5.1)$$

Avec T_{net} le transport de volume à travers les section Fourex et Ovide, T_D le transport à travers le détroit de Davis et T_B le transport à travers le détroit de Bering. $(P - E + R)$ représente les échanges d'eau avec l'atmosphère et les continents. Dans cette étude, on compte les transports entrant dans la boîte composée de l'Arctique, des mers Nordiques et

de la zone entre la section et les seuils Groenland-Ecosse comme positifs et les transports sortant comme négatifs.

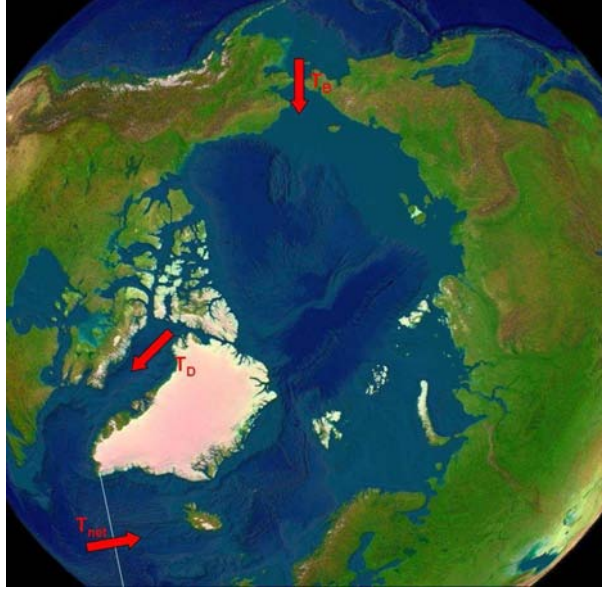


FIG. 5.1: Méditerranée Arctique : bilan de transport de volume. La ligne en pointillés en bas à gauche indique la section Ovide (Fourex).

Entre 1.7 Sv (Fissel et al., 1988) et 2.6 ± 1 Sv (Cuny et al., 2005) sont exportés de l'Arctique vers la mer du Labrador par le détroit de Davis (T_D), et d'après les travaux récents de Woodgate and Aagaard (2005), 0.8 ± 0.1 Sv entrent en Arctique par le Détroit de Bering (T_B). Ces valeurs correspondent à des moyennes annuelles. La variabilité saisonnière de la salinité au détroit de Bering est forte d'après Woodgate and Aagaard (2005), mais celle du transport est faible. Au détroit de Davis la variabilité saisonnière du transport a été estimée à 1 Sv par Cuny et al. (2005). Dickson et al. (2007) estiment que l'apport net d'eau douce dans l'ensemble de la méditerranée Arctique par l'atmosphère, les fleuves, et la glace, c'est à dire (P-E+R) s'élève à 0.2 Sv. On peut ici négliger le terme (P-E+R) entre la section et les seuils (0.03 Sv, cf. section suivante). Bacon (1997) a estimé le transport de glace à Cap Farewell (60°N) à 0.007 Sv, contribution là aussi négligeable.

Finalement on obtient une estimation de T_{net} comprise entre 0.7 et 1.6 Sv selon l'estimation de T_D . Ce résultat, correspondant à une moyenne annuelle, est en accord avec le bilan que présente Blindheim (2004) des transports à travers les seuils Groenland-Ecosse

à partir de mesures récentes qui donne un transport net vers le nord d'1 Sv, avec une incertitude de l'ordre de 1 Sv.

Une simulation du modèle Drakkar (*Molines et al., 2007*) entre 1970 et 2005 montre aussi que le transport net moyen à travers la section Ovide est de l'ordre de 1 Sv vers le nord et qu'il varie au cours du temps, entre -1 et $+4$ Sv (figure 5.2).

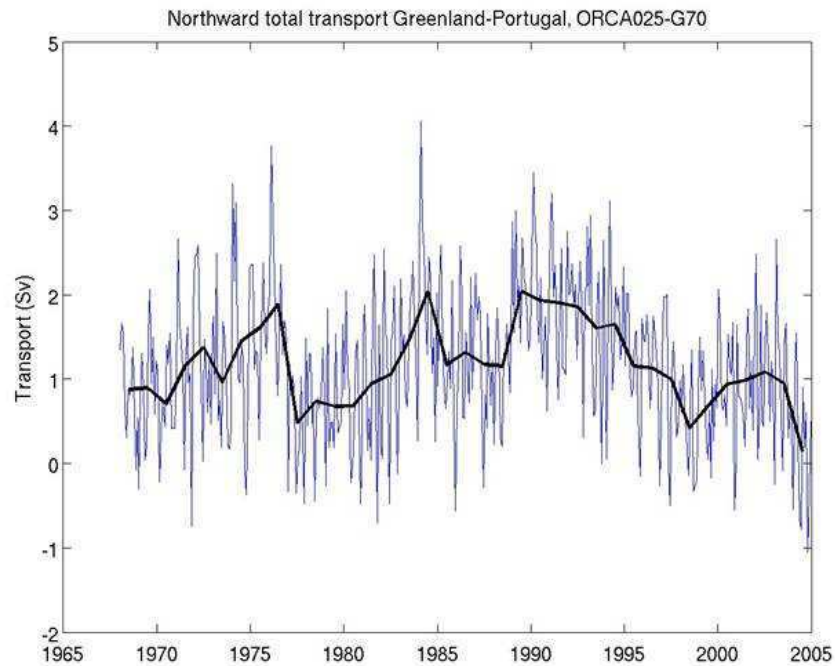


FIG. 5.2: Transport net à travers la section Ovide dans le modèle Drakkar, entre 1965 et 2005 (Sv). Le trait fin représente les valeurs mensuelles et le trait épais les moyennes annuelles.

5.2.2 Transport à travers les sections

Transports de volume

On vient d'estimer que le transport net à travers les sections était d' 1 ± 1 Sv. Dans la détermination des transports de la surface au fond et de la côte groenlandaise à la côte portugaise par inversion, on impose une contrainte de conservation du volume, qu'on a choisie égale à 1 Sv vers le nord, d'après le bilan précédent. Cette contrainte est valable pour les sections Fourex 1997 et Ovide 2004, pour lesquelles l'échantillonnage hydrologique

a été effectué de bord à bord. Par contre en 2006 comme en 2002, les sections s'arrêtent quelques dizaines de kilomètres avant la côte groenlandaise (présence de glace au moment des campagnes), à la limite du plateau. Le Courant Côtier Est Groenlandais (EGCC) n'a pas été mesuré lors d'Ovide 2002 et Ovide 2006. D'après l'étude de *Wilkinson and Bacon* (2005) réalisée à partir de données historiques ce courant transporte entre 0.5 et 2 Sv vers le sud sur le plateau. *Sutherland and Pickart* (2007) donnent des estimations récentes de transport plus faibles ; entre 0.5 et 1 Sv. En se basant sur ces différents résultats, on a choisi une valeur moyenne de transport d'1 Sv. On a donc ajouté 1 Sv à la contrainte de conservation de volume, donnant une contrainte de 2 Sv de transport vers le nord pour ces deux sections.

Dans nos différentes estimations de transports (eau douce, volume, sel) on a estimé pour Ovide 2002 et Ovide 2006 la contribution non mesurée de l'EGCC. On s'est basé pour cela sur l'estimation de transport de $1 \pm 0.5 Sv$, et sur la salinité moyenne donnée par *Bacon et al.* (2002) (noté par la suite B02) : 32.75.

Pour les quatre sections, l'incertitude sur la contrainte de conservation du volume a été fixée à 3 Sv pour prendre en compte la non-synopticité de la section, ainsi que les phénomènes non-géostrophiques (*Ganachaud*, 2003). Il se trouve que cette valeur de 3 Sv correspond aussi à peu près à la variabilité du transport net à travers les sections observée par le modèle Drakkar (figure 5.2).

Les estimations par inversion des transports nets à travers la section Fourex en 1997, et Ovide en 2002, 2004 et 2006 sont montrés dans le tableau 5.1.

Après inversion, on a des valeurs différentes pour chaque section, mais avec la forte incertitude associée on reste dans un intervalle cohérent avec la variabilité observée dans les résultats du modèle Drakkar (figure 5.2).

Transports de sel

Le sel est un traceur conservatif et comme tout transport de traceur dans l'océan on peut définir son transport à travers une section :

Section	Contrainte	Résultat après inversion
Fourex 1997	1 ± 3	2.2 ± 2.1
Ovide 2002	2 ± 3	1.2 ± 2.6 (0.2 ± 3)
Ovide 2004	1 ± 3	-0.2 ± 2.0
Ovide 2006	2 ± 3	1.4 ± 1.8 (0.4 ± 2.3)

TAB. 5.1: *Transport net à travers les sections, en Sv. Les transports négatifs indiquent un transport vers le sud et les valeurs corrigées de l'EGCC non mesuré en 2002 et 2006 sont indiquées entre parenthèses, en supposant un transport de ce courant de 1 ± 0.5 Sv.*

$$T_{sel_{section}} = \int \int \rho(x, z) S(x, z) v(x, z) dx dz \quad (5.2)$$

Il s'exprime en kg/s , et dépend de la densité (ρ) et de la salinité (S) le long de la section et du champ de vitesse (v) à travers la section. Les résultats de transports de sel ainsi définis sont montrés dans le tableau 5.2.

Section	T_{sel} ($10^9 kg/s$)
Fourex 1997	87.4 ± 77.7
Ovide 2002	48.5 ± 95.4 (81 ± 112)
Ovide 2004	2.6 ± 74.2
Ovide 2006	50.7 ± 64.2 (83 ± 81)

TAB. 5.2: *Transports de sel, calculés selon l'équation 5.2. Les nombres entre parenthèses représentent les transports corrigés de l'EGCC, en supposant un transport de ce courant de 1 ± 0.5 Sv avec une salinité de 32.75.*

Les incertitudes prennent ici en compte uniquement l'incertitude sur le champ de vitesse issue du modèle. Les transports de sel sont naturellement corrélés aux transports nets de volume à travers les sections. Les résultats indiquent en effet des transports très importants à travers les sections réalisées en 1997 et 2006, à travers lesquelles les inversions donnent de forts transports nets vers le nord, et un transport proche de 0 pour Ovide 2004, section à travers laquelle le transport net est quasiment nul. Les estimations de transports de sel sont obtenues, tout comme celles des transports nets de volume, avec de fortes incertitudes qui ne nous permettent pas de conclure sur une éventuelle variabilité.

Pour avoir des estimations de transports de sel à travers les sections plus facilement comparables entre elles, on a cherché à soustraire la contribution du transport net du transport total de sel à travers la section. En décomposant la salinité : $S(x, z) = S'(x, z) + S_{ref}$, le transport de sel peut s'écrire en fonction du transport net de masse (équation (5.3)).

$$T_{sel_{section}} = \int \int \rho(x, z) S'(x, z) v(x, z) dx dz + S_{ref} \int \int \rho(x, z) v(x, z) dx dz \quad (5.3)$$

Etant donné la circulation du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord, il semble raisonnable de supposer que le transport net à travers la section correspond à un transport en surface d'eau Atlantique, chaude et salée (hypothèse en accord avec *Blindheim* (2004)). On fait ainsi l'hypothèse que la salinité du transport net est de 35.2, salinité du flux d'eau Atlantique vers les mers Nordiques d'après *Hansen and Osterhus* (2000) et *Dickson et al.* (2007). Les transports de sel auxquels on a soustrait la contribution du transport net sont indiqués dans le tableau 5.3. Les calculs ont aussi été fait en associant la salinité $S_{ref} = S_{moy}$, salinité moyenne de la section, au transport net.

Section	S_{moy}	T'_{sel} ($10^9 kg/s$)	
		$S_{ref} = S_{moy}$	$S_{ref} = 35.2$
Fourex 1997	35.095	13.1 ± 0.8	13.3 ± 0.8
Ovide 2002	35.078	8.2 ± 0.9	8.3 ± 0.9 (11 ± 2)
Ovide 2004	35.069	10.3 ± 0.9	10.3 ± 0.9
Ovide 2006	35.078	1.7 ± 0.9	1.5 ± 0.9 (4 ± 2)

TAB. 5.3: Transport de sel ($10^9 kg/s$) à travers les sections, après soustraction de la contribution du transport net. Les nombres entre parenthèses représentent les transports corrigés de l'EGCC, en supposant un transport de ce courant de $1 \pm 0.5 Sv$ avec une salinité de 32.75 (*Bacon et al.*, 2002)

On remarque en comparant les résultats des 2 dernières colonnes du tableau 5.3 que la différence de salinité associée au flux net (S_{moy} ou 35.2) n'a pas un impact important sur le résultat final. Les incertitudes dans le tableau 5.3 prennent en compte uniquement l'in-

certitude sur le champ de vitesse issue du modèle. Elles sont en proportion du transport de sel plus faibles que dans le cas précédent, car $S'(x, z)$ est un ordre de grandeur plus faible que $S(x, z)$.

Les résultats du tableau 5.3 indiquent une diminution du transport de sel vers le nord entre août 1997 et juin 2006, avec des valeurs équivalentes en juin 2002 et juin 2004 et un transport plus de deux fois plus faible en juin 2006. On constate une variabilité qui suit la variabilité du transport de chaleur (Chapitre 4).

Bacon (1997) effectue un bilan d'eau douce de la Méditerranée Arctique à partir d'une section Groenland-Irlande (CONVEX) à travers laquelle il impose un transport de volume nul. Son transport de sel à travers la section est de $6.5 \pm 2.2 Sv\ psu$, soit en considérant une densité moyenne $\rho = 1030\ kg\ m^{-3}$, $6.7 \pm 2.3\ 10^9\ kg/s$, une valeur intermédiaire entre nos estimations de 2002 et 2004 et celles de 2006. On a ainsi 5 points de mesure du transport de sel vers le nord dans le gyre subpolaire en été entre 1991 et 2006, qu'il serait intéressant de comparer à des résultats de modèles numériques afin de savoir si cette importante variabilité observée correspond à une tendance sur une ou plusieurs années, ou si cela reflète simplement une variabilité haute fréquence.

Transports d'eau douce

Une manière différente d'exprimer les transferts de sel dans l'océan est de calculer des transports d'eau douce. Dans les études récentes traitant de la contribution océanique au cycle hydrologique planétaire (*Woodgate and Aagaard, 2005; Cuny et al., 2005; Dickson et al., 2007*), les résultats sont souvent présentés en transports d'eau douce, exprimé en Sv (ou plutôt mSv), et la plupart du temps en anomalie par rapport à une salinité de référence S_{ref} :

$$FW = \int \int \frac{S_{ref} - S(x, z)}{S_{ref}} v(x, z) dx dz \quad (5.4)$$

Cette salinité S_{ref} est arbitraire, et varie selon les zones d'études et selon les auteurs. La valeur la plus communément utilisée dans les études des mers du nord pour la salinité de référence est $S_{ref} = 34.8$, salinité moyenne de l'Arctique (*Aagaard and Carmack, 1989*;

Serreze et al., 2006; *Sutherland and Pickart*, 2007; *Cuny et al.*, 2005). *Dickson et al.* (2007) présentent leur bilan des flux d'eau douce avec deux salinités de référence : avec $S_{ref} = 34.8$ par soucis de comparaison à la littérature, et avec $S_{ref} = 35.2$ car c'est la salinité moyenne du flux d'eau Atlantique entrant dans la zone. *Bacon* (1997) ont quant à eux choisi $S_{ref} = 34.956$, la salinité moyenne de leur section transatlantique.

Le transport d'eau douce ainsi défini représente le transport de sel auquel on a soustrait la contribution du transport net de masse, (T'_{sel} , tableau 5.3), divisé par $-S_{ref}$.

Transports d'eau douce à travers les sections Les transports d'eau douce à travers les 4 sections, calculés selon l'équation (5.4) avec différentes valeurs de S_{ref} (35.1 est une valeur proche des salinités moyennes des sections) sont données dans le tableau 5.4. Les transports correspondant, surface-fond, cumulé depuis le Groenland, en fonction de la distance depuis le Groenland sont tracés sur la figure 5.3 pour les 4 sections.

Section	$S_{ref} = 34.8$	$S_{ref} = 35.1$	$S_{ref} = 35.2$
Fourex 1997	-385 ± 26	-363 ± 23	-356 ± 25
Ovide 2002	-238 ± 25 (-297 ± 55)	-226 ± 29 (-293 ± 63)	-222 ± 32 (-292 ± 67)
Ovide 2004	-286 ± 23	-285 ± 26	-285 ± 30
Ovide 2006	-57 ± 21 (-116 ± 51)	-44 ± 25 (-111 ± 59)	-40 ± 28 (-110 ± 63)

TAB. 5.4: Transport d'eau douce (mSv). Les signes négatifs indiquent des transports vers le sud. Les nombres entre parenthèses représentent les transports corrigés de l'EGCC, en supposant un transport de ce courant de $1 \pm 0.5 Sv$ avec une salinité de 32.75

Selon les valeurs de S_{ref} les valeurs de transports net d'eau douce varient très peu. C'est en 1997 que le transport d'eau douce dépend le plus de la salinité de référence, car c'est en 1997 que le transport net est le plus important, la salinité de référence étant associée à ce transport net. En 2004 on a un transport net quasiment nul (tableau 5.1) et le transport de sel ne dépend quasiment pas de la salinité de référence. On voit sur la figure 5.3 que la salinité $S_{ref} = 35.2$ paraît tout de même la plus adaptée ici, car elle permet d'observer la majeure partie du transport d'eau douce au bord ouest. Les courbes rouges montrent en effet un transport important sur les 200 premiers kilomètres de chaque section, et le transport d'eau douce s'équilibre ensuite globalement à l'Est de la ride de Reykjanes.

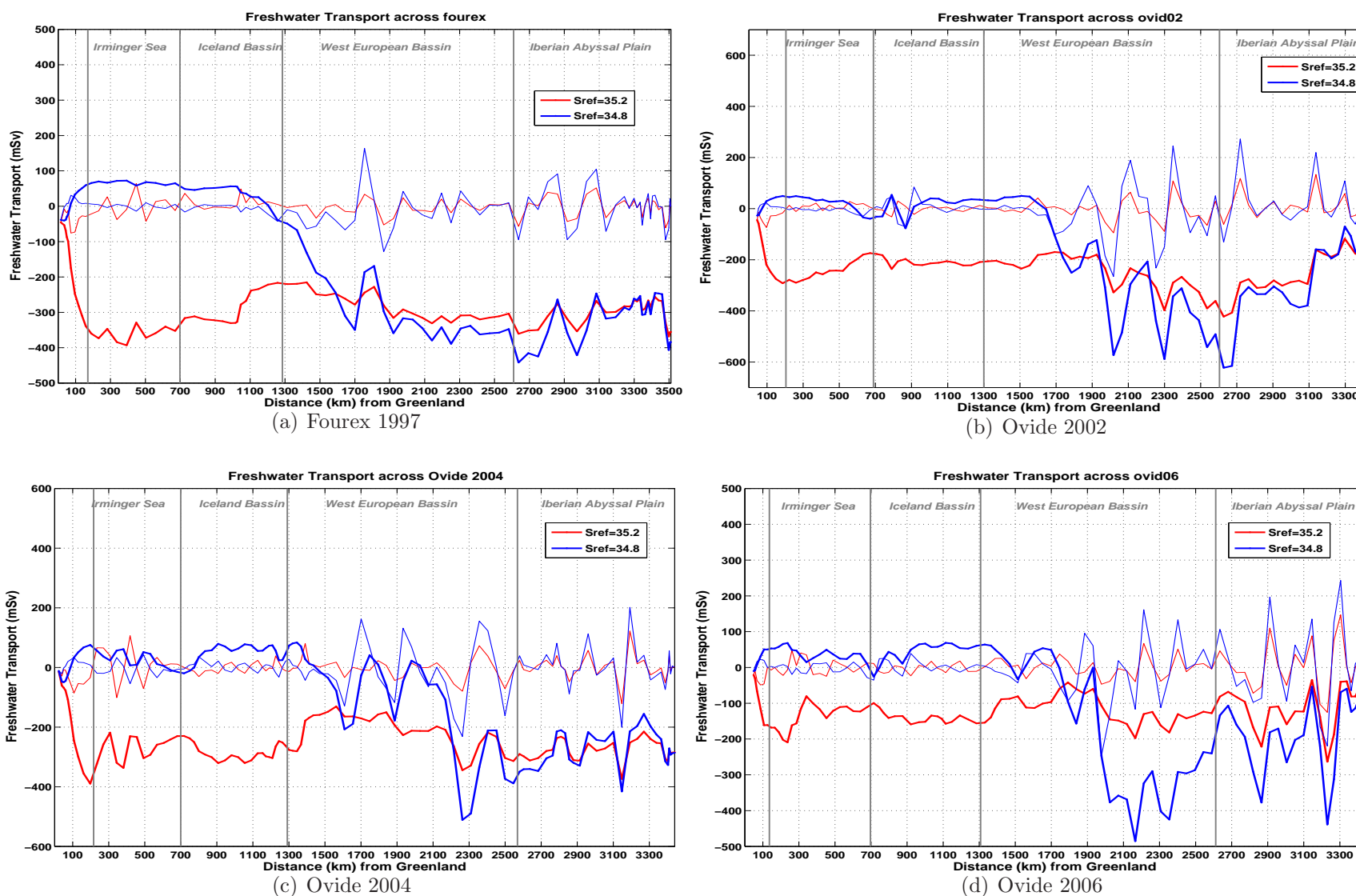


FIG. 5.3: Transport d'eau douce (mSv) cumulé surface-fond à travers Ovide 2004, en fonction de la distance le long de la section. Les traits fin représentent le transport d'eau douce surface-fond par paire de station, et les traits plein le transport surface-fond, cumulé depuis le Groenland. Les transports calculés avec $S_{ref} = 35.2$ sont tracés en rouge et ceux avec $S_{ref} = 34.8$ en bleu.

Dans leur article, *Dickson et al.* (2007) effectuent un bilan des flux d'eau douce des mers situées au Nord des seuils Groenland-Ecosse (Méditerranée Arctique) à partir d'estimations récentes. Ils estiment à 202 mSv le flux moyen d'eau douce (par rapport à la salinité de référence $S_{ref} = 35.2$) sortant des mers Nordiques par les seuils entre le Groenland et l'Ecosse. Pour comparer de manière plus précise les estimations de flux à travers Ovide et Fourex à cette estimation du flux moyen d'eau douce aux seuils, nous avons cherché à estimer le terme correspondant à (P-E+R) entre les sections Ovide et Fourex et les seuils, en utilisant les données NCEP entre 1990 et 2004 pour (P-E) et les données de *Dai and Trenberth* (2002) pour le Runoff (R). Les extrémités des sections Fourex et Ovide coïncident, donc l'estimation de R est la même dans les deux cas. Par contre la surface située entre les seuils et la section Fourex est plus importante que celle entre les seuils et la section Ovide. Les calculs donnent les résultats du tableau 5.5.

Flux en mSv	Fourex	Ovide
FW_{seuils}	202 ^(*)	
R	10	
$P - E$	33	22
$P - E + R$	43	32
$FW_{section}$	245	234

TAB. 5.5: Moyennes annuelles des échanges d'eau douce avec l'atmosphère (données NCEP) et avec la terre (*Dai and Trenberth*, 2002) entre les seuils Groenland-Ecosse et les sections Fourex et Ovide, et flux moyen résultant à travers les sections. ^(*) Estimation de *Dickson et al.* (2007).

On peut ainsi comparer les valeurs de la dernière colonne du tableau 5.4 aux valeurs 234 mSv et 245 mSv . Ce calcul indique aussi qu'en moyenne annuelle, la section Fourex intercepte 11 mSv de plus que la section Ovide.

En 1997, 2002 et 2004, les flux d'eau douce à travers les sections (corrigés de l'EGCC pour 2002) sont supérieurs à la valeur "climatologique", tandis qu'en juin 2006, le transport d'eau douce était très faible. Même en tenant compte de l'incertitude de 35 mSv due au fait qu'on n'ait pas échantillonné l'EGCC en juin 2006, on n'atteint pas la valeur de *Dickson et al.* (2007). Ce résultat est surprenant dans le contexte de fonte de glace du

Groenland, on pourrait s'attendre à une augmentation du flux d'eau douce, or on observe une forte diminution (il faut noter cependant que cette valeur de 2006 n'est représentative que du mois de juin 2006).

On peut expliquer ce résultat par la circulation peu intense en juin 2006. Le transport d'eau douce vers le sud à travers la section se répartit en effet en un transport d'eaux peu salées ($S < S_{ref}$) vers le sud (EGC, DWBC) et un transport d'eaux salées ($S > S_{ref}$) vers le nord (NAC, Eau Méditerranéenne). Tous ces transports étaient particulièrement faibles en juin 2006. Une analyse plus détaillée (tableau 5.6) montre que le faible transport d'eau douce net vers le sud en 2006 est surtout lié à un transport net d'eau douce vers le nord dans le bassin est, alors qu'en 1997, 2002 et 2004 le transport d'eau douce dans ce bassin était vers le sud. En décomposant le transport d'eau douce du bassin est en deux couches délimitée par l'isopycne $\sigma_2 = 36.76$ correspondant à la limite supérieure de la couche d'eau de la mer du Labrador (LSW), on s'aperçoit que la contribution vers le nord est surtout due au transport des eaux de surface (différence d'environ $130mSv$). Cette différence entre 2006 et les autres sections provient du Courant de Bord Est, observé vers le sud en juin 2006 et d'une recirculation importante du Courant Nord Atlantique à l'ouest de la plaine Abyssale Ibérique, d'eaux particulièrement salées. Ce résultat est intéressant car ce transport d'eau douce vers le nord (correspondant à un transport net de sel vers le sud) est observé dans une zone où le rôle des courants est normalement de contribuer à l'apport de sel vers les hautes latitudes.

Section	Total	Irm.	Est	Est $\sigma_2 < 36.76$	Est $\sigma_2 > 36.76$
Fourex 1997	-356	-353	-4	-88	+84
Ovide 2002	-218	-164	-54	-61	+7
Ovide 2004	-285	-230	-55	-80	+25
Ovide 2006	-40	-100	+60	+32	+28

TAB. 5.6: Répartition du transport d'eau douce (mSv) à travers les sections ($S_{ref} = 35.2$). Irm. signifie Irminger, Est représente tout le bassin Est, de la Ride de Reykjanes à la côte portugaise. Les deux dernières colonnes représentent la répartition du transport du bassin Est par rapport à l'isopycne $\sigma_2 = 36.76$ (limite supérieure de la couche d'eau de la mer du Labrador).

On s'est intéressé au transport d'eau douce par les deux principaux courants de la branche de retour de la circulation thermohaline à travers les sections : le Courant Est Groenland et le Courant Profond de Bord Ouest (définis d'après *Lherminier et al.* (2007)). Leurs contributions sont présentées dans le tableau 5.7 (voir aussi figure 5.3 pour le transport total au bord ouest).

Section	Total (EGC+DWBC)	EGC	DWBC
Fourex 1997	-359	-262	-97
Ovide 2002	-301	-221	-80
Ovide 2004	-379	-273	-106
Ovide 2006	-197	-137	-60

TAB. 5.7: Répartition du transport d'eau douce (mSv) à travers les sections au bord ouest ($S_{ref} = 35.2$).

Le flux total d'eau douce transporté par le Courant Est Groenland et le Courant Profond de Bord Ouest varie quasiment du simple au double entre les sections (on retrouve la variabilité du transport de volume), mais la proportion de chaque courant reste constante : près des 3/4 du transport est effectué par le courant de surface (un peu moins en 2006). On retrouve les proportions de *Dickson et al.* (2007), qui montre qu'aux seuils, sur son bilan d'eau douce des mers Nordiques de $202mSv$, $151mSv$ sont exportés en Atlantique Nord par le flux de surface et $51mSv$ par les overflows (*Hansen and Osterhus*, 2000).

5.3 Le Courant Côtier Est Groenland (EGCC)

Les sections Fourex 1997, Ovide 2002, 2004 et 2006 coupent l'EGC et l'EGCC au bord ouest du gyre subpolaire à la pointe sud-est du Groenland (cap Farewell, 60°N). On trouve dans la littérature différentes manières de définir ces deux courants. A cette latitude (60°N), au dessus du Courant Profond de Bord Ouest (DWBC) une grande quantité d'eau est transportée vers le sud en surface (cumulant entre 20 et 33 Sv de la surface au fond (*Bacon*, 1997)). Une partie de cette eau de surface, peu salée, provient de l'Arctique et de la glace du Groenland. Récemment, un maximum de vitesse a été observé sur le plateau, entre le maximum de vitesse de l'EGC et la côte. *Bacon et al.* (2002) ont nommé ce courant le Courant Cotier Est Groenland (EGCC), dénomination reprise par *Sutherland and Pickart* (2007) (noté plus loin SP07). Plus au large, sous l'Eau Polaire, on trouve de l'eau plus salée, faisant partie de la recirculation, au sein de la mer d'Irminger, d'eau provenant des tropiques advectée vers le nord le long de la dorsale de Reykjanes et recirculant dans le gyre subpolaire. Certains auteurs séparent ce flux d'eau de surface vers le sud de l'EGC et le nomment le Courant d'Irminger (IC) (*Pickart et al.* (2005), SP07) tandis que parfois l'EGC représente l'ensemble du transport vers le sud, incluant les eaux salées et peu salées (*Krauss*, 1995; *Bacon*, 1997; *Lherminier et al.*, 2007).

Dans leur analyse récente de l'EGCC et de l'EGC à partir de mesures d'ADCP de coque et de CTD haute résolution, SP07 proposent une définition de ces deux courants basée sur des critères à la fois de vitesse et de salinité. A travers chacune de leurs sections, effectuées en été (fin juillet et août) sur le plateau groenlandais à différentes latitudes, SP07 observent deux maximums bien distincts de vitesse, correspondant l'un au courant côtier et l'autre à l'EGC. La limite en profondeur de leur EGCC correspond à la profondeur de l'isohaline 34 à la côte, et les deux courants s'étendent horizontalement jusqu'à atteindre une vitesse égale à 15% de leur maximum de vitesse. L'Eau Atlantique (AW) est définie, selon les auteurs, comme ayant une salinité supérieure à 34.8-35.1 (*Clarke*, 1984; *Myers*, 2007; *Sutherland and Pickart*, 2007). SP07 utilisent l'isohaline 34.8 pour séparer l'EGC du Courant d'Irminger (figure 5.4).

La figure 5.4 représente une des sections de SP07, réalisée fin juillet 2004 à 60°N à travers le plateau groenlandais. On observe nettement trois courants distincts, de la côte vers

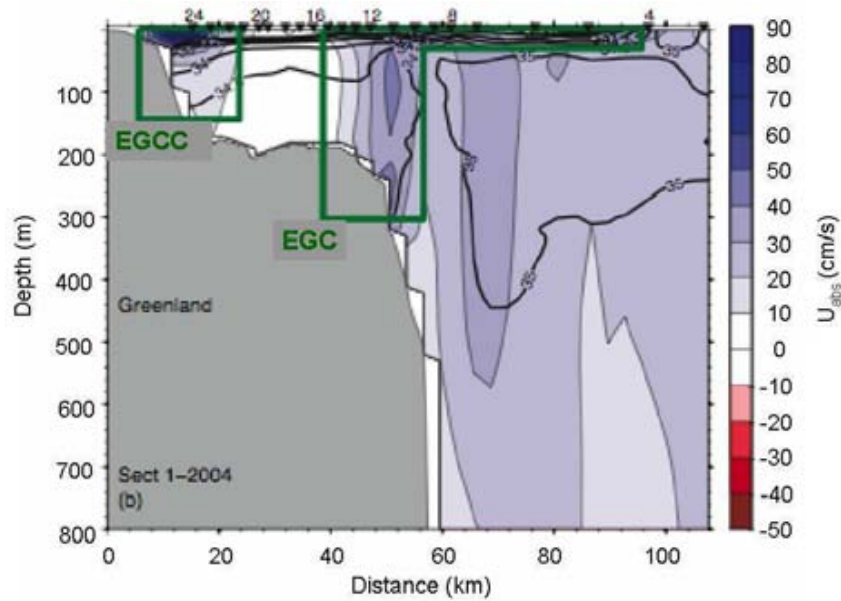


FIG. 5.4: Définitions de l'EGCC et de l'EGC de SP07

le large : l'EGCC sur le plateau et l'EGC sur le talus, transportant des eaux peu salées provenant des mers nordiques, et le Courant d'Irminger plus au large, transportant des eaux d'origine subtropicale (AW).

5.3.1 L'EGCC mesuré lors de Fourex et d'Ovide

On dispose pour chaque section Fourex et Ovide du champ de vitesse issu des mesures d'ADCP de coque et des mesures CTD des sections (figure 5.5).

Détermination des champs de vitesse et salinité

On a interpolé les vitesses ADCP sur une grille tous les 10m en profondeur et 2km en distance. Les champs de salinité ont aussi été extrapolés sur cette même grille. Au fond, la vitesse dans les triangles de fond a été fixée égale à la valeur la plus profonde dont on disposait, à tous les points de grille. Pour la salinité, les profils ont été extrapolés linéairement selon la pente des 5 dernières valeurs.

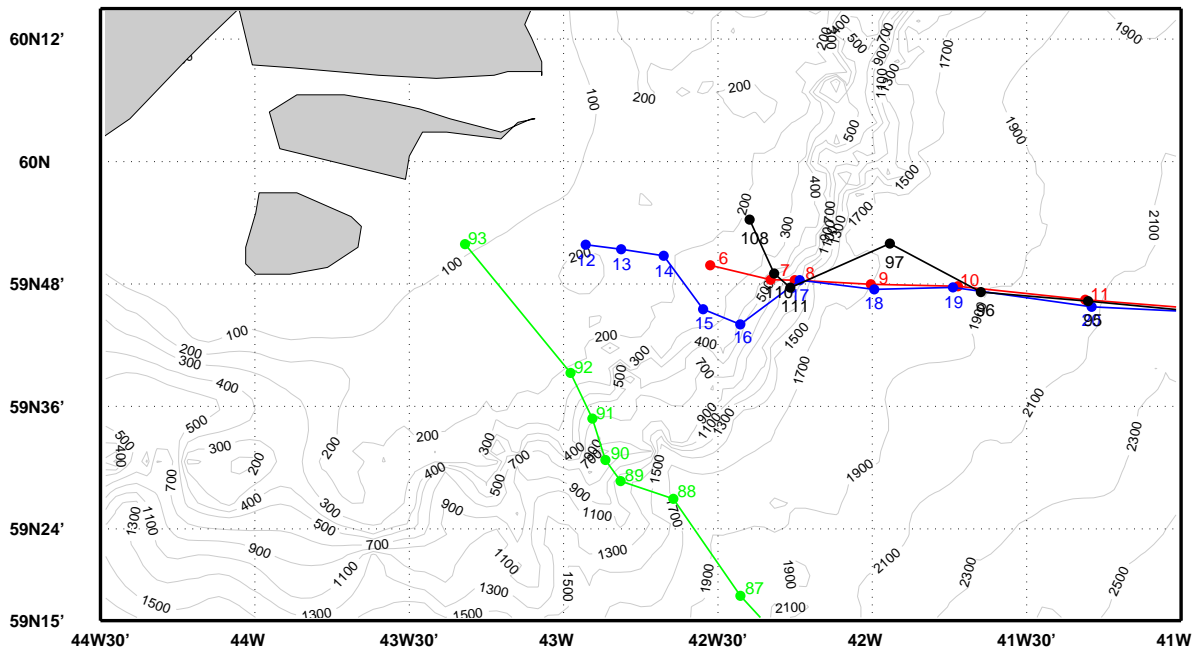


FIG. 5.5: Positions des stations de Fouxex et d'Ovide 2002, 2004 et 2006 à proximité du Groenland.

Le transport d'Ekman La résolution autant spatiale que temporelle du champ de vent est trop faible pour donner des transports d'Ekman interprétables lorsqu'on s'intéresse à une zone géographique petite comme la notre. Il est aussi difficile d'estimer les vitesses associées à ce transport. Les mesures de vitesse par ADCP de coque ne permettent pas de connaître la vitesse dans les quelques premiers mètres de profondeur en surface, couche dans laquelle la composante d'Ekman est très importante. On a finalement choisi par la suite de s'intéresser aux champs de vitesses sans composante d'Ekman, en s'aidant des profils géostrophiques de vitesse pour retrancher l'éventuelle contribution des vitesses d'Ekman aux vitesses mesurées par ADCP de coque.

Les courants de marée Les vitesses de marées sont une autre composante du champ de vitesse dont on veut s'affranchir, de manière à pouvoir comparer les transports mesurés à différents moments. Notre étude se situe autour du plateau du Groenland, zone où les courants de marée sont importants. Dans notre traitement standard des mesures d'ADCP de coque (logiciel cascade), la marée barotrope soustraite aux mesures est issue du modèle de marée de *Egbert et al.* (1994) (au $1/4^\circ$). Dans le cas de la campagne Fouxex 1997, on s'est aperçu que les vitesses de marée issues du modèle d'Egbert étaient supérieures à 1m/s sur

le plateau, ce qui semble surrestimé. Ce modèle est basé sur des données altimétriques, donc moins performant à proximité des côtes, et les données de marées fournies sur le plateau sont issues d'une extrapolation. Dans le cadre du programme Ovide des mouillages sont restés dans la zone d'étude entre 2004 et 2006. Les résultats d'une analyse harmonique des mesures de vitesse effectués par les ADCPs fixés à ces mouillages ont montré que les vitesses de marées observées durant les 2 années de mesures des mouillages situés sur le plateau étaient de l'ordre de 10cm/s (communication personnelle de Nathalie Daniault), confirmant notre idée que les données du modèle d'Egbert n'étaient pas adaptées dans le cas d'études situées sur le plateau continental groenlandais.

Pour enlever les vitesses de marée des mesures d'ADCP de Fourex 1997 sur le plateau, B02 proposent une méthode qui consiste à soustraire une vitesse barotrope de manière à avoir une vitesse nulle au fond. Cette méthode nous a semblé la meilleure pour soustraire la marée aux mesures effectuées sur le plateau. En dehors du plateau, on a gardé la correction de marée du modèle d'Egbert.

Projection Le champ de vitesse de SP07, qui sont parvenu à déterminer des critères applicables à toutes leurs mesures, est obtenu par une projection qui par définition limite l'étalement des structures. La méthode de projection de SP07 (*Fratantoni et al., 2001*) consiste à définir un nouveau repère dont le premier axe correspond à la direction principale du courant. Les stations sont projetées sur le deuxième axe du repère. L'intérêt de la méthode est de pouvoir comparer entre eux les champs de vitesses mesurés à différents moments et de limiter l'impact des méandres latéraux et du changement de direction et donc d'une variabilité artificielle en terme de vitesse. Dans le nouveau repère, le champ de vitesse est plus précis. Le courant est plus étroit, car on limite le lissage. On a tracé le champ de vitesse d'Ovide 2004 en projetant les vitesses selon cette méthode sur la figure 5.6 (b). On voit que les champs de vitesses sont proches. Dans le cas d'Ovide 2004, on a estimé l'angle de projection de la méthode de SP07 à -127° par rapport à l'axe des longitudes au lieu de -122° si on projette par rapport à la direction principale des isobathes. Cette projection peut être utile lorsque les courants ne suivent pas les isobathes, mais après avoir vérifié graphiquement que dans toutes nos mesures la direction principale des

courants était très proche de la direction des isobathes on a choisi de garder la projection le long de la direction globale des isobathes.

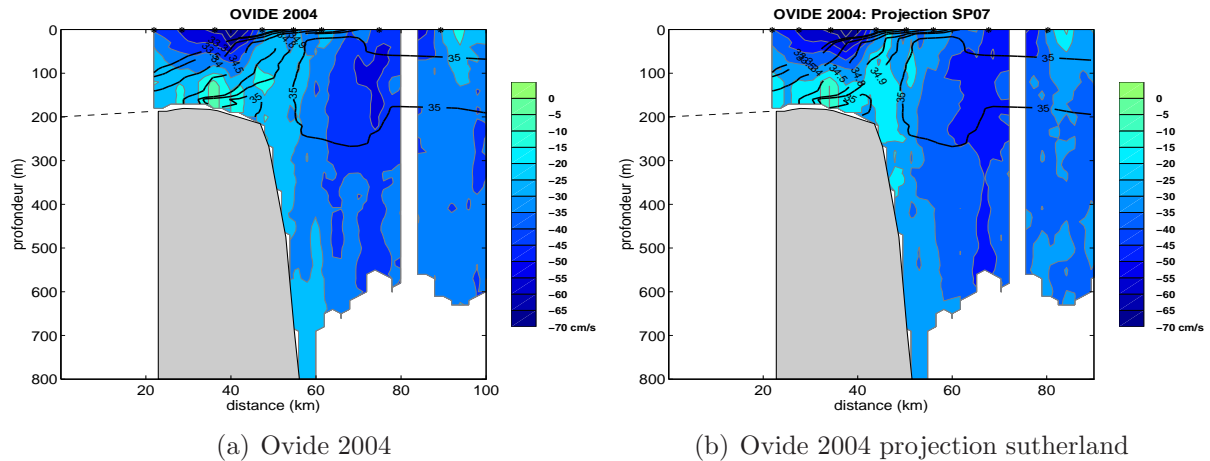


FIG. 5.6: Projection selon SP07

Résultats

Les champs de vitesse et de salinité obtenus sont tracés dans la figure 5.7.

Comme on l'a vu précédemment, les sections 2002 et 2006 n'ont pas pu être réalisées jusqu'à la côte à cause de la présence de glace sur le plateau à 60°N aux moments des mesures. Le courant côtier, sur le plateau, n'a ainsi été mesuré en totalité qu'en 1997 et 2004. On l'identifie nettement sur les coupes des figures 5.7a et c, avec dans les deux cas un transport vers le sud sur le plateau d'eau très peu salée (salinité inférieure à 33.5) avec un noyau net et des vitesses intensifiées en surface.

La circulation au delà du plateau est beaucoup moins nette. On ne voit pas apparaître distinctement de maximum de vitesse que l'on pourrait attribuer au Courant Est Groenland, à part peut-être en 1997 autour de la station 92. On observe de fortes vitesses vers le sud au sud-est du talus, mais qui correspondent étant donné leur salinité élevée (supérieure à 35) plutôt au Courant d'Irminger. Les fortes vitesses au dessus du talus, en 2002 et 2006, correspondent à des eaux très peu salées, représentant probablement l'extrémité sud-est

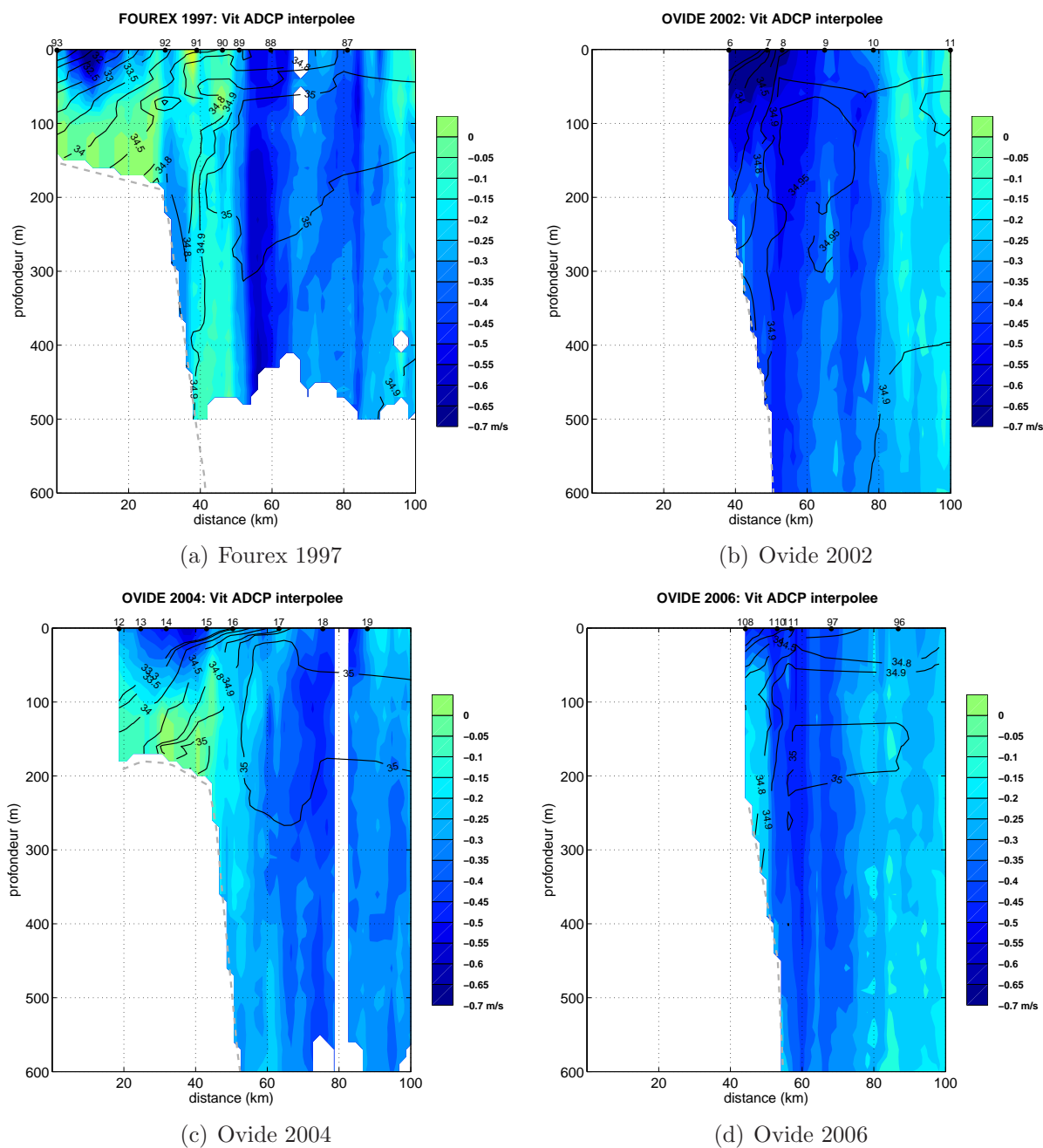


FIG. 5.7: Vitesses ADCP projetées perpendiculairement à l'angle global de la section (couleur) et salinité (contours noirs) pour les 4 campagnes.

du courant côtier. Ces salinités très faibles sont dues à la présence de glace sur toute la largeur du plateau, qui modifie le système de courants, habituellement mesuré lorsque le plateau est totalement dégagé (c'est à dire souvent après fin juillet). On montre donc

qu'il semble idéaliste de vouloir attribuer des critères de salinité ou de vitesse applicables à l'EGCC et à l'EGC dans toutes les situations. Il est ici impossible, dans le cas de mesures réalisées au début de l'été à 60°N (ovide 2002, 2004, 2006) en présence de glace sur une partie du plateau, de définir clairement deux courants distincts d'eau provenant des mers Nordiques.

Transports Les transports et les flux d'eau douce de l'EGCC mesuré en 1997 et 2004 sont montrés dans le tableau 5.8.

Section	T (Sv)	FW (mSv)		
		$S_{ref} = 35.2$	$S_{ref} = 34.8$	$S_{ref} = 34.956$
Fourex 1997	-0.69 ± 0.13	-53 ± 8	-45 ± 8	-48 ± 8
Ovide 2004	-0.68 ± 0.12	-42 ± 7	-34 ± 7	-37 ± 7

TAB. 5.8: *Transports de masse (T) et d'eau douce (FW) par rapport à $S_{ref} = 35.2$, $S_{ref} = 34.8$ et $S_{ref} = 34.956$ (salinité de référence de Bacon (1997)) de l'EGCC, en considérant la totalité du transport sur le plateau.*

Les valeurs de transports de l'EGCC en 1997 et 2004 sont toutes deux en accord avec les estimations publiées : à l'aide de mesures effectuées en été 2001, 2002, 2003 et 2004, SP07 estime le transport de ce courant entre 0.47 et 0.99 Sv, *Wilkinson and Bacon* (2005) entre 0.5 et 2 Sv à partir de données historiques et B02 l'estime à 0.8 Sv à partir des mesures Fourex 1997. Notre estimation de Fourex diffère légèrement de celle de B02 car le champ de vitesse n'est pas calculé de la même manière (vitesses géostrophiques/ADCP) mais cette différence est masquée par les incertitudes. Malgré un transport de volume équivalent en juin 2004 et en août 1997, le transport d'eau douce est légèrement plus faible en 2004 car les eaux du plateau étaient plus douces en 1997. Notre estimation du flux d'eau douce effectué par l'EGCC en 1997 (48mSv avec $S_{ref} = 34.956$) est aussi plus faible que celle de B02 (60mSv avec une salinité de référence $S=34.956$) ; elle est en fait moins précise car notre champ de salinité a été simplement interpolé linéairement à partir des mesures CTD des 2 stations à chacune des extrémités du plateau, tandis que B02 détermine le champ de salinité interstation grâce à un modèle analytique. Les résultats sont tout de même très proches et l'interpolation linéaire semble un choix réaliste.

5.3.2 Variabilité

SP07 montrent des coupes de vitesse et de salinité mesurées à la côte au niveau du cap Farewell, en 2001, 2002, 2003 et 2004. On voit sur chacune de leurs coupes de vitesse la signature nette de l'EGCC et de l'EGC, ce qui n'est pas le cas dans nos mesures.

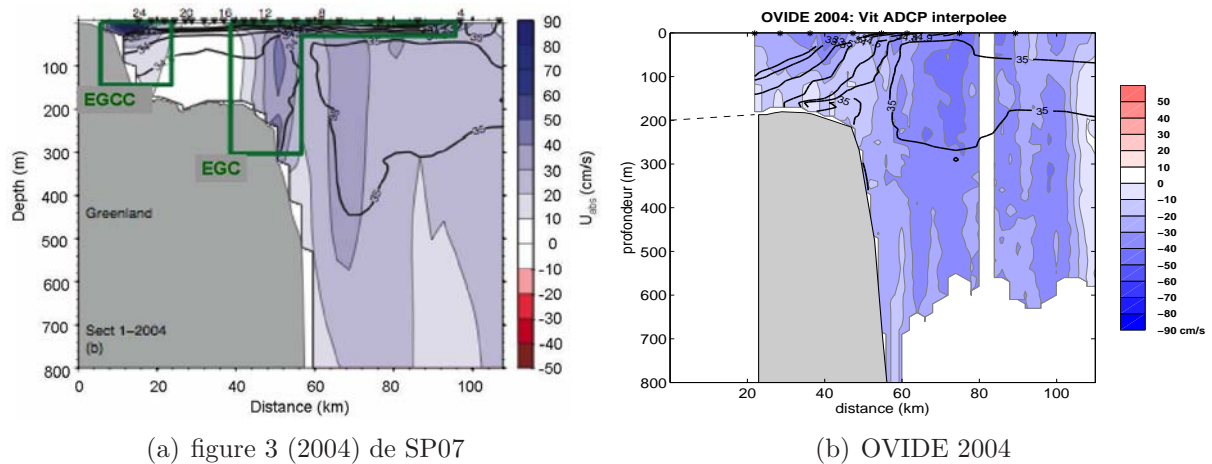


FIG. 5.8: Comparaison Ovide/SP07 pour 2004

En 2004 en particulier (figure 5.8), on a bien sur la section Ovide un maximum de vitesse sur le plateau correspondant au Courant Cotier (salinité du noyau inférieure à 33.5), mais ce courant est très proche du talus alors que SP07 mesurent l'EGCC (campagne JCR 105, fin juillet) au tout début du plateau, très proche de la côte, une zone que l'on n'a pas échantillonné en 2004. On s'aperçoit que les coupes sont différentes aussi concernant la salinité.

En 2002 (figure 5.9), les mesures ADCP d'Ovide montrent un maximum de vitesse situé juste au dessus de la pente, là où SP07 mesurent justement un minimum durant le même été (campagne OC380). La campagne OC380 a été réalisée en août 2002, période de l'année où le plateau est dégagé de glace, et SP07 observent l'EGCC très proche de la côte comme lors de leur campagne JR 105 en 2004. La position de l'EGCC semble être liée au bord de glace.

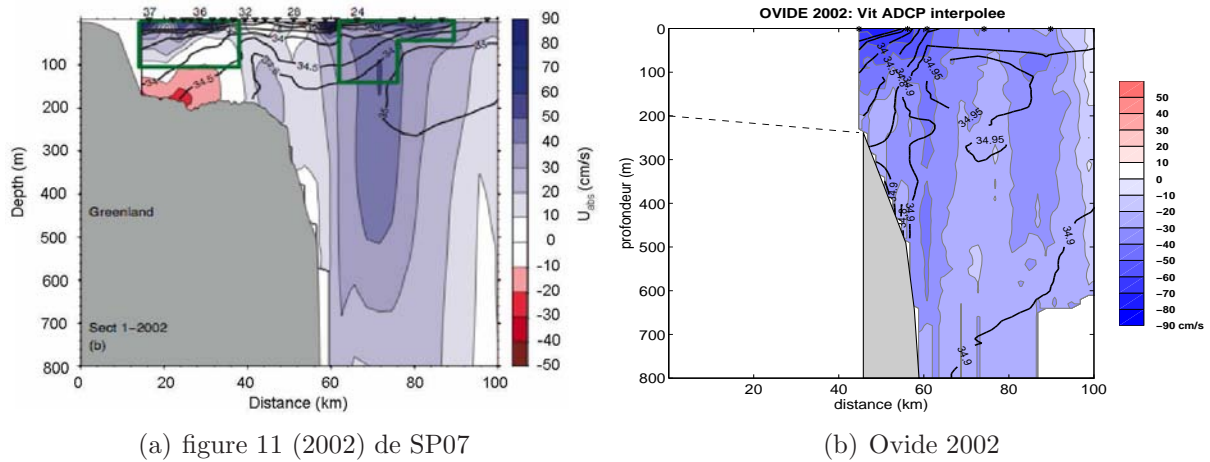


FIG. 5.9: Comparaison Ovide/Sutherland pour 2002

Il faut noter que la résolution de notre champ de salinité est très inférieure à celle de SP07, mais les différences entre nos mesures et celles de SP07 reflètent très probablement une variabilité haute fréquence.

Variabilité dans les transports Notre estimation de transport de volume en 2004 est plus forte que celle de SP07. On a estimé ce transport à 0.68 Sv (tableau 5.8), alors que SP07 obtiennent pour 2004 un transport de 0.47 Sv, le plus faible de leurs transports mesurés sur le plateau à cette latitude. Par contre, on trouve un transport d'eau douce (calculé de la même manière que SP07, c'est à dire avec $S_{ref} = 34.8$) plus faible (34mSv contre 52mSv). Le noyau de l'EGCC était en effet dans les mesures de SP07 fin juillet 2004 très proche de la côte, composé d'eaux très peu salées.

Une observation intéressante dans les données de SP07 d'août 2002 est le très fort transport d'eau douce comparé au transport de volume en 2002. Le plateau groenlandais était en effet couvert de glace en juin 2002, au moment de la campagne Ovide ; il semble que cette signature en glace se traduise par une eau particulièrement douce au moment de la campagne OC380.

5.3.3 Rôle de l'EGCC dans le transport total d'eau douce

On obtient des valeurs de transport de l'EGCC en 1997 et 2004 intermédiaires par rapport à la littérature et plutôt faibles concernant le transport d'eau douce ; respectivement 45 et 34 mSv alors que SP07 obtiennent des transports compris entre 44 et 88 mSv avec une valeur extrême à 26 en 2003 (valeurs déterminées avec $S_{ref} = 34.8$) (tableau 5.8). On a montré que la salinité de référence 35.2 était plus adaptée dans notre cas, où on ne s'intéresse pas uniquement aux courants du bord ouest du gyre mais aux transports à travers toute la section. On obtient alors en 1997 et 2004 des transports d'eau douce de l'EGCC de 53 et 42 mSv. Si on considère les transports totaux à travers les sections de 356 et 285 mSv (tableau 5.4), la proportion du transport d'eau douce effectuée par le Courant Côtier Est Groenland est d'environ 15% dans les deux cas, proportion deux fois plus faible que celle obtenue par B02.

Sur le transport d'eau douce effectué par la totalité du transport de volume au bord ouest des sections, cette quantité est finalement loin d'être prépondérante (15% du transport du bord ouest), et la majeure partie du transport d'eau douce référencé à 35.2 est effectuée par les eaux plus salées (entre 33.5 et 35.2psu), en surface mais aussi en profondeur par le Courant Profond de Bord Ouest (DWBC).

5.4 Conclusion

Le transport net à travers les sections Fourex ou Ovide a été estimé à $1 \pm 1Sv$. On a montré qu'en faisant une hypothèse justifiée sur la salinité du flux net de masse à travers nos sections il était possible de comparer le transport de sel à travers les différentes sections.

Les flux d'eau douce estimés à travers les différentes répétitions de la section sont cohérents avec l'estimation récente de *Dickson et al.* (2007) de l'export moyen global d'eau douce des mers nordiques vers l'Atlantique. On observe une variabilité importante entre les différentes estimations de 1997 à 2006, avec un transport d'eau douce particulièrement faible en juin 2006. On a montré que ce faible transport d'eau douce en juin 2006 par rapport aux autres observations était dû à un déficit d'apport net de sel dans le Bassin Est par les courants de surface.

En choisissant la salinité de référence $S_{ref} = 35.2$, salinité moyenne du flux d'eau Atlantique dans les mers Nordiques, la majeure partie du transport d'eau douce vers le sud à travers les sections se fait par les courants du bord ouest dans la mer d'Irminger. On retrouve les proportions données par *Dickson et al.* (2007) concernant la répartition du transport d'eau douce entre le flux de surface (transport total vers le sud d'eau de densité inférieure à $\sigma_1 = 32.35$ au bord ouest) (75%) et les eaux denses (25%).

Nos mesures des courants au bord ouest du gyre mettent en évidence l'impossibilité de définir le Courant Est Groenland et le Courant Côtier Est Groenland comme deux structures toujours distinctes.

Les résultats présentés font apparaître la variabilité du système de courants à la latitude du cap Farewell ($60^\circ N$) sur une échelle de quelques semaines (différences entre Ovide 2002 et OC380 et entre Ovide 2004 et JR105), avec en particulier une forte variabilité de la position du courant côtier. Il semble que cette position soit liée à la présence de glace, modifiant le gradient de salinité et entraînant un déplacement du maximum de vitesse vers le large.

Dans les deux cas où l'EGCC a été mesuré (Fourex 1997 et Ovide 2004), son transport d'eau douce par rapport à $S_{ref} = 35.2$ correspond à 15% du transport total d'eau douce à travers les sections, contribution deux fois plus faible que dans les précédentes études.

Conclusion

Les mesures effectuées dans le cadre du programme Ovide, débuté en 2002, complétées par les mesures de la campagne Fouxex 1997, constituent une importante base de données concernant les propriétés du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord entre 1997 et 2006. Les mesures satellites du niveau de la mer représentent une source d'information complémentaire et permettent d'accéder à la variabilité de la circulation de surface du gyre subpolaire sur une échelle hebdomadaire depuis 1992. Ces données in situ et satellites nous ont permis d'appréhender une partie de la variabilité interannuelle de la circulation dans cette région clé de la circulation océanique générale. On s'est intéressé plus particulièrement à la variabilité de l'intensité de la circulation thermohaline, du transport de chaleur et des flux d'eau douce. Pour déterminer les vitesses au niveau de référence - nécessaires à l'obtention du champ de vitesse géostrophique à travers une section hydrologique - un modèle inverse géostrophique en boîtes a été utilisé, contraint par des transports issus d'observations.

La connaissance des transports à travers la section Fouxex en août 1997 constitue une référence pour l'étude des mesures d'Ovide et de la variabilité de la circulation. Le modèle inverse a été utilisé pour déterminer de nouvelles estimations de transports à travers la section Fouxex 1997, à l'aide de mesures directes de courants effectuées lors de la campagne par ADCP. La comparaison de ces résultats de transports à ceux de *Alvarez et al.* (2002) obtenus en utilisant des contraintes climatologiques montre la nécessité d'utiliser des mesures directes de courants pour obtenir des estimations représentatives de la circulation aux dates de la campagne. On obtient ainsi un transport au bord ouest 50% plus intense que dans les estimations précédentes, et un transport quasiment nul d'ISOW vers le bassin d'Irmingier à travers la CGFZ. La Cellule Méridienne d'Overtuning définie en densité (MOC_σ) et le transport de chaleur sont inchangés. Le lien étroit entre la MOC ainsi définie et le transport de chaleur, principalement effectué par les eaux légères,

chaudes et salées du Courant Nord Atlantique, est mis en évidence.

Ces résultats de transports en août 1997 sont intégrés dans l'article de *Lherminier et al.* (2007) concernant l'analyse des transports de volume à travers la première réalisation de la section Ovide, en 2002. Cette étude montre une diminution significative de la MOC_σ entre août 1997 et juin 2002, liée à la diminution des transports des principaux courants interceptés par les sections Fourex et Ovide. Cette diminution se retrouve aussi en moyenne annuelle dans l'étude de *Treguier et al.* (2006) des transports à travers ces deux sections à l'aide du modèle Clipper.

Grâce à la progression de la connaissance du géoïde, nécessaire à la détermination de vitesses absolues de surface à partir de mesures altimétriques, la précision des vitesses altimétriques s'est considérablement améliorée ces dernières années. La comparaison entre d'une part ces vitesses altimétriques, obtenues grâce à des mesures d'anomalies du niveau de la mer (AVISO) combinées à la circulation moyenne rio05 (*Rio and Hernandez, 2004*), et d'autre part les vitesses S-ADCP de Fourex et d'Ovide montre un très bon accord entre ces deux ensembles de mesures indépendantes. Cette étude comparative, qui a permis d'estimer des incertitudes sur les vitesses altimétriques, nous a conduit à la mise en place d'une méthode de détermination des vitesses au niveau de référence à travers une section hydrologique en contraignant le modèle inverse grâce aux vitesses altimétriques. Appliquée aux sections Fourex et Ovide, cette méthode prometteuse donne des résultats moins précis mais compatibles avec les résultats obtenus en contraignant le modèle inverse avec des contraintes issues de mesures ADCP. On retrouve notamment un transport de chaleur et un Courant Nord Atlantique significativement plus faibles en juin 2006 par rapport à août 1997

La détermination des transports de volume à travers la section Ovide 2006 à l'aide du modèle inverse contraint par les mesures directes de courants de la campagne est présentée en détails dans le Chapitre 4. Les résultats mettent en évidence des transports tous très faibles en juin 2006 par rapport aux étés 1997, 2002 et 2004 avec une diminution de près de 40% de l'intensité de la MOC_σ entre août 1997 et juin 2006 et des valeurs intermédiaires en 2002 et 2004. En juin 2006, tout comme lors des étés 2004 et 2002, on constate qu'une

partie du transport vers le nord en surface recircule vers le sud dans la Plaine Abyssale Ibérique à travers la section. Une analyse des mesures altimétriques entre 1993 et 2008 a permis de montrer que cette recirculation semblait corrélée à l'intensité du transport total vers le nord. Un index de variabilité du transport net de surface vers le nord à travers la section Ovide a été défini à partir des mesures altimétriques. Il met en évidence une tendance à la diminution sur la série temporelle des 15 dernières années (1993-2008) ainsi qu'une forte anomalie négative en 2006. On observe une corrélation entre cet index représentant la variabilité du transport de surface vers le nord en Atlantique nord-est et l'index plus général de variabilité de la circulation horizontale du gyre subpolaire défini par *Häkkinen and Rhines* (2004). Notre index met aussi en évidence le caractère ponctuel du transport de surface vers le nord très faible en juin 2006, cette anomalie semblant en effet n'avoir duré qu'une dizaine de mois.

Concernant le transport d'eau profonde, au bord ouest, les transports baroclines du Courant Profond de Bord Ouest des trois premières répétitions d'Ovide, comparés aux estimations des 50 dernières années, montrent des valeurs similaires à celles des années 1990, avec une variabilité interannuelle importante mais très inférieure à la variabilité décennale observée entre les années 1975-1980 et les années 1990. L'accès au transport total de ce courant, c'est à dire aux deux composantes, barocline et barotrope, nous a permis de mettre en avant l'importance de cette dernière, due à la vitesse au niveau de référence (non nulle), qui contribue pour 50% du transport total du DWBC.

Le système de courants du bord ouest est un élément important de la circulation du gyre subpolaire tant au fond (DWBC) qu'en surface (EGC), notamment en termes de flux d'eau douce. L'étude des flux d'eau douce à travers les sections Fourex 1997 et Ovide 2002, 2004 et 2006 révèle une forte variabilité, qui suit celle du transport de chaleur. L'examen des flux d'eau douce dans les différentes régions interceptées par les sections a permis d'expliquer le transport d'eau douce particulièrement faible en juin 2006 par un déficit d'apport net de sel dans le bassin est. Nos résultats confirment le rôle du bord ouest où s'effectue la majorité du transport d'eau douce (par rapport à une salinité de référence de 35.2), à 75% par l'EGC et à 25% par le DWBC. Nos mesures indiquent qu'il n'est pas toujours possible de discerner l'EGCC de l'EGC et mettent en évidence la forte

variabilité spatiale de l'EGCC. A partir des mesures des campagnes Fourex 1997 et Ovide 2004 lors desquelles l'EGCC a été entièrement échantillonné, on s'aperçoit que, malgré sa salinité très faible, ce courant côtier ne contribue que pour 10% du transport total d'eau douce des hautes vers les basses latitudes en Atlantique nord.

Le rôle des courants de bord ouest à 60°N dans la circulation du gyre subpolaire en Atlantique Nord et leur variabilité vont pouvoir être précisés prochainement grâce aux deux années de mesures des mouillages déployés dans la zone entre 2004 et 2006, actuellement en cours d'analyse. L'amélioration des mesures altimétriques à proximité des côtes pourrait permettre d'élargir le schéma de variabilité de l'EGC et de l'EGCC établi grâce aux mesures courantométriques et hydrologiques des mouillages et aux mesures des sections Ovide sur une série temporelle de plus de 15 ans.

Plus globalement, la méthode de détermination des vitesses au niveau de référence à travers une section à l'aide des mesures altimétriques va pouvoir être appliquée à d'autres sections hydrologiques réalisées dans le gyre subpolaire au début des années 1990 pour lesquelles on ne dispose d'aucune mesure ADCP et permettre ainsi d'enrichir notre connaissance de la variabilité de la circulation dans la zone, en particulier de la circulation profonde et de la Cellule Méridienne d'Overturning. De plus, grâce au projet GOCE de l'ESA, on connaîtra prochainement le géoïde et donc les vitesses de surface avec plus de précision ce qui devrait permettre de réduire fortement les incertitudes sur les transports obtenus par cette méthode.

Le lien entre la variabilité de la *MOC* observée à partir des premiers résultats d'Ovide présentés dans cette thèse et le forçage atmosphérique n'est pas encore bien identifié, même s'il est tentant d'associer le résultat d'une circulation au sein du gyre subpolaire particulièrement faible en juin 2006 aux valeurs négatives de l'indice NAO des hivers précédents. Des études complémentaires à l'aide de modèles numériques permettront de préciser le rôle des différents éléments de forçage à l'origine des transports spécialement faibles en juin 2006.

Le projet Ovide se poursuit et les résultats de transports à travers la section en juin 2008

vont notamment donner la possibilité de confirmer le retour à un transport de surface vers le nord dans le Bassin Est moins extrême, comme le suggère notre index de variabilité.

Références bibliographiques

- Aagaard, K., and E. C. Carmack (1989), The role of Sea Ice and Other Fresh Water in the Arctic Circulation, *Journal of Geophysical Research*, *94*(C10), 14,485–14,498.
- Alvarez, M., H. Bryden, F. Pérez, A. F. Rios, and G. Roson (2002), Physical and biogeochemical fluxes and net budgets in the subpolar and temperate North Atlantic, *Journal of Marine Research*, *60*(2), 191–226.
- Alvarez, M., F. Perez, H. Bryden, and A. F. Rios (2004), Physical and biochemical transports structure in the North Atlantic subpolar gyre, *Journal of Geophysical Research*, *109*, C03027, doi :10.1029/2003JC002015.
- Avisc, T., J. Kartensen, U. Send, and J. Fischer (2006), Interannual variability of newly formed Labrador Sea Water from 1994 to 2005, *Geophysical Research Letter*, *33*, L21S02, doi :10.1029/2006GL026913.
- Bacon, S. (1994), Skill in an inversion solution : CONVEX-91 hydrographic results compared with ADCP measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *11*, 1569–1591.
- Bacon, S. (1997), Circulation and fluxes in the North Atlantic between Greenland and Ireland, *Journal of Physical Oceanography*, *27*, 1420–1435.
- Bacon, S. (1998a), Decadal variability in the outflow from the Nordic seas to the deep Atlantic Ocean, *Nature*, *394*, 871–874.
- Bacon, S. (1998b), RRS Discovery Cruise 230, 07 Aug - 17 Sep 1997. Two hydrographic sections across the boundaries of the subpolar gyre : FOUREX, *Tech. Rep. Cruise Report No. 16*, Southampton Oceanography Center.
- Bacon, S., G. Reverdin, I. G. Rigor, and H. M. Snaith (2002), A freshwater jet on the east Greenland Shelf, *Journal of Geophysical Research*, *107*, doi :10.1029/2001JC000935.
- Belkin, I. M., and S. Levitus (1996), Temporal variability of the Subarctic Front near the Charlie-Gibbs Fracture Zone, *Journal of Geophysical Research*, *101*, 28,871–28,874.
- Bersch, M. (1995), On the circulation of the northeastern North Atlantic, *Deep Sea Research I*, *42*, 1583–1607.
- Bersch, M., J. Meincke, and A. Sy (1999), Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991-1996, *Deep Sea Research II*, *46*, 55–75.

- Blindheim, J. (2004), Oceanography and Climate, in *The Norwegian Sea Ecosystem*, pp. 65–96, H. R. Skjoldal Tapir Academic Press, Trondheim.
- Blindheim, J., V. Borovkov, B. Hansen, S.-A. Malmberg, W. Turrel, and S. Osterhus (2000), Upper layer cooling and freshening in the Norwegian Sea in relation to atmospheric forcing, *Deep Sea Research I*, *47*, 655–680.
- Boccaletti, G., R. Ferrari, A. Adcroft, D. Ferreira, and J. Marschall (2005), The vertical structure of ocean heat transport, *Geophysical Research Letter*, *32*, L10603, doi : 10.1029/2005GL022474.
- Bower, A. S., and W.-J. von Appen (2008), Interannual Variability in the Pathways of the North Atlantic Current over the Mid-Atlantic Ridge and the Impact of the Topography, *Journal of Physical Oceanography*, *38*, 104–120.
- Bower, A. S., B. L. Cann, T. Rossby, W. Zenk, J. Gould, K. Speer, P. L. Richardson, M. D. Prater, and H.-M. Zhang (2002), Directly measured mid-depth circulation in the northeastern North Atlantic Ocean, *Nature*, *419*, 603–607.
- Brambilla, E., and L. D. Talley (2008), Subpolar Mode Water in the northeastern Atlantic : 1. Averaged properties and mean circulation, *Journal of Geophysical Research*, *113*(C04025).
- Broecker, W. S. (1991), The great ocean conveyor, *Oceanography*, *4*, 79–89.
- Bryan, F. (1987), Parameter sensitivity of primitive equation ocean general circulation model, *Journal of Physical Oceanography*, *17*, 970–985.
- Bryan, K. (1962), Measurements of Meridional Heat Transport by Ocean Currents, *Journal of Geophysical Research*, *67*(9), 3403–3414.
- Bryden, H. L., and S. Imawaki (2001), Ocean Heat Transport, in *Ocean Circulation and Climate*, pp. 455–474, G. Siedler J. Church J. Gould.
- Bryden, H. L., H. R. Longworth, and S. A. Cunningham (2005), Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N, *Nature*, *438*, 655–657.
- Böning, C. W., and P. Herrmann (1994), Annual Cycle of Poleward Heat Transport in the Ocean : Results from High-Resolution Modeling of the North and Equatorial Atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, *24*, 91–107.
- Clarke, R. A. (1984), Transport through the Cape Farewell - Flemish Cap section, *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer*, *185*, 120–130.
- CLS (2006), *SSALTO/DUACS User Handbook : (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products*, version 1rev4 January 2006 CLS-DOS-NT-06.034.
- Cuny, J., P. B. Rhines, and R. Kwok (2005), Davis Strait volume, freshwater and heat fluxes, *Deep Sea Research I*, *52*, 519–542.

- Curry, R., and C. Mauritzen (2005), Dilution of the northern north atlantic ocean in recent decades, *Science*, *308*, 1772–1774.
- Curry, R., B. Dickson, and I. Yashayaev (2003), A change in the freshwater balance of the atlantic ocean over the past four decades, *Nature*, *426*, 826–829.
- Curry, R. G., and M. S. McCartney (2001), Ocean gyre circulation changes associated with the north atlantic oscillation, *Journal of Physical Oceanography*, *31*, 3374–3400.
- Dai, A., and K. E. Trenberth (2002), Estimates of freshwater discharge from continents : Latitudinal and seasonal variations, *J. Hydrol.*, *3*, 660–687.
- Desportes, C., E. Obligis, and L. Eymard (2007), On wet tropospheric correction for altimetry in coastal regions, *Geoscience and Remote Sensing*, *45*, 2139–2149.
- Dickson, B., I. Yashayaev, J. Meincke, B. Turrell, S. Dye, and J. Holfort (2002), Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades, *Nature*, *416*, 832–837.
- Dickson, R., B. Rudels, S. Dye, M. Karcher, J. Meincke, and I. Yashayaev (2007), Current estimates of freshwater flux through Arctic and subarctic seas, *Progress in Oceanography*, *73*, 210–230.
- Dickson, R., S. Dye, S. Jonsson, A. Köhl, A. Macrandar, M. Marnela, J. Meincke, S. Olsen, B. Rudels, H. Valdimarsson, and G. Voet (2008b), The Overflow Flux West of Iceland : Variability, Origins and Forcing, in *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes : Defining the Role of the Northern Seas in Climate*, pp. 427–440, Robert R. Dickson, Jens Meincke and Peter Rhines (eds.) Springer Science + Business Media B. V., P.O. Box 17, 3300 AA Dordrecht, The Netherlands.
- Dickson, R. R., and J. Brown (1994), The production of North Atlantic Deep Water : sources, rates, and pathways, *Journal of Geophysical Research*, *99*(C6), 12,319–12,341.
- Dickson, R. R., W. J. Gould, T. J. Müller, and C. Maillard (1985), Estimates of the mean circulation in the deep (2000m) layers of the eastern north atlantic, *Progress in Oceanography*, *14*, 103–127.
- Dickson, R. R., J. Meincke, and P. Rhines (Eds.) (2008a), *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes : Defining the Role of the Northern Seas in Climate*, 732 pp., Springer Science + Business Media B. V., P.O. Box 17, 3300 AA Dordrecht, The Netherlands.
- Ducklow, H. W., and R. P. Harris (1993), Introduction to the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment, *Deep Sea Research II*, *40*(1-2), 1–8.
- Edwards, N. R., and R. Marsh (2005), Uncertainties due to transport-parameter sensitivity in an efficient 3-D ocean-climate model, *Climate Dynamics*, *24*, 415–433, doi : 10.1007/s00382-004-0508-8.
- Egbert, G., A. Bennett, and M. Foreman (1994), TOPEX/Poseidon tides estimated using a global inverse model, *Journal of Geophysical Research*, *99*(C12), 24,821–24,852.

- Fissel, D. B., D. D. Lemon, H. Melling, and R. A. Lake (1988), Non-tidal flows in the North-West Passage, *Tech. Rep. 98*, Institute of Ocean Sciences, Sydney BC V8L 4B2, Canada.
- Flatau, M. K., L. Talley, and P. P. Niiler (2003), The North Atlantic Oscillation, Surface Current Velocities, and SST Changes in the Subpolar North Atlantic, *Journal of Climate*, *16*, 2355–2369.
- Fratantoni, P. S., R. S. Pickart, D. J. Torres, and A. Scotti (2001), Mean Structure and Dynamics of the Shelfbreak Jet in the Middle Atlantic Bight during Fall and Winter, *Journal of Physical Oceanography*, *31*, 2135–2156.
- Ganachaud, A. (2003), Error budget of inverse box models : the North Atlantic, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *20*(11), 1641–1655.
- Ganachaud, A., and C. Wunsch (2003), Large-Scale Ocean Heat and Freshwater Transports during the World Ocean Circulation Experiment, *Journal of Climate*, *16*, 696–705.
- Gent, P. R. (2001), Will the North Atlantic Ocean thermohaline circulation weaken during the 21st century ?, *Geophysical Research Letter*, *28*(6), 1023–1026.
- Girton, B., James, and T. B. Sanford (2001), Synoptic sections of the Denmark Strait Overflow, *Geophysical Research Letter*, *28*(8), 1619–1622.
- Gourcuff, C., P. Lherminier, C. Kermabon, and H. Mercier (2006), OVIDE 2006 : Traitement des données de l'ADCP de Coque RDI Ocean Surveyor 75kHz du Maria S. MERIAN, *Tech. Rep. DRO/DOPS/LPO/06-07*, Ifremer.
- Gouriou, Y., and C. Hémon-Kermabon (1997), Traitement des données LADCP, *Tech. Rep. O.P. 21*, Documents Scientifiques Orstom Cayenne.
- Gregory, J. M., K. W. Dixon, R. J. Stouffer, A. J. Weaver, E. Driesschaert, M. Erby, T. Fichefet, H. Hasumi, A. Hu, J. H. Jungclaus, I. V. Kamenkovich, A. Levermann, M. Montoya, S. Murakami, S. Nawrath, A. Oka, A. P. Sokolov, and R. B. Thorpe (2005), A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO_2 concentration, *Geophysical Research Letter*, *32*, L12703, doi :10.1029/2005GL023209.
- Hall, M. M., and H. L. Bryden (1982), Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport, *Deep Sea Research*, *29*(3A), 339–359.
- Hansen, B., and S. Osterhus (2000), North Atlantic-Nordic Seas exchanges, *Progress in Oceanography*, *45*, 109–208.
- Hansen, B., S. Osterhus, W. R. Turrell, S. Jonsson, H. Valdimarsson, H. Hatun, and S. M. Olsen (2008), The Inflow of Atlantic Water, Heat, and Salt to the Nordic Seas Across the Greenland-Scotland Ridge, in *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes : Defining the Role of the Northern Seas in Climate*, pp. 15–43, Robert R. Dickson, Jens Meincke and Peter Rhines (eds.) Springer Science + Business Media B. V.

- Hátún, H., A. B. Sando, H. Drange, B. Hansen, and H. Valdimarsson (2005), Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the Thermohaline Circulation , *Science*, *309*, 1841–1844.
- Heywood, K. J., E. L. McDonagh, and M. A. White (1994), Eddy kinetic energy of the North Atlantic subpolar gyre from satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, *99*(C11), 22,525–22,539.
- Holliday, N. P., A. Meyer, S. Bacon, and S. G. Alderson (2007), Retroflexion of part of the east Greenland current at Cape Farewell, *Geophysical Research Letter*, *34*, doi : 10.1029/2006GL029085.
- Holliday, N. P., S. L. Hughes, S. Bacon, A. Beszczynsk-Möller, B. Hansen, A. Lavin, H. Loeng, K. A. Mork, S. Osterhus, T. Sherwin, and W. Walczowski (2008), Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas, *Geophysical Research Letter*, *35*, doi :10.1029/2007GL032675.
- Häkkinen, S., and P. B. Rhines (2004), Decline of subpolar North Atlantic, *Science*, *304*, 555–559.
- IPCC (2001), *Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change*, 881 pp., Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC (2007), *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change*, 940 pp., Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Izenic, Y., C. Kermabon, F. Gaillard, and P. Lherminier (2005), Cascade 5.3 : Logiciel de traitement et d’analyses des mesures ADCP de coque - Documentation utilisateur et maintenance de la partie ”exploitation des données”, *Tech. rep.*, Ifremer.
- Jackson, D. D. (1979), The use of a priori data to resolve non-uniqueness in linear inversion, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *57*, 137–157.
- Jayne, S. R. (2006), Circulation of the North Atlantic Ocean from altimetry and the Gravity Recovery and Climate Experiment geoid, *Journal of Geophysical Research*, *111*(C03005), doi :10.1029/2005JC003128.
- Jayne, S. R., and J. Marotzke (2001), The Dynamics of Ocean Heat Transport Variability, *Rev. Geophys.*, *39*, 385–411.
- Kearns, E. J., and H. T. Rossby (1998), Historical position of the North Atlantic Current, *Journal of Geophysical Research*, *103*(C8), 15,509–15,524.
- Kieke, D., M. Rhein, L. Stramma, W. M. Smethie, D. A. Lebel, and W. Zenk (2006), Changes in the CFC Inventories and Formation Rates of Upper Labrador Sea Water, 1997-2001, *Journal of Physical Oceanography*, *36*, 64–86.

- Koltermann, K. P., A. V. Sokov, V. P. Tereschenkov, S. A. Dobroliubov, K. Lorbacher, and A. Sy (1999), Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic, *Deep Sea Research II*, *46*, 109–138.
- Krauss, W. (1986), The North Atlantic Current, *Journal of Geophysical Research*, *91* (C4), 5061–5074.
- Krauss, W. (1995), Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin, *Journal of Geophysical Research*, *100*(C6), 10,851–10,871.
- Latif, M., E. Roeckner, U. Mikolajewicz, and R. Voss (2000), Tropical Stabilization of the Thermohaline Circulation in a Greenhouse Warming Simulation, *Journal of Climate*, *13*, 1809–1813.
- Lavender, K. L., W. B. Owens, and R. E. Davis (2005a), The mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic Ocean as measured by subsurface floats, *Deep Sea Research I*, *52*, 767–785.
- Lavender, K. L., W. B. Owens, and R. E. Davis (2005b), The mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic Ocean as measured by subsurface floats, *Deep Sea Research I*, *52*, 767–785.
- Lazier, J., R. Hendry, A. Clarke, I. Yashayaev, and P. Rhines (2002), Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990-2000, *Deep Sea Research I*, *49*, 1819–1835.
- Lebedev, S., A. Sirota, D. Medvedev, S. Khlebnikova, S. Vignudelli, H. M. Snaith, P. Cipollini, F. Venuti, F. Lyard, J. F. Cretaux, F. Birol, J. Bouffard, L. Roblou, A. Kostianoy, A. Ginzburg, N. Sheremet, E. Kuzmina, R. Mamedov, K. Ismatova, A. Alyev, and T. Nabiyeu (2007), Exploiting satellite altimetry in coastal ocean through the AL-TICORE project, *Russian Journal of Earth Sciences*, *10*, doi :10.2205/2007ES000262.
- Lenz, J., A. Moralesa, and J. Gunkel (1993), Mesozooplankton standing stock during the North Atlantic spring bloom study in 1989 and its potential grazing pressure on phytoplankton : a comparison between low, medium and high latitudes, *Deep Sea Research II*, *40*(1-2), 559–572.
- Lherminier, P. (2006), Merian cruise No. 2, Leg 1, *Tech. rep.*, Ifremer.
- Lherminier, P., H. Mercier, C. Gourcuff, M. F. Alvarez, S. Bacon, and C. Kermabon (2007), Transport across the 2002 Greenland-Portugal section and comparison with 1997, *Journal of Geophysical Research*, *112*(C07003), doi :10.1029/2006JC003716.
- Lherminier, P., H. Mercier, T. Huck, C. Gourcuff, F. F. Perez, and P. Morin (2008), The Meridional Overturning Circulation and the Subpolar Gyre observed at the A25-OVIDE section in June 2002 and 2004, *in preparation*.
- Lorbacher, K., and K. P. Koltermann (2000), Subinertial variability of transport estimates across “48°N” in the North Atlantic, *International WOCE Newsletter*, *40*, 3–5.

-
- Louarn, E., H. Mercier, P. Morin, E. de Boisseson, B. Cocquempot, and S. Bacon (2008), Origins of the uLSW in the Irminger Sea in 2002-2006, *Geophysical Research Letter*, submitted.
- Lumpkin, R., and K. Speer (2007), Global ocean meridonal overturning, *Journal of Physical Oceanography*, 37, doi :10.1175/JPO3130.1.
- Lumpkin, R., K. G. Speer, and K. P. Koltermann (2008), Transports across 48°n in the atlantic ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 38, doi :10.1175/2007JPO3636.1.
- Lux, M., H. Mercier, and M. Arhan (2000), Interhemispheric exchanges of mass and heat in the Atlantic Ocean in January-March 1993, *Deep Sea Research I*, 48, 605–638.
- Macrande, A., U. Send, H. Valdimarsson, S. Jonsson, and R. H. Käse (2005), Interannual changes in the overflows from the Nordic Seas into the Atlantic Ocean through Denmark Strait, *Geophysical Research Letter*, 32, L06606, doi :10.1029/2004GL021463.
- Marsh, R., B. A. de Cuevas, A. C. Coward, H. L. Bryden, and M. Alvarez (2005), Thermohaline circulation at three key sections in the North Atlantic over 1985-2002, *Geophysical Research Letter*, 32, L10604, doi :10.1029/2004GL022281.
- Mauritzen, C., and S. Häkkinen (1999), On the relationship between dense water formation and the "Meridional Overturning Cell" in the North Atlantic Ocean, *Deep Sea Research I*, 46, 877–894.
- McCartney, M. S., and R. A. Curry (1993), Transequatorial Flow of Antarctic Bottom Water in the Western Atlantic Ocean : Abyssal Geostrophy at the Equator, *Journal of Physical Oceanography*, 23, 1264–1276.
- Mercier, H. (1986), Determining the General Circulation of the Ocean : A Non Linear Inverse Problem, *Journal of Geophysical Research*, 91(C4), 5103–5109.
- Molines, J., B. Barnier, T. Penduff, L. Brodeau, A. M. Treguier, S. Theetten, and G. Madec (2007), Definition of the interannual experiment ORCA025-G70, 1958-2004, *Tech. Rep. LEGI-DRA-2-11-2006*, LEGI.
- Myers, P. G. (2007), Irminger Water Variability in the West Greenland Current, *Geophysical Research Letter*, submitted.
- Orvik, K. A., and P. Niiler (2002), Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic, *Geophysical Research Letter*, 29(19), doi :10.1029/2002GL015002.
- Osterhus, S., W. R. Turrell, S. Jonsson, and B. Hansen (2005), Measured volume, heat and salt fluxes from the Atlantic to the Arctic Mediterranean, *Geophysical Research Letter*, 32, L7603, doi :10.1029/2004GL022188.

- Osterhus, S., T. Shervin, D. Quadfasel, and B. Hansen (2008), The Overflow Transport East of Iceland, in *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes : Defining the Role of the Northern Seas in Climate*, pp. 427–440, Robert R. Dickson, Jens Meincke and Peter Rhines (eds.) Springer Science + Business Media B. V.
- Paillet, J., and H. Mercier (1997), An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation, *Deep Sea Research*, *44*(8), 1293–1328.
- Paillet, J., M. Arhan, and M. S. McCartney (1998), Spreading of Labrador Sea Water in the eastern North Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, *103*(C5), 10,223–10,239.
- Pascual, A., Y. Faugère, G. Larnicol, and P.-Y. L. Traon (2006), Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters, *Geophysical Research Letter*, *33*, L02611, doi :10.1029/2005GL024633.
- Pickart, S. R., M. A. Spall, M. H. Ribergaard, G. W. K. Moore, and R. F. Milliff (2003), Deep Convection in the Irminger Sea forced by the Greenland tip jet, *Nature*, *424*, 152–156.
- Pickart, S. R., D. J. Torres, and P. S. Fratantoni (2005), The East Greenland Spill Jet, *Journal of Physical Oceanography*, *35*, 1037–1053.
- Pollard, R. T., J. F. Read, and N. P. Holliday (2004), Water masses and circulation pathways through the Iceland Basin during Vivaldi 1996, *Journal of Geophysical Research*, *109*(C04004), doi :10.1029/2003JC002067.
- Poole, R., and M. Tomczak (1999), Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline, *Deep Sea Research I*, *46*, 1895–1921.
- Pérez-Brunis, P., T. Rossby, and D. R. Watts (2004), Absolute Transports of Mass and Temperature for the North Atlantic Current-Subpolar Front System, *Journal of Physical Oceanography*, *34*, 1870–1883.
- Rahmstorf, S. (1999), Shifting seas in the greenhouse?, *Nature*, *399*, 523–524, doi : 10.1038/21066.
- Reigber, C., R. Schmidt, F. Flechtner, R. König, U. Meyer, K.-H. Neumayer, P. Schwintzer, and S. Y. Zhu (2005), An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE : EIGEN-GRACE02S, *Advanced Space Research*, *31*, 1883–1888, doi :10.1016/S0273-1177(03)00162-5.
- Reverdin, G., P. P. Niiler, and H. Valdimarsson (2003), North Atlantic Ocean surface currents, *Journal of Geophysical Research*, *108*, doi :10.1028/2001JC001020.
- Rhein, M., D. Kieke, and R. Steinfeldt (2007), Ventilation of the Upper Labrador Sea Water, 2003-2005, *Geophysical Research Letter*, *34*, L06603, doi :10.1029/2006GL028540.
- Rio, M.-H., and F. Hernandez (2004), A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model, *Journal of Geophysical Research*, *109*(C12032), doi :10.1029/2003JC002226.

- Rosby, T., M. D. Prater, H.-M. Zhang, S. Anderson-Fontana, P. Perez-Brunis, P. Lazarevich, A. S. Bower, and P. L. Richardson (2000), Warm-water pathways in the Subpolar North Atlantic : Some case studies, *International WOCE Newsletter*, 38, 17–19.
- Sarafanov, A., A. Sokov, A. Demidov, and A. Falina (2008), Warming and salinification of intermediate and deep waters in the Irminger Sea and Iceland Basin in 1997-2006, *Geophysical Research Letter*, 34, L23609, doi :10.1029/2007GL031074.
- Saunders, P. M. (1994), The flux of overflow water through the Charlie Gibbs Fracture Zone, *Journal of Geophysical Research*, 99, 12,343–12,355.
- Saunders, P. M. (2001), The Dense Northern Overflows, in *Ocean Circulation and Climate*, pp. 401–417, G. Sielder J. Church J. Gould.
- Schmitz, W. J., Jr., and M. S. McCartney (1993), On the North Atlantic circulation, *Reviews of Geophysics*, 31(1), 29–49.
- Schott, F., L. Stramma, and J. Fischer (1999), Interaction of the North Atlantic Current with the deep Charlie Gibbs Fracture Zone throughflow, *Geophysical Research Letter*, 26, 369–372.
- Schott, F. A., R. Zantopp, L. Stramma, M. Dengler, J. Fischer, and M. Wibaux (2004), Circulation and Deep-Water Export at the Western Exit of the Subpolar North Atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, 34, 817–843.
- Serreze, M. C., A. P. Barrett, A. G. Slater, R. A. Woodgate, K. Aagaard, R. B. Lamers, M. Steele, R. Moritz, M. Meredith, and C. M. Lee (2006), The large-scale freshwater cycle of the Arctic, *Journal of Geophysical Research*, 111(C11010), doi : 10.1029/2005JC003424.
- Sutherland, D. A., and R. S. Pickart (2007), The East Greenland Coastal Current : Structure, variability, and forcing, *Progress in Oceanography*, submitted.
- Sy, A., U. Schauer, and J. Meinke (1992), The North Atlantic Current and its associated hydrographic structure above and eastwards of the Mid-Atlantic Ridge, *Deep Sea Research*, 39(5), 825–853.
- Talagrand, O. (1998), A posteriori evaluation and verification of analysis and assimilation algorithms, *Proceedings of Workshop on Diagnosis of Data Assimilation Systems*, Reading, UK.
- Talley, L. D. (2003), Shallow, Intermediate, and Deep Overturning Components of the Global Heat Budget, *Journal of Physical Oceanography*, 33, 530–560.
- Talley, L. D., and M. McCartney (1982), Distribution and circulation of Labrador Sea Water, *Journal of Physical Oceanography*, 12(5), 1189–1205.

- Tanhua, T., K. A. Olsson, and E. Jeansson (2008), Tracer Evidence of the Origin and Variability of Denmark Strait Overflow Water, in *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes : Defining the Role of the Northern Seas in Climate*, pp. 475–503, Robert R. Dickson, Jens Meincke and Peter Rhines (eds.) Springer Science + Business Media B. V.
- Tarantola, A. (1987), *Inverse Problem Theory*, 613 pp., Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam - Oxford - New York - Tokyo.
- Tarantola, A., and B. Valette (1982), Generalized nonlinear problems solved using the least squared criterion, *Review of Geophysics*, *20*, 219–232.
- Thierry, V., E. de Boisseson, and H. Mercier (2008), Interannual variability of Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge during 1990-2006, *Journal of Geophysical Research*, *113*(C04016), doi :10.1029/2007JC004443.
- Treguier, A.-M., S. Theetten, E. Chassignet, T. Penduff, R. Smith, L. Talley, J. O. Beismann, and C. Böning (2005), The North Atlantic subpolar gyre in four high-resolution models, *Journal of Physical Oceanography*, *35*(5), 757–774, doi :10.1175/JPO2720.1.
- Treguier, A.-M., C. Gourcuff, P. Lherminier, H. Mercier, B. Barnier, G. Madec, J. Molines, T. Penduff, L. Czeschel, and C. Böning (2006), Internal and forced variability along a section between Greenland and Portugal in the CLIPPER Atlantic model, *Oceans Dynamics*, *56*, 568–580.
- Visbeck, M. (2002), Deep velocity profiling using Lowered Acoustic Doppler Current Profilers : bottom track and inverse solutions, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *19*(5), 794–807.
- Visbeck, M., E. P. Chassignet, R. G. Curry, T. L. Delworth, R. R. Dickson, and G. Krahnemann (2003), The Ocean Response to North Atlantic Oscillation Variability, In : *Hurrell JM, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck M (eds) The North Atlantic Oscillation : climatic significance and environmental impact. Geophy Monogr*, *134*, 113–146.
- Wilkinson, D., and S. Bacon (2005), The spatial and temporal variability of the East Greenland Coastal Current from historic data, *Geophysical Research Letter*, *32*.
- Wood, R. A., A. B. Keen, J. F. Mitchell, and J. M. Gregory (1999), Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO_2 forcing in a climate model, *Nature*, *399*, 572–575.
- Woodgate, R. A., and K. Aagaard (2005), Revising the Bering Strait freshwater flux into the Arctic Ocean, *Geophysical Research Letter*, *32*, L02602, doi :10.1029/2004GL021747.
- Worthington, L. V. (1976), *On the North Atlantic circulation*, no. 6 in Hopkins Oceanographic Studies Series, 110 pp., The Hopkins University Press.
- Wunsch, C. (1978), The North Atlantic General Circulation West of 50°W Determined by Inverse Methods, *Reviews of Geophysics and Space Science*, *16*(4), 583–620.

- Wunsch, C. (1996), *The Ocean Circulation Inverse Problem*, 458 pp., Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Wunsch, C., and E. M. Gaposchkin (1980), On Using Satellite Altimetry to Determine the General Circulation of the Oceans With Application to Geoid Improvement, *Reviews of Geophysics and Space Science*, 18(4), 725–745.
- Yashayaev, I., M. Bersch, and H. M. van Aken (2007), Spreading of the Labrador Sea Water to the Irminger and Iceland basins, *Geophysical Research Letter*, 34, L10602, doi :10.1029/2006GL028999.

Annexe A

Liste des acronymes

AABW	Eau Antarctique de Fond (AntArctic Bottom Water)
ADCP	Profileur de Courant à Effet Doppler ("L-" pour Lowered et "S-" pour Ship)
ADT	Topographie Dynamique Absolue
AW	Eau Atlantique
CGFZ	Zone Fracture de Charlie-Gibbs
CTD	Conductivité Température Profondeur
DSOW	Eau Déversante du Détroit du Danemark
DWBC	Courant Profond de Bord Ouest
EBC	Courant de Bord Est
EGC	Courant Est Groenlandais
EGCC	Courant Côtier Est Groenlandais
ENAW	Eau Nord Est Atlantique
HT	Transport de Chaleur
IAP	Plaine Abyssale Ibérique
IC	Courant d'Irminger
ISOW	Eau Déversante Islande-Ecosse
LC	Courant du Labrador
LSW	Eau de la Mer du Labrador
MAR	Ride Médio-Atlantique
MDT	Topographie Dynamique Moyenne
MOC	Cellule Méridienne de Retournement

MW	Eau Méditerranéenne
NAC	Courant Nord Atlantique
NACW	Eau Centrale Nord Atlantique
NADW	Eau Profonde Nord Atlantique
NAO	Oscillation Nord Atlantique
PW	Eau Polaire
RR	Ride de Reykjanes
SLA	Anomalie du Niveau de la Mer
SPMW	Eau Sub-Polaire Nord Atlantique
SSH	Hauteur du Niveau de la Mer
XBT	BathyThermographe à Sonde Perdue
WBC	Courant de Bord Ouest (surface-fond)
WGC	Courant Ouest Groenlandais

Annexe B

Coupes en température, salinité et oxygène des 4 campagnes

Les sections de température, salinité et oxygène sont présentées sur les figures suivantes pour les 4 campagnes : Fourex 1997, Ovide 2002, 2004 et 2006. Les traits rouges ou verts représentent les isopycnes (en kg/m^3) $\sigma_2 = 36.76$, $\sigma_2 = 36.94$ et $\sigma_4 = 45.85$.

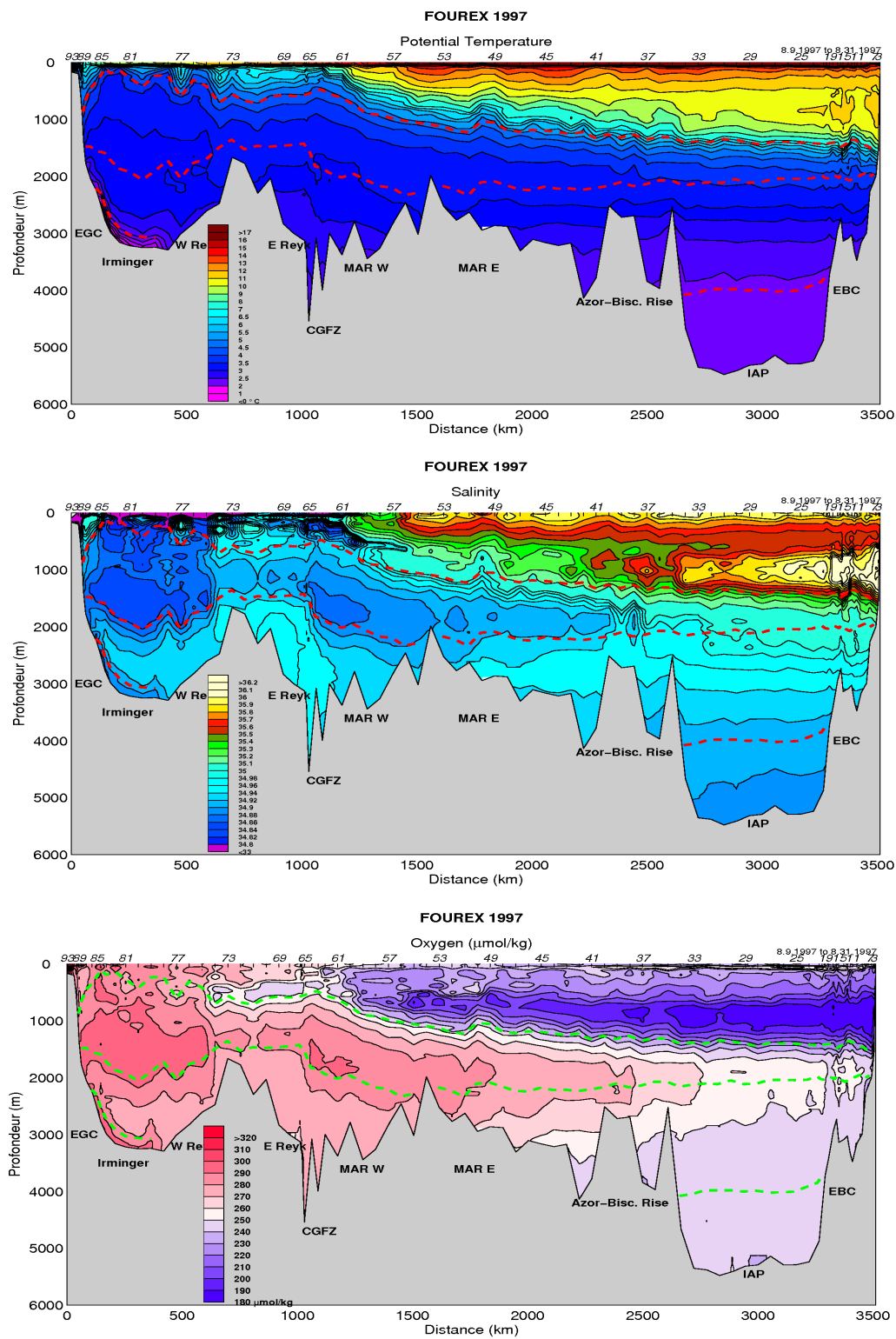


FIG. B.1: Température (en haut) Salinité (au centre) et Oxygène (en bas) mesurées pendant Fourerx 1997.

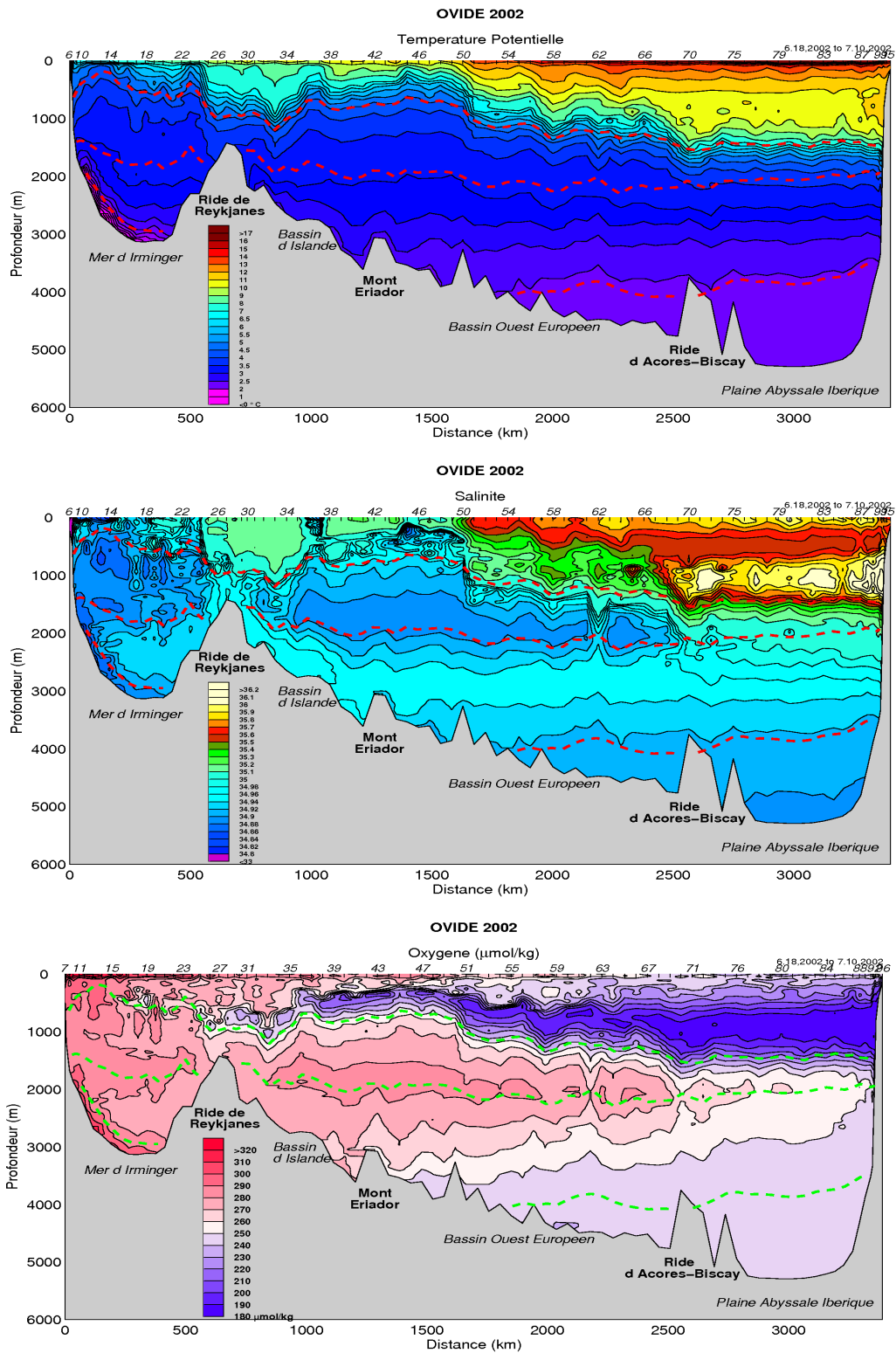


FIG. B.2: Température (en haut) Salinité (au centre) et Oxygène (en bas) mesurées pendant Ovide 2002.

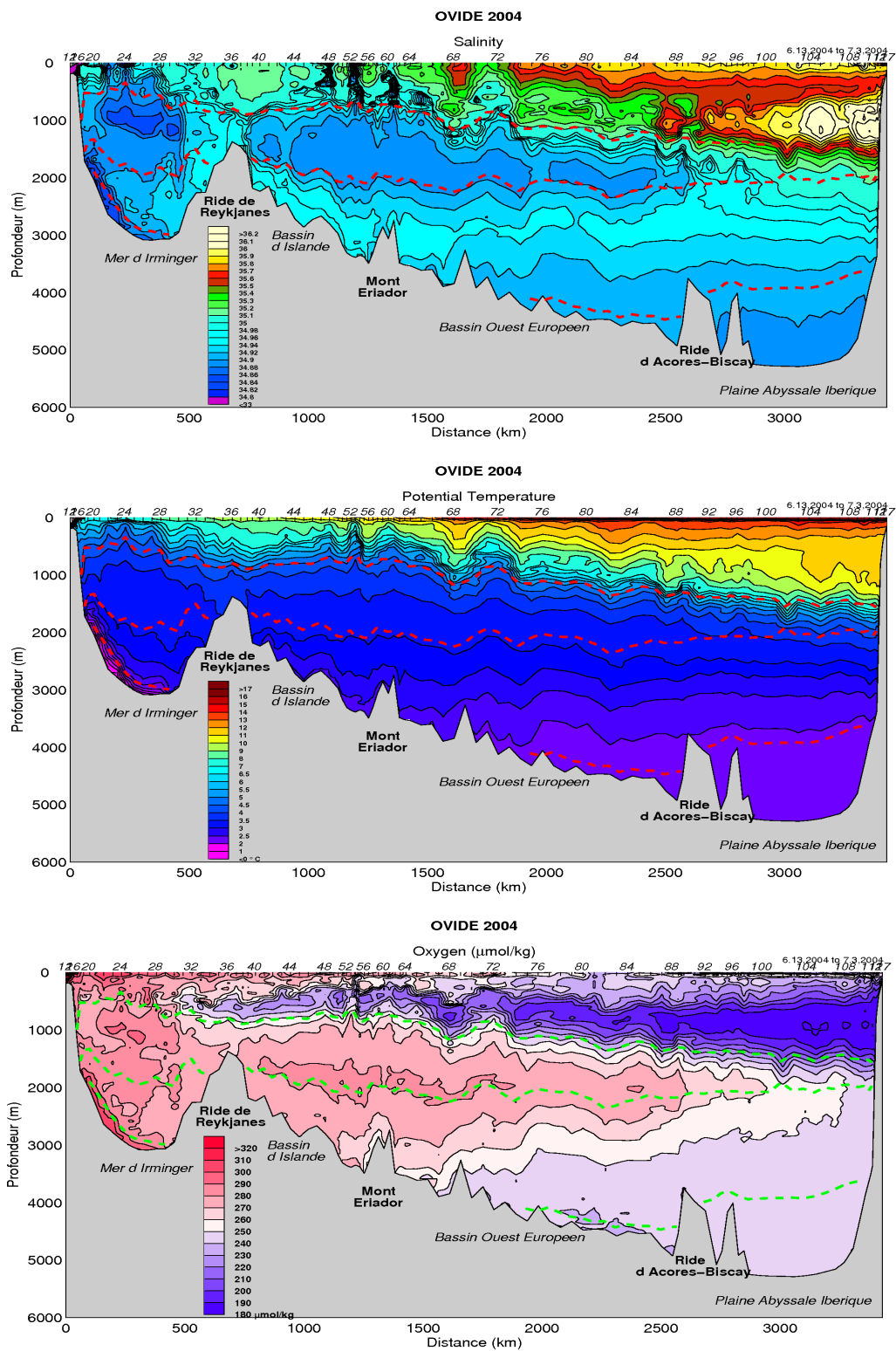


FIG. B.3: Température (en haut) Salinité (au centre) et Oxygène (en bas) mesurées pendant Ovide 2004.

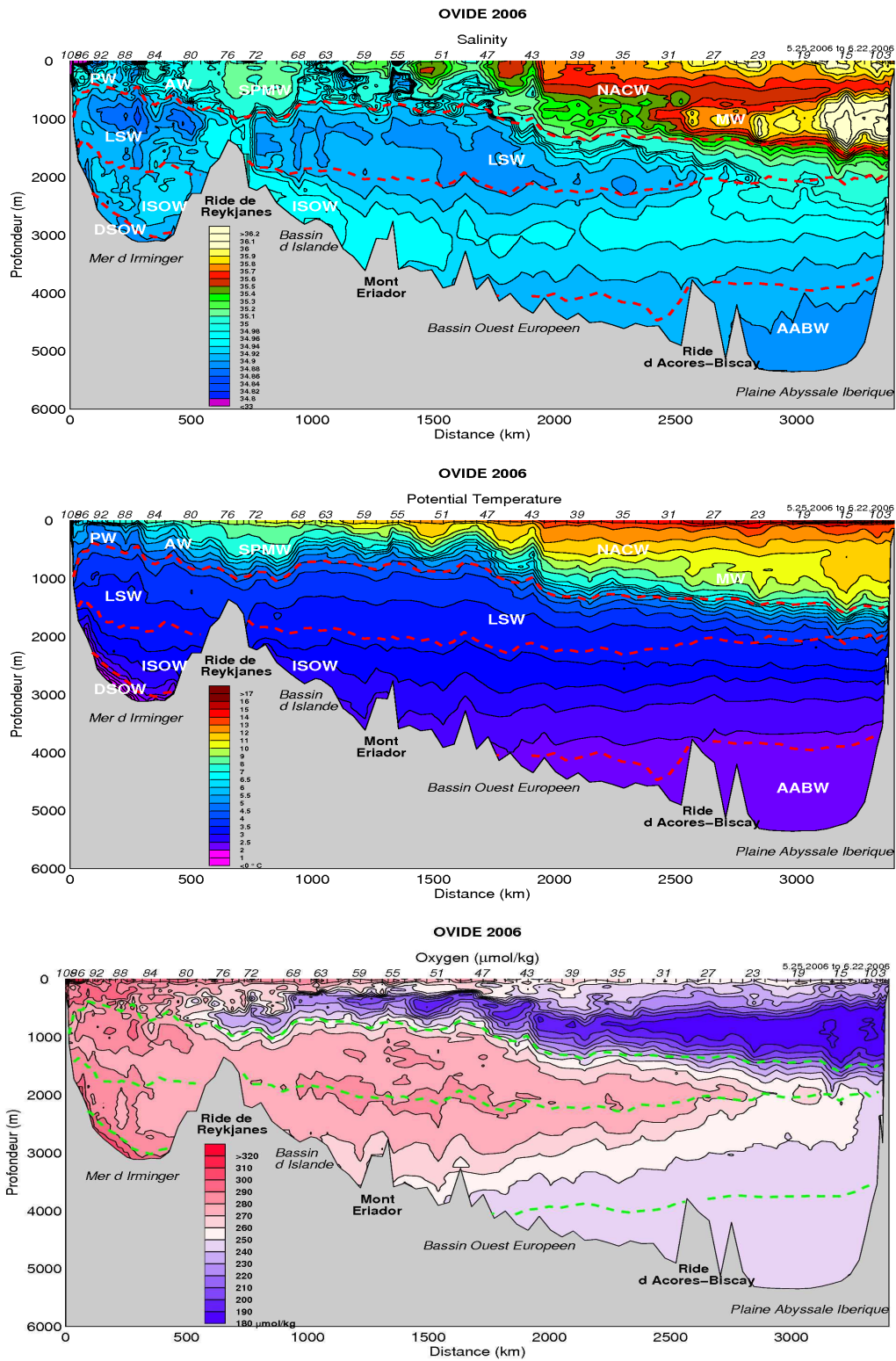


FIG. B.4: Température (en haut) Salinité (au centre) et Oxygène (en bas) mesurées pendant Ovide 2006.

Annexe C

Lherminier et al. (2007)

L'article de P. Lherminier et al. publié en 2007 dans *Journal of Geophysical Research* et intitulé *Transports across the 2002 Greenland-Portugal Ovide section and comparison with 1997* est présenté ici.

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH

JUL 4 2007; 112 (C7) NIL_26-NIL_45

<http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003716>

© 2007 by the American Geophysical Union.

Archimer

Archive Institutionnelle de l'Ifremer

<http://www.ifremer.fr/docelec/>

Transports across the 2002 Greenland-Portugal Ovide section and comparison with 1997P. Lherminier¹, H. Mercier¹, C. Gourcuff¹, M. Alvarez²,
S. Bacon³ and C. Kermabon¹

1 Laboratoire de Physique des Océans (LPO), Ifremer, Plouzané, France

2 Instituto de Investigaciones Marinas (CSIC), Vigo, Spain. Now at Facultade de Ciencias, Univ. Vigo, Campus Lagoas Marcosende, s/n 36200, Vigo, Spain

3 National Oceanographic Centre (NOC), Southampton, UK

Abstract:

The first Ovide cruise occurred in June–July 2002 on R/V *Thalassa* between Greenland and Portugal. The absolute transports across the Ovide line are estimated using a box inverse model constrained by direct acoustic Doppler current profiler velocity measurements and by an overall mass balance (± 3 Sv, where $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) across the section. Main currents are studied and compared to the results of the similar Fourx section performed in August 1997 and revisited here. The meridional overturning cell (MOC) is estimated in two different ways, both leading to a significantly lower value in June 2002 than in August 1997, consistent with the relative strength of the main components of the MOC (North Atlantic Current and deep western boundary current). It has been found that the MOC calculated on density levels is more robust and meaningful than when calculated on depth levels, and it is found to be 16.9 ± 1.0 Sv in 2002 versus 19.2 ± 0.9 Sv in 1997. The 2002 heat transport of $0.44 \pm 0.04 \times 10^{15}$ W is also significantly different from the $0.66 \pm 0.05 \times 10^{15}$ W found in 1997, but it is consistent with the much weaker integrated warm water transport across the section than in 1997.

Keywords: North Atlantic circulation; meridional overturning cell; hydrographic section

Transports across the 2002 Greenland-Portugal Ovide Section and Comparison with 1997

P. Lherminier,¹ H. Mercier,¹ C. Gourcuff,¹ M. Alvarez,² S. Bacon³ and C. Kermabon,¹

Abstract.

The first Ovide cruise occurred in June-July 2002 on R/V *Thalassa* between Greenland and Portugal. The absolute transports across the Ovide line are estimated using a box inverse model constrained by the direct acoustic Doppler current profiler velocity measurements and by an overall mass balance (± 3 Sv, where $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) across the section. Main currents are studied, and compared to the results of the similar Fourex section performed in August 1997 and revisited here. The Meridional Overturning Cell (MOC) is estimated in two different ways, both leading to a significantly lower value in June 2002 than in August 1997, consistent with the relative strength of the main components of the MOC (North Atlantic Current and Deep Western Boundary Current). It has been found that the MOC calculated on density levels is more robust and meaningful than when calculated on depth levels, and is found to be 16.9 ± 1.0 Sv in 2002, versus 19.2 ± 0.9 Sv in 1997. The 2002 heat transport of $0.44 \pm 0.04 \times 10^{15}$ W is also significantly different from the $0.66 \pm 0.05 \times 10^{15}$ W found in 1997, but it is consistent with the much weaker integrated warm water transport across the section than in 1997.

1. Introduction

The upper limb of the Meridional Overturning Cell (MOC) in the North Atlantic carries warm, salty water which is progressively cooled and transformed into subpolar mode water and intermediate and deep waters by winter convection in the Labrador, Irminger Sea and Greenland Sea as well as by transformation on the continental shelves. The lower limb of the MOC carries these cold waters southward. They are modified by entrainment of warmer waters when crossing the bathymetric sills separating the basins. There is also a return surface branch carrying fresh, cold water originating in the Arctic. This MOC is associated with northward heat transport in the North Atlantic and its variability could be related to European climate change.

The warm, salty water is transported in the North Atlantic Current (NAC) toward the subpolar seas. Its variability has been indirectly studied through observations by *Bryden et al.* [2005], who find in the subtropics a decrease of about 6 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) in the transport of the lower component of the North Atlantic Deep Water since 1957, consistent with the baroclinic Deep Western Boundary Current reduction of about 5 Sv seen after about 1990 in *Bacon* [1998a].

In *Bryden et al.* [2005], this long-term variability is compensated by a stronger southward thermocline flow, thus leading to a plausible decrease in the NAC net northward transport. However, these changes are not easily captured with existing observations north of 50°N when one considers the strength of the monthly to interannual variability and the complex relation between the very strong Subtropical Gyre intensity and the eddy rich and relatively weak NAC at this latitude. *Curry and McCartney* [2001] find that at higher latitudes, the low-frequency NAC variability is relatively well captured by a transport index, based on potential energy anomaly between the Labrador Basin and Bermuda. This index relates to the combined Subtropical

and Subpolar Gyre transport variability responding to the North Atlantic Oscillation (NAO) on the decadal timescale, and shows a maximum in the early 1990s after a minimum in the 1960s. The authors emphasize the strong non-linearities that lead to important interannual variability. Following the same general idea, *Häkkinen and Rhines* [2004] compute a Subpolar Gyre index and exhibit a weakening of the Subpolar Gyre surface circulation in the late 1990s, found to be the low-frequency response to the NAO and consistent with *Flatau et al.* [2003]. *Hátún et al.* [2005] correlate this circulation weakening to the North Atlantic Current westward shift (also shown by *Bersch* [2002]) and salinity increase. However, it is not clear that the integrated transport of the NAC shows a correlated variability.

Interannual variability of overflow transport and properties is documented by *Macrander et al.* [2005] in the Denmark Strait and *Hansen and Østerhus* [2006] in the Faroe Bank Channel. They both show that although the monthly to interannual variability can reach 1 Sv, there is no observable decadal trend. However, hydrological properties of the overflows show an overall freshening that is reported in *Dickson et al.* [2002] along with all the components of the North Atlantic Deep Water.

¹Laboratoire de Physique des Océans (LPO), Ifremer, Plouzané, France

²Instituto de Investigaciones Marinas (CSIC), Vigo, Spain. Now at Facultade de Ciencias, Univ. Vigo, Campus Lagoas Marcosende, s/n 36200, Vigo, Spain

³National Oceanographic Centre (NOC), Southampton, UK

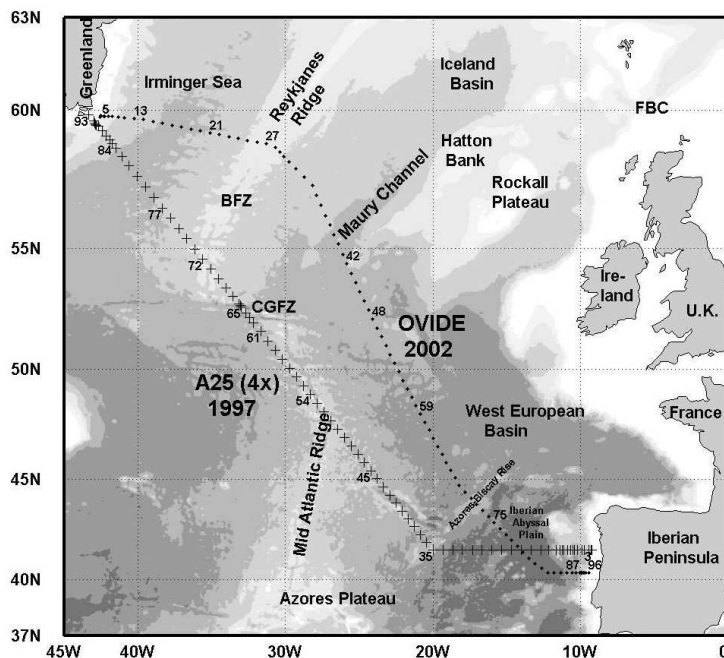


Figure 1. Ovide (squares) and Fourex (crosses) hydrological station locations plotted on bathymetry (500m intervals). CGFZ: Charlie-Gibbs Fracture Zone; BFZ: Bight Fracture Zone. FBC: Faroe-Bank Channel.

The MOC variability is the result of the variability of all the above components. It has been studied mainly in models, where it is generally computed as the maximum of the vertical stream function annual mean. Using hydrographic data, *Koltermann et al.* [1999] and *Bryden et al.* [2005] presented such analyses based on repeat hydrographic sections (at 48°N and 25°N respectively) that intersect the main components of the MOC, and both observed an MOC variability. The Ovide (Observatoire de la Variabilité Interannuelle à DEcennale) project aims to repeat a trans-oceanic hydrographic section from Greenland to Portugal every other year (Figure 1). It is part of the CLIVAR and CARBOOCEAN international programs that are focused on ocean climate variability. The chosen section crosses the main currents implicated in the North Atlantic MOC, and is close to the A25 section ("Fourex") of the World Ocean Circulation Experiment performed in 1997. The goal is to contribute to the monitoring of the inter-annual variability of the water masses as well as the variability of the mass, heat, and tracer transports in the northern

North Atlantic Ocean, based on thermal wind equations and mass balance, but also on direct current measurements along the section.

We present an analysis of the Ovide first realization that was carried out in June-July 2002. Results from the 1997 Fourex section discussed in *Álvarez et al.* [2004] have been revisited with the same method. Main transports of August 1997 and June-July 2002 could then be consistently compared. A discussion of the estimation and variability of the MOC in these data follows, leading to the calculation of the MOC in potential density coordinates (MOC_{σ}) that is likely to be the most significant index on such a section for water mass transformation north of the section and for the MOC.

2. Data Set

2.1. CTD Data

The Ovide 2002 cruise was carried out on the French R/V *Thalassa*. The hydrographic section started on 18 June 2002 off Greenland and ended on 10 July 2002 off Portugal. A total of 104 hydrographic stations were carried out. Only 90 stations (numbers 6 to 96), which

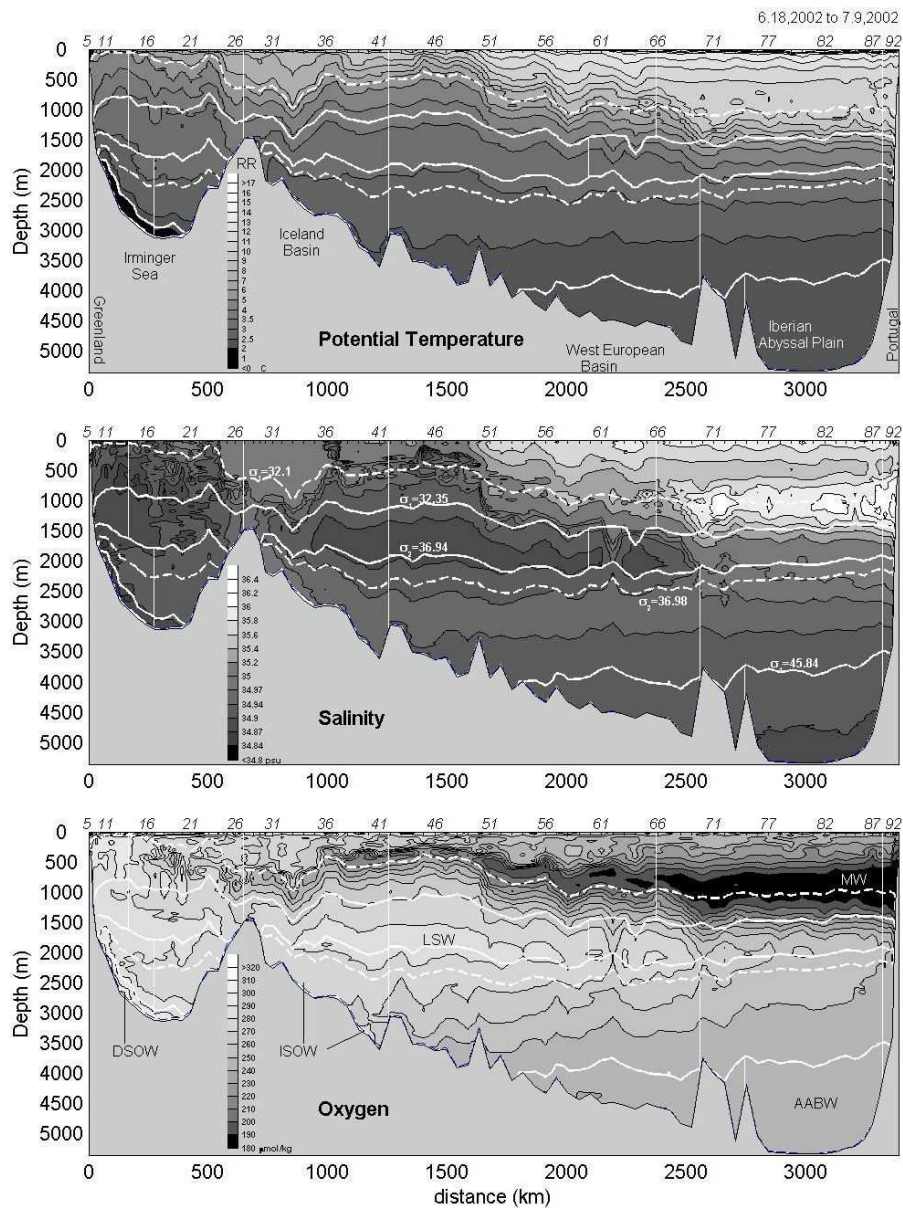


Figure 2. Section of temperature, salinity and oxygen along the Ovide line, from Greenland (left) to Portugal (right). Isopycnals are drawn in white; continuous lines for $\sigma_1 = 32.35$, $\sigma_2 = 36.94$ and $\sigma_4 = 45.84$ and dashed lines for $\sigma_1 = 32.1$ and $\sigma_2 = 36.98$. Vertical white lines delimit the main regions of the section shown on Figure 10. Water masses discussed in the text are shown on the bottom panel: Denmark Strait Overflow Water (DSOW), Iceland-Scotland Overflow Water (ISOW), Labrador Sea Water (LSW), Antarctic Bottom Water (AABW) and Mediterranean Water (MW).

form the coast to coast section, are used in this work (Figure 1). At the time R/V *Thalassa* arrived at the tip of Greenland, the shelf was covered with ice, preventing any measurement to be carried out inshore of the 200 m bathymetric contour. The section was interrupted at station 72 for recovering moorings. It was resumed 4 days later at exactly the same location (sta-

tion 73). Since θ -S properties and currents measured at stations 72 and 73 were acceptably similar, we chose to ignore the latter in our analysis. At the end of the section, measurements were carried out on the Portugal Shelf.

At each station, measurements of temperature, salinity and dissolved oxygen concentration as a function of pressure were obtained using a Neil Brown Mark III

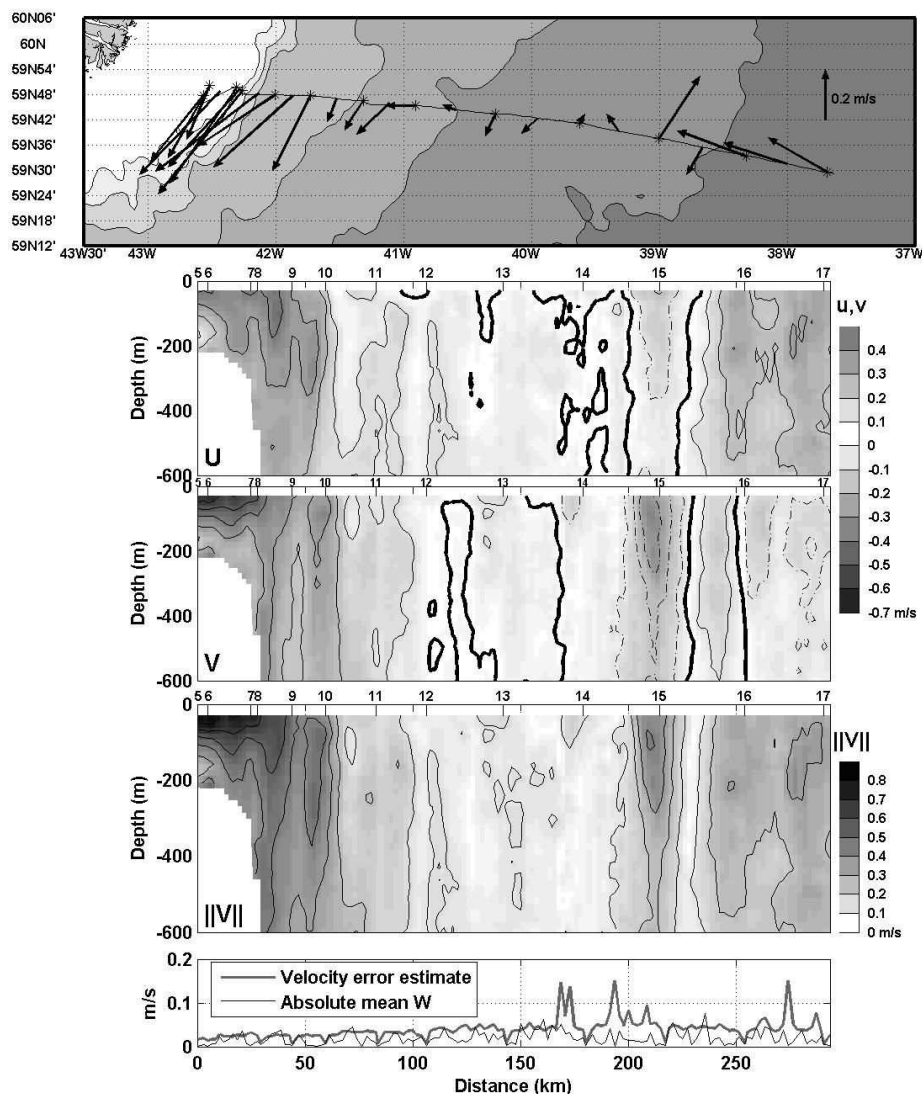


Figure 3. Currents measured by the SADCP. The ship route of the northern part of the section is shown on the first panel, on top of bathymetry (500m intervals). The south tip of Greenland (Cape Farewell) is visible. Stars indicate stations and vectors are local subsurface velocities, averaged between 100 and 200m and between stations (or for station duration). The three central plots present the zonal (U , positive eastward), meridional (V , positive northward) and absolute ($\|V\|$) velocities as a function of distance (from station 5) and depth. Contours are plotted every 0.1 m s^{-1} ; they are dashed for positive values (for U and V only) and bold for the 0 contour. The white patch indicates the seafloor. The bottom plot presents an error estimate of the 20-ensemble mean velocity and an average of the vertical velocity, both between 100 and 400m.

CTDO₂ probe. The rosette was equipped with 28 8-liter bottles. Seawater samples were analysed on board R/V Thalassa to determine salinity and dissolved oxygen concentration - for CTDO₂ calibration purpose - as well as nutrients, CFCs, pH and alkalinity. The CTDO₂ measurement accuracies are thought to be better than 1 db for pressure, 0.002°C for temperature, 0.003 for salinity and $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ for dissolved oxygen [Billant

et al., 2004]. For further reference, the vertical sections of properties (θ , S , O_2) are shown in Figure 2.

2.2. SADCP Data

Velocity measurements between 32 m and 600 m were obtained using R/V Thalassa's RD Instruments 75 kHz Ship Acoustic Doppler Current Profiler, referred to as the SADCP in the following. The four beams of the instrument pinged every 2 or 3 seconds, and velocity profiles were calculated as ensemble averages of 20 val-

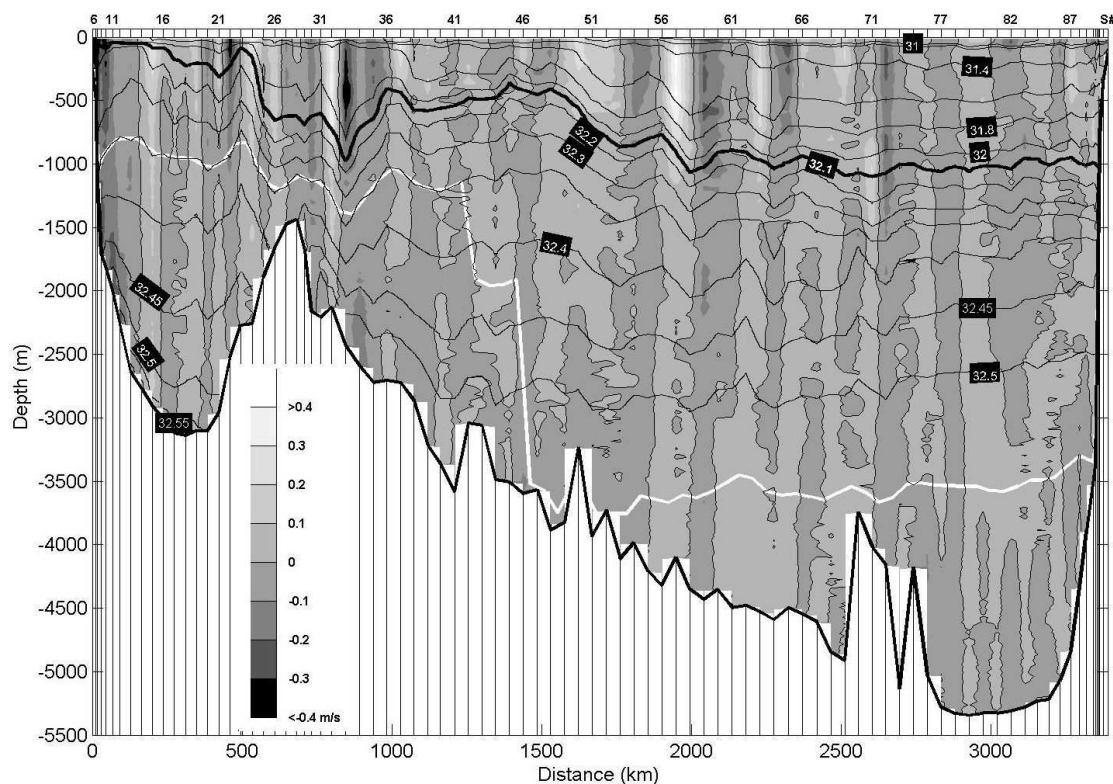


Figure 4. LADCP velocities measured on Ovide 2002 section. Velocities are counted positive northward, and zero contours are underlined. Thin black lines: labelled contours of σ_1 density. Thick white line: reference levels chosen for computing geostrophic velocities.

ues, after removing the ship velocities. A high level of quality was obtained by using combined navigation data from a differential GPS and two gyrocompasses, and by carefully flagging the data using median filters and tests on the vertical velocity and the velocity error estimate. By comparing currents during the stations and underway, we could crudely verify that the ship velocity was correctly removed. The correlation between the ship velocity and the current component along the trajectory during acceleration phases was then minimized by correcting the ADCP alignment by 0.45 degrees. The correction on measured current velocities is small (less than 0.02 m s^{-1}), but since the ship is always moving in the same direction, the cumulative error without the correction would lead to a 30 Sv transport southeastward. Note however that the data tended to get noisier after station 74, which is most probably a consequence of the oligotrophy of the Iberian Basin water. A section of the East Greenland Current (EGC) is shown on Figure 3. The estimated errors on the 20-ensemble mean velocity are of the order of 0.03 m s^{-1} , showing that the measured vertical velocity is mainly noise.

2.3. LADCP Data

The rosette was equipped with a 150 kHz downward-looking and a 300 kHz upward-looking RD Instrument lowered Acoustic Doppler Current Profiler (LADCP). Both LADCPs returned data at every station. Using the inverse method developed by *Visbeck* [2002], the two data sets were combined to estimate the horizontal velocity profiles at station locations. For 18 stations, data from the 300 kHz upward-looking LADCP were omitted because of their poor quality [*Lherminier et al.*, 2003]. On complex bathymetry features, the influence of the bottom tracking was reduced for 14 stations to the last 50m instead of 300m, thus reducing the effect of lateral reflections. Profiles were then studied one by one and compared with the SADCPC station-averaged profiles. For 27 stations where comparison was not satisfactory, LADCP profile calculation took into account SADCPC data to improve the first 600 meters.

The section of LADCP currents perpendicular to the Ovide line is plotted on Figure 4. The horizontal gradients of density (see σ_1 isolines on the figure) are consistent with direct measurements of velocities. The SubArctic Front is noticeable at 1700 km (station 51, 51°N), where the main branch of the North Atlantic Current is measured by the LADCP down to 2500m depth. The LADCP measurements underline

the strongly barotropic character of the currents in the Subpolar Gyre, contrasting with the more baroclinic structures in the southern part of the section.

For both SADCPC and LADCP, the velocity due to the barotropic tide is estimated using the global 1/4 degree tide model of *Egbert et al.* [1994]. Although the resolution is not suitable on the shelves, we observe that tide currents explain most of the bottom currents on the Iberian shelf, as expected. This is not so clear on the Greenland shelf, as it will be discussed in section 4.2, but we prefer to simply keep the correction as is. All the discussions below use de-tided current data, explicitly noted otherwise.

2.4. ADCP Velocity Profiles

Comparison of on-station SADCPC and LADCP velocity profiles is useful to check the quality of the data. Then the averaged profiles between stations are compared to geostrophy and differences are interpreted, as explained hereafter on three examples. Note that for a pair of stations, the SADCPC mean profile can be either (i) the average of on-station data, which is then directly comparable to the LADCP mean profile, or (ii) the average of the between-station data. We will show that the latter method is naturally more comparable to geostrophy.

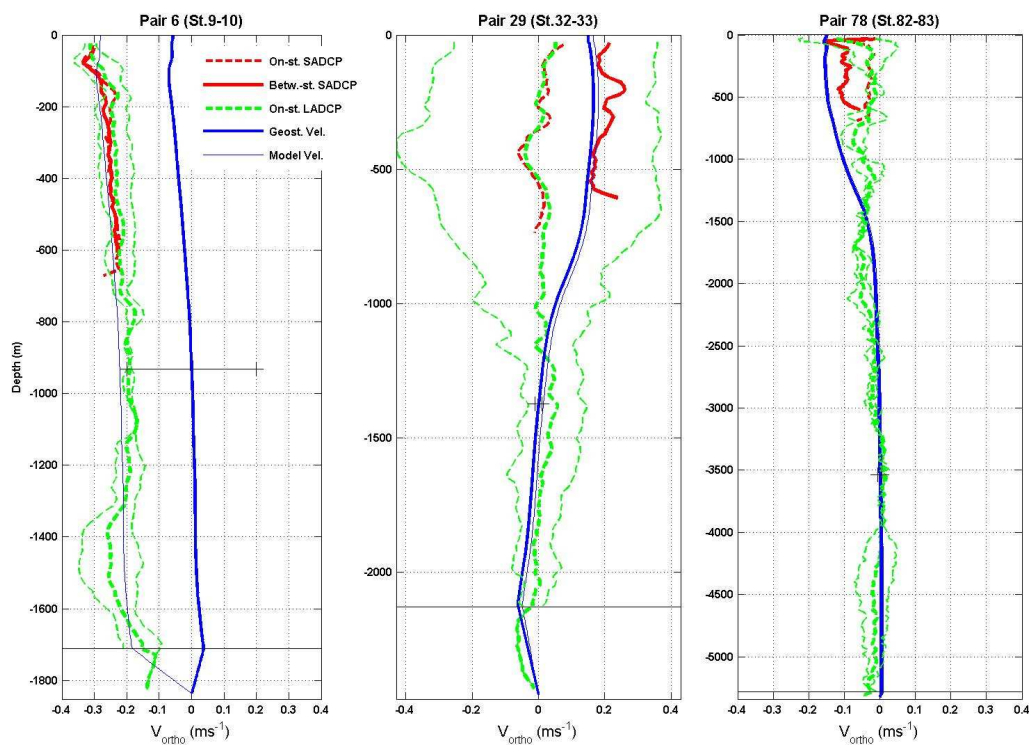


Figure 5. Profiles of the velocity perpendicular to the section at 3 pairs of stations. The red lines are the velocities measured by the SADCPC: the average along the route between the stations is the thick line and the average of the velocities at both stations is the dashed line. In green dashed lines are the velocities measured by the LADCP on the rosette: both stations are represented by the thin lines, and the average by the thick line. The blue lines are the geostrophic profiles: a priori (thick) and after inversion (*S-sadcp*, thin). The horizontal thin line delimited by 2 crosses shows the $0 \pm \sigma^i$ range at the reference level for geostrophy. The other horizontal black line indicates the deeper common depth of the pair of stations.

When the circulation is barotropic, the direct velocity measurements differ significantly from the geostrophic profiles computed assuming a level of no motion. This

statement is illustrated by pair 6 (Figure 5) in the East Greenland Current, where all ADCP average profiles show a good agreement, but are shifted from the geostrophic profile although the shear is similar between 100 and 1000m.

Profiles averaged along the route (dashed on Figure 5) can be very different from those averaged on the stations. This is mainly explained by the station spacing of 47 km (reduced to 23 km on steep topography features, and 37 km in the Irminger Sea): any mesoscale feature less than 100 km wide can be mis-sampled. It can be seen on the Eastern side of the Reykjanes Ridge (RR) with the LADCP profiles of stations 32 and 33 (pair 29 on Figure 5): the ship crosses a 1000m-deep eddy that has a diameter of 100 km and velocities of about 0.4 m s^{-1} , but the structure is not symmetrically sampled, so the SADCPC average along the route differs by 0.2 m s^{-1} from the station averages (from SADCPC and LADCP). In this situation, the average along the route is more consistent with the shear of the geostrophic profile. Note that for this pair, SADCPC data were not used to improve LADCP profiles in the surface layer, and the agreement is nevertheless very good.

In the Iberian Abyssal Plain, LADCP velocity profiles were used to confirm the chosen reference level for the geostrophic calculation, as illustrated by the crosses on pair 78 of Figure 5.

3. Estimating The Absolute Velocities with the Inverse Model

3.1. Ekman Transports

The Ekman transports across the Ovide line are calculated from the wind stress of the European Centre Medium range Weather Forecast reanalysis ERA40 [Uppala *et al.*, 2005]. The value of $-0.95 \pm 0.51 \text{ Sv}$ was obtained by averaging June and July 2002.

3.2. The Box Inverse Model

The absolute geostrophic velocity field perpendicular to the Ovide section was estimated using the following steps. First, geostrophic velocities referenced to selected levels were computed for each station pair. Then, the unknown velocities at the reference levels were estimated by minimizing the weighted sum of:

1. The squared reference level velocities,
2. The squared residuals of transport constraints derived from the SADCPC and LADCP measurements,
3. The squared residual of an overall mass conservation constraint.

Noting u_r^i the unknown reference level velocity at station pair i , $T_{adcp}^{i,k}$ the SADCPC or LADCP derived transports at station pair i for a depth interval denoted as k , $T^{i,k}$ the corresponding model transports, R the residual of the mass constraint, then the u_r^i minimizes:

$$\sum_{i=1}^{n\text{pair}} \left(\frac{u_r^i}{\sigma^i} \right)^2 + \sum_{i=1}^{n\text{pair}} \left(\frac{T^{i,k}(u_r) - T_{adcp}^{i,k}}{\sigma_{adcp}^{i,k}} \right)^2 + \left(\frac{R(u_r)}{\sigma_R} \right)^2$$

where σ^i is the expected amplitude of the velocity at the reference level at station pair i , $\sigma_{adcp}^{i,k}$ the uncertainty on the estimate of the ADCP-derived transport at station pair i for the depth interval k , and σ_R is the error on the mass conservation constraint. $n\text{pair}$ is the number of station pairs along the Ovide line.

This method is often referred to as "generalized least square inverse". It allows the computation of errors on reference level velocities [Mercier, 1986] and transports [Lux *et al.*, 2000]. Errors on mass and heat transports only include final uncertainties on the reference level velocities. The uncertainties (σ) implemented in the model are discussed hereafter. Transports crossing the section northeastward are counted positive.

3.3. Reference Levels

The reference levels (Figure 4) were first chosen to produce reasonable deep circulation schemes before inversion. In the Irminger Sea and over the eastern flank of the Reykjanes Ridge, the reference levels were set at $\sigma_1 = 32.35$ or at the bottom if shallower. Such a reference level, close to 1000m, produces a deep cyclonic circulation in the Irminger Sea, in agreement with Bacon [1998a]. This choice is close to the minimum current intensity observed in the LADCP data between the East Greenland Current above and the Deep Western Boundary Current (DWBC) below. In the West European Basin and the Iberian Abyssal Plain, the reference level was chosen at $\sigma_4 = 45.84$ or at the bottom if shallower following McCartney [1992]. It gives a net northward geostrophic flow of Antarctic Bottom Water (AABW) of 1.3 Sv, which is a typical value for this water mass transport [McCartney, 1992; Saunders, 1987]. From stations 42 to 46, the reference levels were chosen at $\sigma_2 = 36.94$, consistent with LADCP measurements.

As explained above, the assumption of no motion at the reference level is weighted by the standard deviation σ^i which takes into account the direct current observations. It is chosen wider on the western boundary and around Reykjanes Ridge, where currents are more barotropic (Figure 6).

3.4. Overall Mass Constraint

The mass constraint requires that the sum of the geostrophic and Ekman transports perpendicular to the Ovide line be equal to 1 Sv northward. This value is consistent with the algebraic sum from the $0.8 \pm 0.1 \text{ Sv}$ inflow through Bering Strait [Woodgate and Aagaard, 2005], the $2.6 \pm 1 \text{ Sv}$ export through Davis Strait [Cuny *et al.*, 2005], and the 0.2 Sv estimate for P-E+R in the Arctic [Serreze *et al.*, 2006]. This constraint is also supported by model estimates of the transport from the Subpolar Seas into the Arctic Ocean [Maslowski *et al.*, 2004].

A net error of $\sigma_R = 3 \text{ Sv}$ is applied to the mass balance, following the analysis of Ganachaud [2003], where it is shown that the ageostrophic variability of the ocean

is predominant over the non-synopticity of the measurements in this error estimate.

As a matter of fact, imposing 0, 1 or 1.5 Sv northward for the overall mass balance has no significant impact on the result, as expected from the associated 3 Sv error.

3.5. SADCP constraints

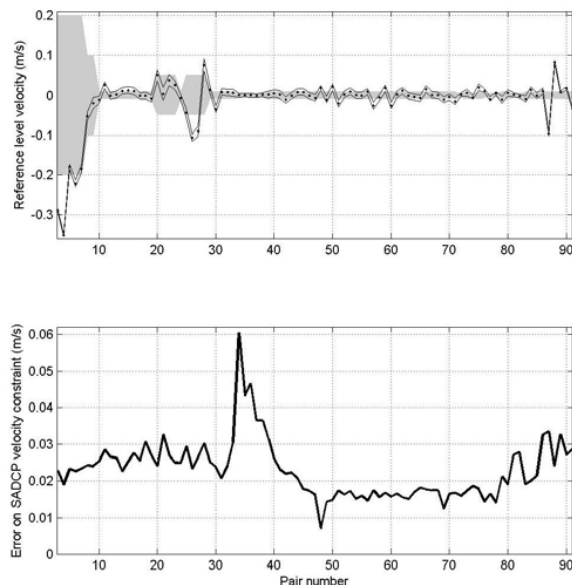


Figure 6. Top: for each pair of station numbered from 3 to 91, velocities at the reference level with errors from the inverse model solution S_{sadcp} , on top of σ^i , the expected amplitude as set in the model (grey area). Bottom: calculated errors on SADCP mean velocity between 86m and 310m (or bottom). These values are transformed into transport errors $\sigma_{adcp}^{i,k}$ and implemented directly into the inverse model.

Considering the sampling issues raised in section 2.4, it has been decided to mainly use the SADCP averaged along the ship route to constrain the model. Mass transports can be calculated between 86m and 310m (or bottom) depth for the 89 pairs of stations, by multiplying the measured mean velocity by the distance between stations times the layer thickness. This layer was chosen far enough from the surface to neglect the Ekman contribution, and above the depth where the signal to noise ratio weakens.

Estimating the transport estimate uncertainties $\sigma_{adcp}^{i,k}$ is important for the following study, since it conditions the influence of the SADCP data on the final results. The uncertainties has two sources: one is due to the instrumental error, and the other is due to the physical environment, i.e. ageostrophic (mainly inertial-gravity waves) and fine-scale currents, which scaling is assumed to be smaller than a few kilometers. For each pair of

stations, the between-station route is divided into N independent 5-kilometer segments. The velocity standard deviations (std) are calculated between 86m and 310m depths for all the segments, representing the contributions of the two uncertainty sources. The velocity uncertainty is then deduced from the vertical and horizontal averages of the std values divided by \sqrt{N} . Uncertainties are found between 0.01 and 0.06 m s^{-1} for the whole section (Figure 6). They are quite representative of meteorological conditions with rough seas associated with larger error for pairs 34 to 39, and of the decreasing backscatter in the southern part of the section.

For 7 pairs of stations in the Iberian Abyssal Plain, SADCP data were unreliable because scattered occasional gaps led to an inappropriate sampling of the velocities along the route. In these cases, we chose to reduce the tolerance on the velocity at the reference level, thus reinforcing the hypothesis of no motion at this level. The pair 78 on Figure 5 is one of these pairs. For all of them, we could verify that LADCP measured velocities are close to zero at the reference level, as shown by the crosses on the figure.

The inversion referred to as *S-sadcp* in the following uses the SADCP transports between 86 m and 310 m depth and mass conservation to constrain the model at all station pairs.

3.6. LADCP constraints

Table 1. LADCP transports and errors by region in Sv. Layer 1 is defined from the surface to $\sigma_2 = 36.95$, and layer 2 from $\sigma_2 = 36.95$ to the bottom. Regions are plotted on Figure 2. "B." states for Boundary, "C." for Current, "O." for Overflow and "W." for Water.

Region	Layer	Stations	Transport
East Greenland C.	Layer 1	5 - 14	-28 ± 4
	Layer 2	5 - 17	-9 ± 3
Irminger Sea	Layer 1	14 - 27	$+19 \pm 11$
	Layer 2	17 - 27	$+4 \pm 4$
East Reykjanes	Layer 1	27 - 42	-18 ± 14
	Layer 2	27 - 42	-13 ± 3
Iceland Scotland O. W.	Layer 1	27 - 42	-18 ± 14
	Layer 2	27 - 42	-13 ± 3
North Atlantic C.	Layer 1	42 - 62	$+19 \pm 11$
	Layer 2	42 - 62	-10 ± 6
North Atlantic C. 2	Layer 1	62 - 75	$+8 \pm 15$
	Layer 2	62 - 75	$+8 \pm 8$
Iberian Basin	Layer 1	75 - 87	-8 ± 8
	Layer 2	75 - 87	-3 ± 10
Antarctic Bottom W.	Layer 1	75 - 87	-8 ± 8
	Layer 2	75 - 87	-3 ± 10
Eastern B. C.	Layer 1	87 - 96	$+5 \pm 2$
	Layer 2	87 - 96	-1 ± 3

Using LADCP velocity profiles to add information to the model is not straightforward when one considers the sampling issue explained in section 2.4. There are also other sources of local noise, due to a lack of scatterers in the water and to the influence of ageostrophic currents. While weak backscattering levels are more noticeable at depths below 2000m, the first 1000 meters are af-

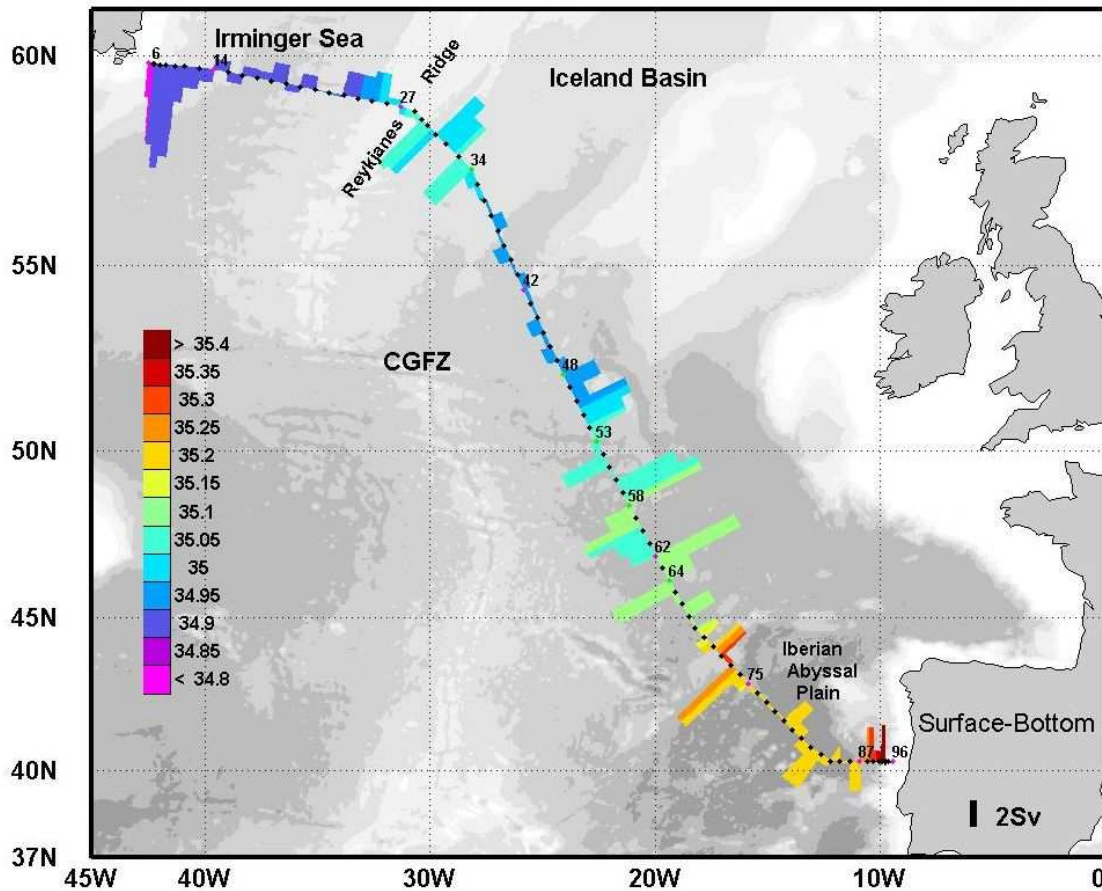


Figure 7. Vertically cumulative transports calculated from the S-sadcp run and plotted on the North Atlantic bathymetry, overlaid with the mean salinity of the water column at the corresponding location (in color). The dots are the stations.

ected by small scale baroclinic currents, as could be observed by comparing geostrophic vertical shear with LADCP measurements. For instance, internal tides can be seen on steep topographic features. So constraining the model with individual profiles introduces inconsistencies with the geostrophic transport estimates.

Instead of constraining the model by individual station pair data, a more satisfying solution is found by calculating LADCP integral transports for 7 regions and 2 layers (separated by $\sigma_2=36.95$). Table 1 gives the corresponding transport values used in the inverse model. The regions have been carefully chosen to describe the main current systems, and, therefore, add useful information to the geostrophic estimates. The transport errors $\sigma_{adcp}^{i,k}$ are estimated by incorporating a sampling error calculated as the rms of the transport differences between the 2 stations of the pairs. Based on the overall mass balance of the LADCP section, a 0.001 m s^{-1} bias error is included in the error estimates listed in Table 1.

The inversion referred to as *S-ladcp* hereafter uses the LADCP transports of Table 1.

3.7. Summary of model setup

The solution of the model that only takes into account the overall mass constraint of $1 \pm 3 \text{ Sv}$ is referred to as *S-geost*. In the solutions *S-sadcp* and *S-ladcp*, the current measurements were added as constraints for each pair of stations in S-sadcp, or for 7 regions and 2 layers in S-ladcp. In all the following discussion on transports, the *S-sadcp* solution is used, explicitly stated otherwise.

4. Transports

4.1. The Vertically Cumulative Transport

The vertically cumulative transports of S-sadcp are discussed hereafter (Figure 7). The salinity allows us to identify the water masses that dominate in the water column.

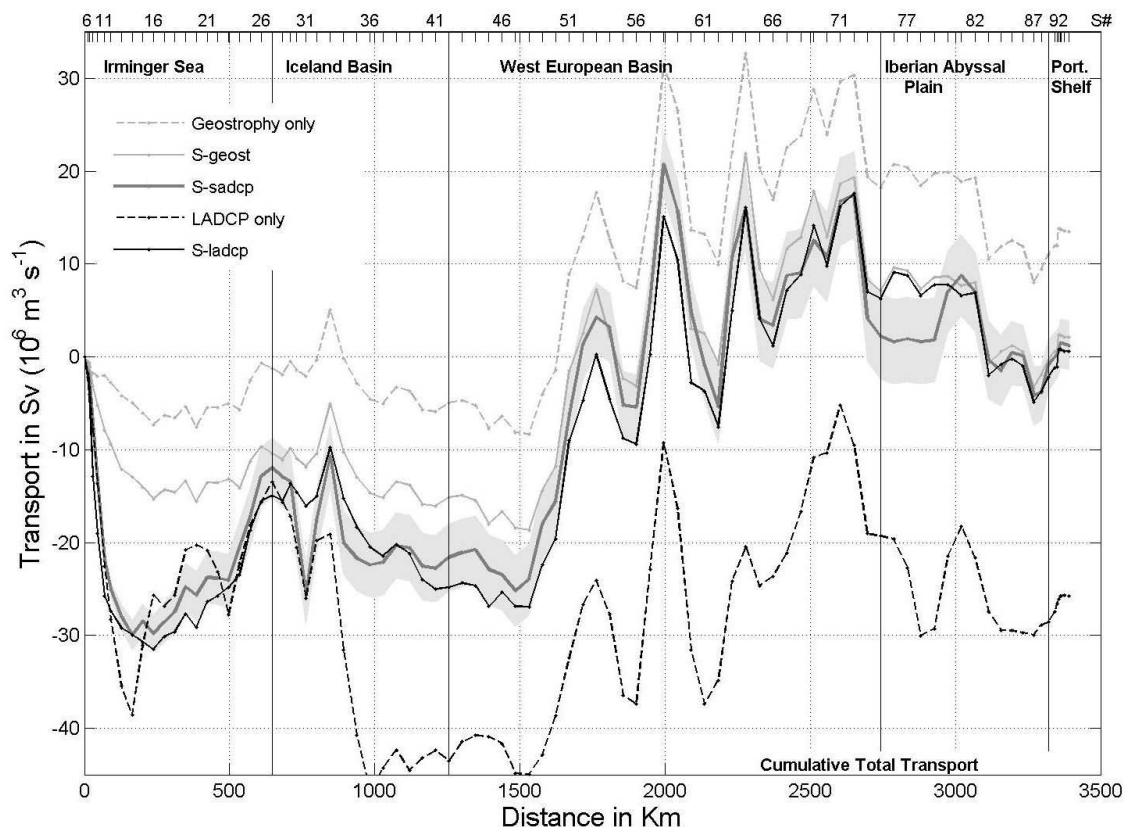


Figure 8. Vertically integrated cumulative transport from Greenland (left) to Portugal (right), plotted against distance along the Ovide section, with station numbers labelled at the top of the plot. Positive values indicate northward transport. The geostrophic (dashed grey) and LADCP (dashed black) transports are from data only. The 3 other lines are from model inversions: light grey with mass conservation as the only constraint (S-geost), thick dark grey with mass conservation and SADCP constraints on each pair (S-sadcp) and black with mass conservation and LADCP constraints by region (S-ladcp). The red shaded region indicates the uncertainty in the S-sadcp solution.

In June 2002, the East Greenland Coastal Current (EGCC), flowing southward, carried ice that prevented any measurement over the shelf but highlighted the role of this current for the fresh water balance of the Arctic [Bacon *et al.*, 2002]. At the northern tip of the section, the low salinity indicates the influence of the EGCC. Between stations 7 and 6, the surface salinity decreases from 33.35 to 32.35, which corresponds to the salinity at the eastern edge of the EGCC in 1997 [Bacon *et al.*, 2002]. Since the 215m deep western station (6) is just inshore of the shelf break, we suppose that the EGCC was not fully sampled in 2002 due to the ice cover, and

according to Wilkinson and Bacon [2005], we expect to miss at most 0.7 Sv flowing southward. This 0.7 Sv is therefore added to the final transport uncertainties in the model solutions.

Away from the shelf, the whole current system in the Irminger Sea is characterized by a mean salinity between 34.88 and 34.92, with a marked cyclonic circulation. On its southeast edge, the aforementioned anti-cyclonic circulation around the Reykjanes Ridge (RR) between stations 25 and 31 is in the immediate vicinity of a strong anticyclonic mesoscale feature between stations 31 and 34 (see also Figure 2). Travelling toward the South-East, the next noticeable feature is the already mentioned North Atlantic Current beginning at

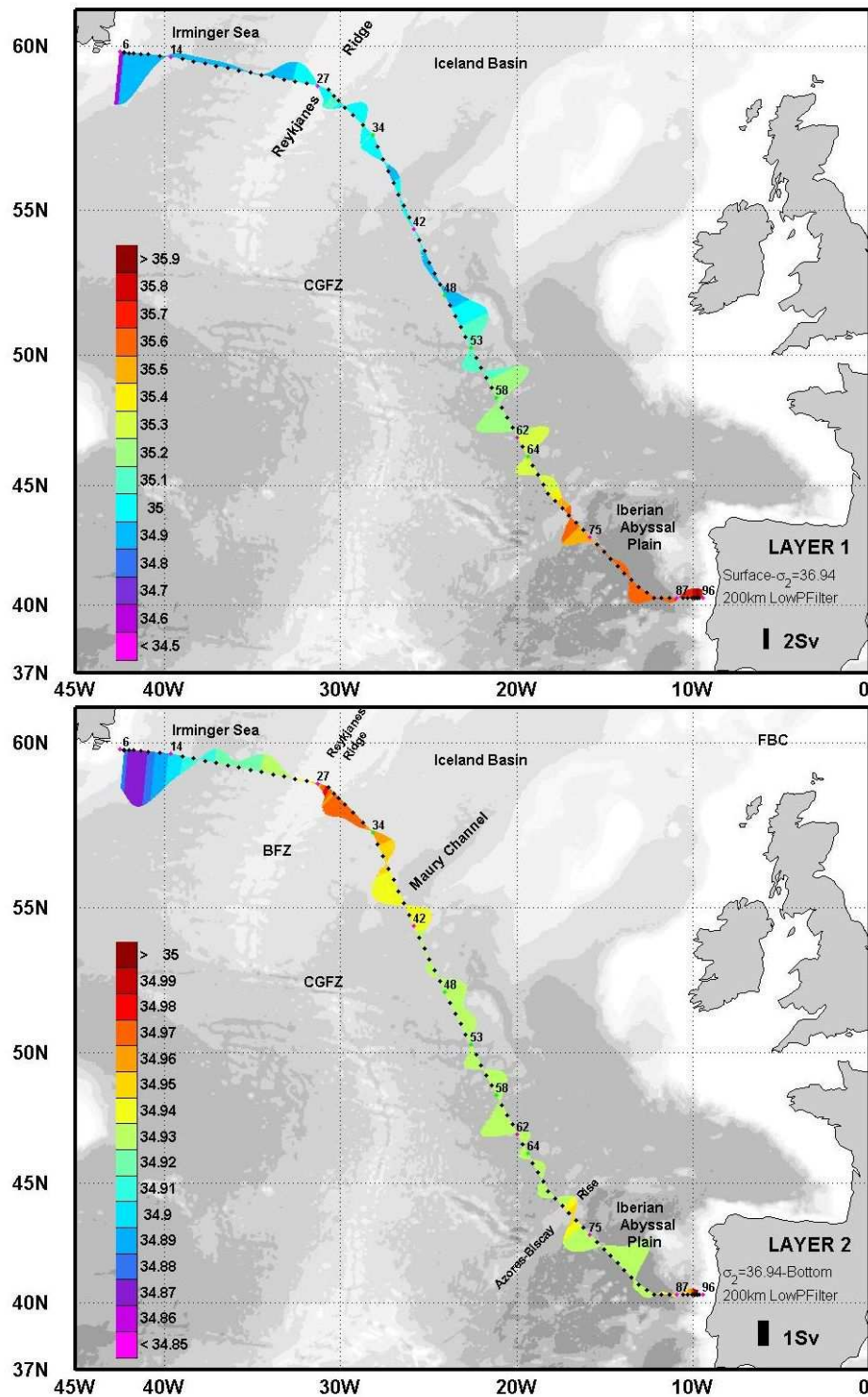


Figure 9. Same as figure 7, but for layers between the surface and $\sigma_2 = 36.94$ (top) and between $\sigma_2 = 36.94$ and bottom (bottom). Transports have been low-pass filtered with a cut-off wavelength of 200 km to enhance large scale patterns.

station 48, and followed by 3 mesoscale patterns cen-

tered on stations 53, 58 and 64, which transports are more easily quantified on Figure 8. The positive salin-

ity anomaly at station 72 centered around 1000m depth (Figure 2) is wrapped by a strong anticyclonic circulation of 8 ± 4 Sv, which is consistent with the description of a 100 km wide meddy, and marks the northern limits of the Iberian Abyssal Plain and of the Mediterranean Water spreading across the Ovide section. The other salinity anomalies are not easily associated with any particular circulation patterns that could lead us to identify them as isolated structures. The last noticeable feature is the 2.1 ± 0.4 Sv Eastern Boundary Current on the Iberian slope and shelf, between stations 89 and 96.

The same circulation patterns can be observed on Figure 8, where transports have been accumulated from Greenland to Portugal. From this figure, we observe a residue of $+12$ Sv in the geostrophic measurements and -25 Sv in the LADCP cumulative transports. The most significant bias of the latter is caused by stations 32-

33 discussed with Figure 5. However, another similar sampling error occurs in an eddy of the DWBC (stations 15-16) and affects the western current system in the Irminger Sea; this quite barotropic eddy can actually be seen on Figure 3. Note that despite these issues, integrating directly measured current data by region allows us to obtain two similar results for *S-sadcp* and *S-ladcp*. By incorporating the current data, we get a more barotropic Irminger Gyre, the magnitude of which is increased from 8 to 20 ± 4 Sv. The circulation around the RR found in most models [Treguier *et al.*, 2005] and in float data [Lavender *et al.*, 2000] is also greatly enhanced, leading to a total transport of 7-13 Sv centered on station 27 (the top of the ridge). Next to it, the anticyclonic circulation magnitude reaches 10 ± 5 Sv. Southeast of RR, influence of the ADCP data decreases, as would be consistent with a more baroclinic circulation.

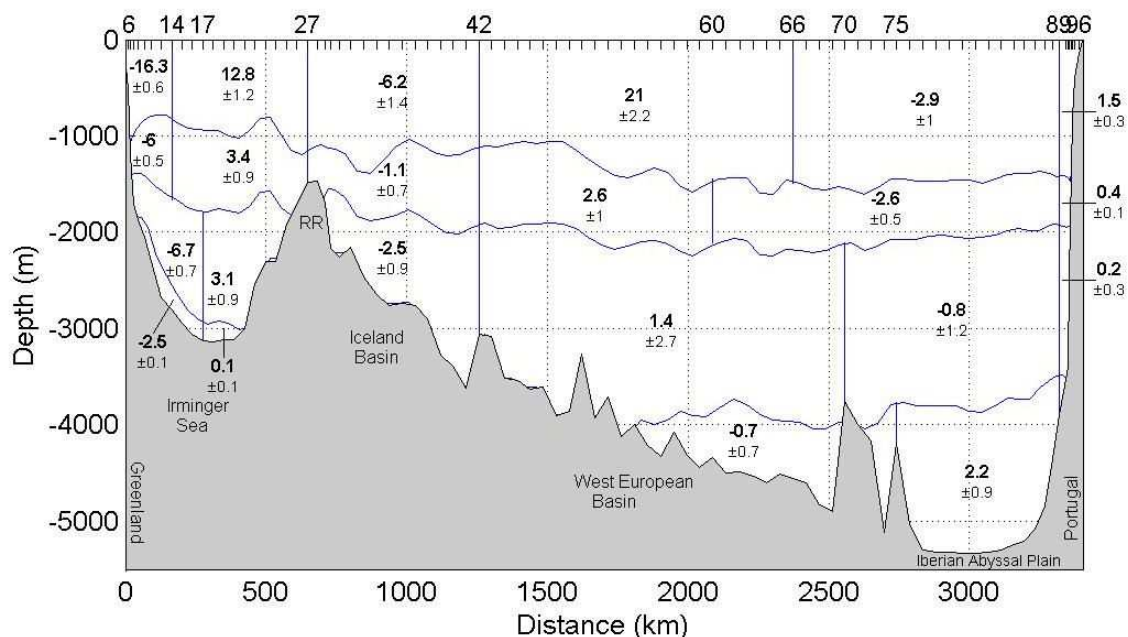


Figure 10. Transports in Sv crossing the Ovide section in 2002 (*S-sadcp* solution), integrated over boxes. The errors are given by the model after inversion. Layer limits are $\sigma_1 = 32.35$, $\sigma_2 = 36.94$ and $\sigma_4 = 45.85$.

The transports for the upper and lower layers are presented on Figure 9. The limit between the layers was fixed at $\sigma_2 = 36.94$; this isopycnal is very similar to the usual $\sigma_0 = 27.8$ limit in the northern half of the section,

and it has the advantage of not varying rapidly along track in the southern half, where it lies around 2000 meter depth. Note that it is also located in the core of the Labrador Sea Water, as indicated by the relative minimum of salinity and maximum of oxygen on Figure 2c. To better localize large scale features on Figure 9, the

transports were filtered with a 200 km low-pass filter along the section. In order to analyse the transports by region, the upper and lower layers are subdivided in two layers on Figure 10. The four resulting layers are delimited by $\sigma_1 = 32.35$ (above the LSW and sim-

ilar to $\sigma_2 = 36.874$ of Bacon [1997]), $\sigma_2 = 36.94$ and $\sigma_4 = 45.95$ (above the Antarctic Bottom Water). All these figures will be used to describe the main circulation patterns in June 2002.

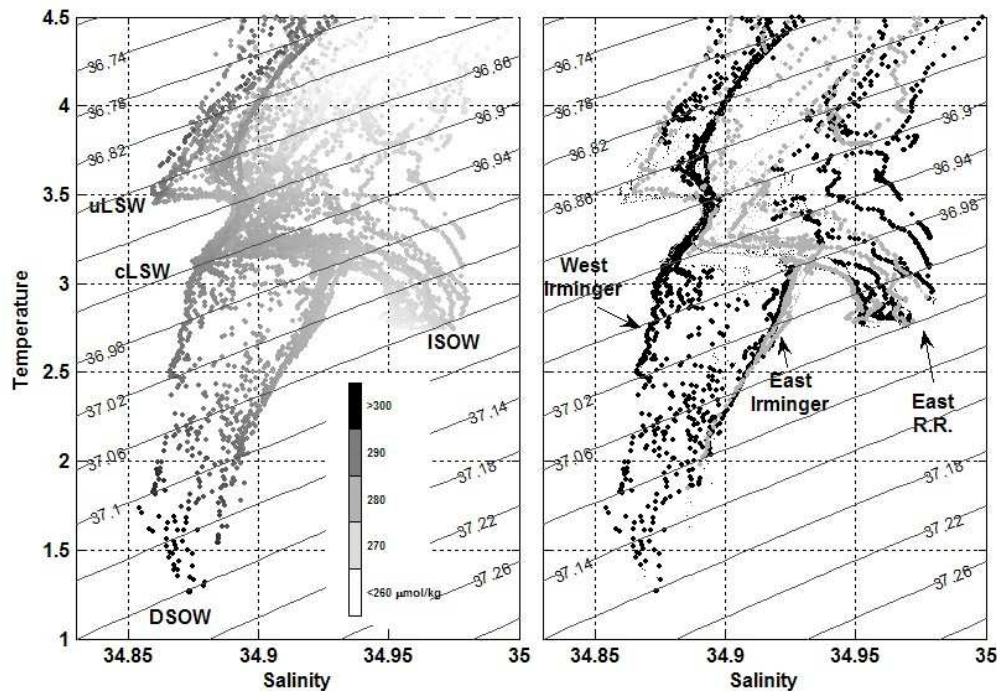


Figure 11. θ -S diagrams of station 6 to 42. Properties have been averaged in 10 meter layers for each pair of stations. On the left diagram, each point is colored according to its oxygen value. On the right diagram, black (grey) points figure southwestward (northeastward) velocities in the model, respectively, and large dots indicate velocities greater than 0.1 m s^{-1} .

4.2. Upper Layer Circulation ($\sigma_2 < 36.94$)

It is believed that barely 2 Sv of the East Greenland Current (EGC) comes from the Nordic Seas fresh boundary current, and a major part of this current at 60°N derives from the Irminger Current circulating from the RR and entraining Irminger Sea water on its way [Pickart *et al.*, 2005]. That is why, at this latitude, the EGC is also called the East Greenland/Irminger Current (we will keep EGC for simplicity in the following). Property sections definitely show strong salinity gradients within the current that both drive the

geostrophic flux and testify to the dual origin of the EGC. This strong current is relatively narrow (165 km width, between stations 6 and 14) and extends from the shelf break and the 2800m isobath. When calculated above the $\sigma_2 = 36.94$ isopycnal, its transport is estimated at 22 Sv southward (Table 2). Bacon [1997] estimated 21 Sv for the EGC transport at 60°N (from the surface down to $\sigma_2 = 36.944$). This value is surprisingly similar considering the known variability of the East Greenland Current at short time scale, but models also show that this variability is minimum in summer, consistent with a weaker wind forcing [Treguier *et al.*, 2006]. Furthermore, Bacon [1997] also uses ADCP data

and an inverse model to obtain this value, and the overall mass transport constraint used in both models tends to damp the variability at very short time scale (a few days).

Table 2. 2002 transports in the main currents of the North Atlantic (positive northward). Errors are estimated by the inverse model. The East Greenland Current (EGC) is defined here with $\sigma_2 < 36.94$ (equivalent to $\sigma_0 < 27.8$). DWBC stands for Deep Western Boundary Current (off Greenland), DBC for Deep Boundary Current, RR-E and RR-W for the Reykjanes Ridge East and West, DSOW for Denmark Strait Overflow Water. All the deep transports (DWBC, DSOW, DBC) are calculated using $\sigma_2 > 36.94$. The North Atlantic Current (NAC) is defined with $\sigma_1 < 32.35$.

Region	Ovide sta.	Transport (Sv)
EGC	06-14	-22.4±1.1
DWBC	06-17	-9.2±0.9
DSOW	06-17	-6.0±1.3
RR-E DBC	17-27	+3.2±1.0
RR-W DBC	27-42	-2.5±0.9
NAC (net)	42-96	+19.6±1.7

The cyclonic Irminger gyre is well defined in the circulation schemes derived from surface drifters [Fratantoni, 2001; Reverdin et al., 2003; Flatau et al., 2003]. During Ovide, the signature of this cyclonic circulation was a doming of the isotherms and isopycnals between stations 5 and 26 (Figure 2a), a feature that might favour local convection during severe winters [Bacon et al., 2003; Pickart et al., 2003]. On the same figure, the oxygen section shows a relative maximum down to 800m depth at station 12, as do CFC data discussed in Forner [2005], at the off-shore edge of the EGC. It could possibly be related to locally convected water but has θ -S characteristics of upper Labrador Sea Water (uLSW, see Figure 11). Another O_2 maximum characteristic of the classical Labrador Sea Water (cLSW) lies at about 1500m. Upper LSW is also seen in an anticyclonic eddy water influenced by the North Atlantic Central Water (NACW).

A question is to determine how the Irminger cyclonic circulation is embedded into a larger circulation scheme. Connections between the Irminger gyre and the NAC over the Reykjanes Ridge (RR) were suggested by surface drifters [Krauss, 1995; Flatau et al., 2003] and at intermediate depth by floats [Lavender et al., 2000]. On the Ovide section, the θ -S- O_2 properties in the east Irminger Sea show a strong mesoscale variability and a significant interleaving. The connexion with the NAC is observed, but not straight through the RR. Indeed, the Sub-Arctic front, that delimits the eastern Subpolar Gyre at stations 48-53, is also intersected twice in the vicinity of the RR: at stations 23-25 and stations 35-37 (Figure 2). The absolute dynamic topography measured by satellite altimetry (Figure 12) consistently

suggest an anticyclonic surface circulation around RR. This anticyclonic circulation encompasses a pool of subpolar mode water that is identified around station 33 by its homogeneity and its salinity greater than 35 (Figure 2). The larger thickness of the mode water is within the already mentioned anticyclonic eddy centered at station 33. The eddy core, found at 500m depth (Figure 4), has no clear surface expression (Figure 12).

The main branch of the North Atlantic Current is found at 52°N (stations 48-51, Figures 8 and 9a), 50 km south of the latitude of the Charlie Gibbs Fracture Zone (CGFZ), which marks the northern most limit of this NAC branch [Sy, 1988; Belkin and Levitus, 1996; Schott et al., 1999]. A second branch, less intense, is observed at stations 62-63. Eddies are embedded between these two branches (Figure 9a et 12). We estimate 21 ± 2 Sv for the transport of the NAC between 52°N and 45°30'N (Figure 10, first layer between stations 42 and 66), a value that is weaker than some estimates (about 35 Sv between 40°N and 54°N in Cunningham [2000] and Paillet and Mercier [1997]) but consistent with the 19 Sv at 52°N in Bacon [1997].

South of the 44°N meddy already mentioned in the previous section (station 71), a southward net transport can be identified on Figure 10. This southward circulation in the Iberian basin has been documented by Paillet and Mercier [1997], and amounts to 3 ± 1 Sv in the NAC layer ($\sigma_1 < 32.35$) in 2002. It is of particular importance for the southward advection and subduction of the eastern North Atlantic Mode Water formed in the deep winter mixed-layer to the north of the Ovide section.

A net warm water transport of 19 Sv across a zonal section at 52°N was found in 1991 by Bacon [1997], and it can be compared to the net 19.6 Sv crossing the Ovide section in June 2002 east of 27°W (stations 42 to 96, Table 2).

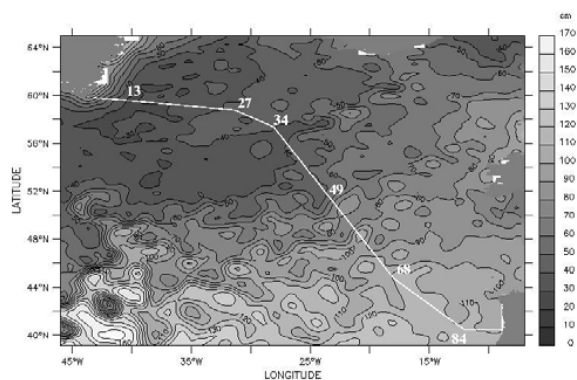


Figure 12. Merged Absolute Dynamic Topography in cm calculated for June 26, 2002 (from the AVISO Live Access Server). The Ovide track is superimposed in white.

4.3. Lower Layer Circulation ($\sigma_2 < 36.94$)

The Iceland-Scotland and Denmark Strait overflows are the two sources of the North Atlantic Deep Water coming from the Nordic Seas. The Ovide line intersected the DWBC transporting the Iceland-Scotland Overflow Water (ISOW) on the eastern side of the RR upstream of the Charlie Gibbs Fracture Zone (CGFZ). This branch transports 2.5 Sv southward (Figure 10, Table 2), similar to the mean transport value reported by *Saunders* [1994] in the CGFZ for $\sigma_0 > 27.8$. From Figure 9b, two peaks of southward flow can be observed: one on the slope of RR, associated with a maximum of temperature and salinity (Figure 2), and a deeper one, partly associated with a deep cyclonic circulation in Maury Channel [*Harvey and Theodorou*, 1986]. The properties of both branches can be seen on Figure 11: they constitute the saltier deep water of the θ -S diagram, lying from $S=34.95$, $\theta=2.76^\circ\text{C}$ for the deeper (eastern) branch to $S=34.975$, $\theta=3.25^\circ\text{C}$ for the slope branch, richer in oxygen. In the deeper branch, we also observe a relative maximum in the amount of silicate (greater than $15 \mu\text{mol kg}^{-1}$: P. Morin, personal comm.). So from the analysis of their hydrological properties and from the deep circulation scheme shown by *Schmitz and McCartney* [1993] (their Figure 12), we conclude that the water of the deep branch transports ISOW from the Faroe-Bank Channel and undergoes the influence of upwelled AABW circulating cyclonically around the north-east Atlantic. This dataset does not bring clues on the origin of the upper branch: according to *Harvey and Theodorou* [1986] or *van Aken and Becker* [1996], it could come from the sills west of Faroe Islands as well as from the Faroe-Bank Channel.

In the eastern half of the Irminger Sea, the deep northward flow found between stations 17 and 27 (Figure 9b) amounts to 3.2 Sv (Figure 10, Table 2). The core of this flow is made of ISOW and classical Labrador Sea Water (cLSW), forming a distinct elbow at $\theta=3.1-3.25^\circ\text{C}$ and $S=34.92-34.93$ on Figure 11b, with northward (grey) velocities. The deep cyclonic circulation in the Irminger Sea is revealed by the θ -S characteristics of its eastern limb which is influenced by Denmark Strait Overflow Water (DSOW, Figure 11a). Estimating the amount of recirculating deep water is difficult since the errors on the flows around RR add up to 1 Sv. Furthermore, we found that 80% of the additional 0.7 Sv flowing northward West of RR (as compared to East of RR on Figure 10) lay between $\sigma_2 = 36.94$ and $\sigma_2 = 36.98$, i.e. in the cLSW layer, and we would need a careful tracer analysis to separate the recirculating LSW

from the directly imported one (along the path shown in *Lavender et al.* [2000]).

The DWBC off Greenland transports 9.2 ± 0.9 Sv (Figure 10, Table 2), and it mainly lies between 1700m and 2900m, with an intense barotropic flow inshore of the 2000m isobath, and a more moderate and mainly baroclinic flow offshore. Although the position of the current is consistent with observations in 1987-1990 reported by *Dickson and Brown* [1994], its transport is weaker than the 13 Sv previously estimated at Cape Farewell. One might object that we are dealing with a snapshot in an area of strong variability at a scale of a few days, as underlined by mooring measurements of *Dickson and Brown* [1994]. However, in mooring estimates, part of this variability may be spatial and not temporal, and the integration performed by our geostrophic estimates might smooth out this part. Furthermore, the interannual variability of the DWBC transport was consistently documented by *Bacon* [1998a] from hydrographic sections. For comparison with this latter work, we split our DWBC transport into a baroclinic contribution (5.2 Sv) and a reference level velocity contribution (4 Sv). The baroclinic contribution to the DWBC observed during Ovide is similar to values reported by *Bacon* [1998a] for the late 1990s (4-5 Sv). During the 1980s, the DWBC transport was larger by about 3 Sv.

The relative contribution of DSOW in the 60°N DWBC can be evaluated in Ovide, since no deep sill exists between Iceland and 58°N , where the section crosses the RR: all the ISOW and LSW must cross the section northward west of the ridge (3.2 ± 1.0 Sv Figure 10) before recirculating in the 9.2 Sv DWBC. So we obtain an estimate of 5-7 Sv for the transport of DSOW, which includes entrainment between Denmark Strait and 60°N .

The deep circulation in the West European Basin is mainly influenced by the spreading of the Labrador Sea Water (*Paillet et al.* [1998]). The volume transport integrated between $\sigma_1 = 32.35$ and $\sigma_2 = 36.98$ and accumulated from Greenland to Portugal is shown on Figure 13. According to Figure 2, this plot is representative of LSW transport between the RR (station 28) and 45°N (station 67). About 4 Sv of LSW is found to cross the section northward under the main branch of the NAC, between $51^\circ30'\text{N}$ and $52^\circ30'\text{N}$, while about 2 Sv flows southward above ISOW east of the RR. This implies a net export of 2 ± 1 Sv toward the Iceland Basin, as found in *Bacon* [1997]. In the eastern Irminger Sea, two additional Sverdrups come from the South-West (the Labrador Sea and the Irminger cyclonic gyre), as discussed earlier, while about 4 Sv of uLSW (or Irminger Sea Water) is exported above the DWBC.

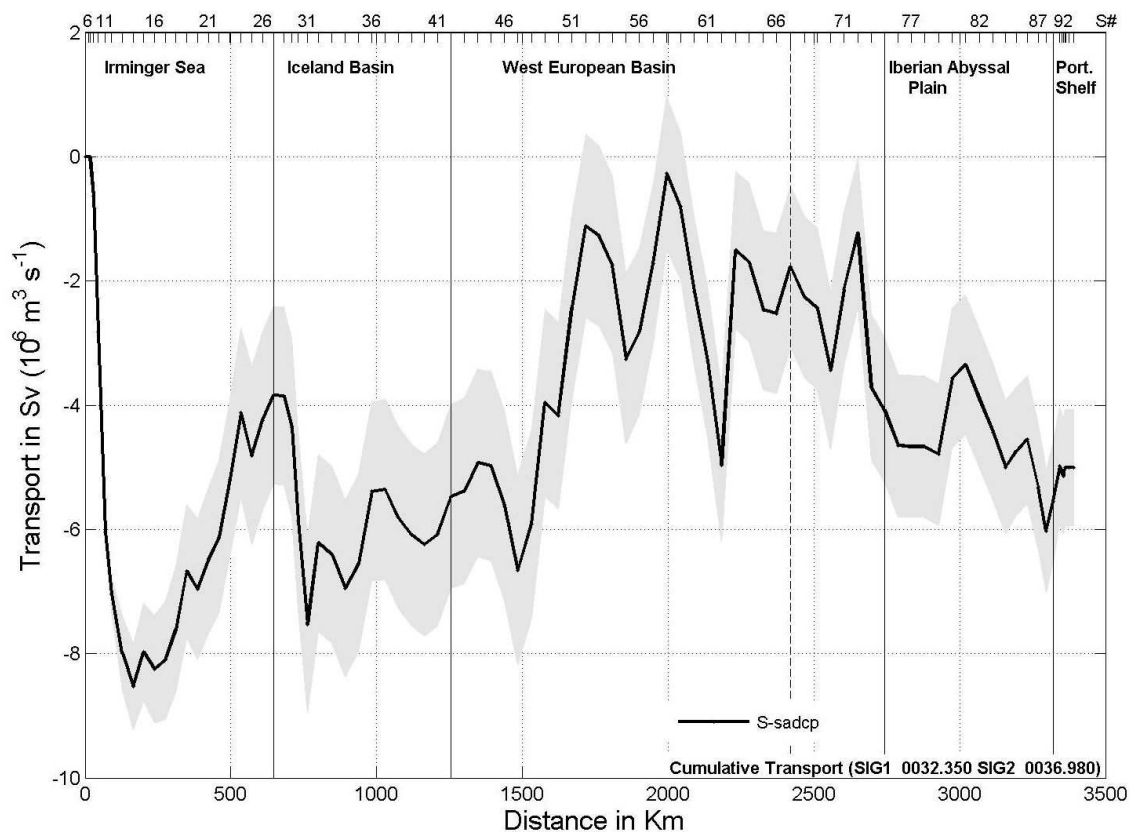


Figure 13. Cumulative transport from Greenland (left) to Portugal (right), vertically integrated between $\sigma_1 = 32.35$ and $\sigma_2 = 36.98$ (see Figure 2), and plotted against distance along the Ovide section (as in Figure 8). Station numbers labelled at the top of the plot.

We know from *Paillet et al.* [1998] that due to its orientation, the section may intersect a meander of the south-eastward spreading of the LSW, with a weak signature in the transports perpendicular to the section. In the data, the south-westward flow that is supposed to underline the southern limit of the LSW influence is not clearly observed due to the predominance of the mesoscale circulation.

In the Iberian Abyssal Plain, a net northward flow transports 2.2 Sv of Antarctic Bottom Water and Lower Deep Water (Figure 9b, stations 75 to 89). One third of this deep flow recirculates cyclonically north of the Azores Biscay Rise (stations 54 to 70), while two thirds are upwelled and flows northward with the Lower Deep Water.

5. Fourex 1997 Revisited with ADCP Data

5.1. Presentation of the Fourex Reanalysis with ADCP Data

The Fourex section (Figure 1) has already been analysed and interpreted in terms of physical and biogeochemical transports by *Álvarez et al.* [2004] (hereafter referenced to as A04). Current measurements from 150kHz SADCP and LADCP were not used and the velocity at the reference levels was deduced from average numbers found in the literature. Now using the direct current measurements [*Bacon*, 1998b], the calculation of the transports can benefit from synoptic current values. So the objective is to apply exactly the method described in section 3, without climatological constraints.

As our inverse model is slightly different from the one used in A04 (described in *Álvarez et al.* [2002]), a

first step was to run the model using the exact constraints described by A04. These constraints consist of a 25 ± 1 Sv total southward flow from Greenland to 110 km offshore (EGC), a 2.4 ± 1 Sv southward deep flow in the CGFZ, no net transport of AABW (± 2 Sv), salt conservation ($\pm 35 \times 10^9$ kg s⁻¹). The resulting transports of both models all lay within the respective errors, and we could then proceed to include ADCP data plus overall mass conservation (± 3 Sv) instead of constraints described above.

As explained earlier, SADCPC data are more appropriate than LADCP data for bringing information at each pair of stations. However, they were found much too noisy in the south-east part of the section, and unfortunately, LADCP data are also lacking in the same area. Knowing that in this part of the section, transports can be reasonably deduced from geostrophy provided that the reference level is properly chosen, we used SADCPC data on 48 pairs of stations (2000 km), from Greenland to station 46 at 45°47'N 24°39'W. Reference levels were chosen as in A04, apart from the following pairs: in CGFZ, the reference level for pairs 62-63 and 64-65 was raised to 3000m and 2500m respectively, to match the shallower level of the topography between the stations, and consistent with the LADCP-measured level of no motion.

SADCPC data were given with no variance for each averaged profile on 600m route segments. Relying on Ovide statistical analysis on segments of similar length, we apply a 30 cm s⁻¹ standard deviation to the Fourex SADCPC velocities, and from there, transport errors between 32 and 200m (or bottom) are calculated as explained in subsection 3.5.

5.2. Results

A comparison between A04 results and the new inversion of Fourex data is shown on Figure 14. Limits in density are those chosen in A04: four layers separated by $\sigma_0 = 27.7$, $\sigma_2 = 36.98$ and $\sigma_4 = 45.85$. Main differences are summarized in Table 3. The North Atlantic Current intensity has not significantly changed: we find that the A04 value of +27.1 Sv is increased to +28.5 Sv, but these values are found within the errors of the inverse model. We see also that the DWBC along the Greenland slope has not significantly changed either. This current includes the DSOW and part of the ISOW that has circulated in the Irminger Basin.

The two main differences are seen in the East Greenland Current and in the deep flow around CGFZ. Direct current measurements all show a much stronger current in the western boundary of the section. The SADCPC constraints lead to an EGC that is 11 Sv more intense than in A04. The LADCP confirms this result, with a 37 Sv southward flow on the whole water column (to be compared to the 36.4 Sv summed over the left boxes of Figure 14 and to the 25 Sv imposed in A04). We

conclude that this particular constraint was too low in A04.

Table 3. Comparison of transports between Fourex inversions in the main currents (positive northward), summarized from Figure 14. Errors are estimated by the inverse model.

Region	Layer	Stations	A04(Sv)	ADCP(Sv)
EGC	$\sigma_2 < 36.98$	83 - 93	-19.7±0.8	-30.8±0.7
CGFZ	$\sigma_2 > 36.98$	54 - 72	-6.4±1.4	-2.2±0.7
DWBC	$\sigma_2 > 36.98$	77 - 93	-8.2±0.9	-7.7±0.7
NAC	$\sigma_0 < 27.7$	03 - 65	+27.1±1.9	+28.5±1.3

The 2.2 ± 0.7 Sv south-westward bottom flux in the CGFZ area below $\sigma_2 = 36.98$ is 3 times weaker in the new results, and most of the difference is found within the 5 station pairs of CGFZ itself. The new result is more consistent with direct current measurements, and is also consistent with simultaneous observations of *Schott et al.* [1999]. The flow calculated below the usual $\sigma_2 = 36.94$ ($\sigma_0 = 27.8$) gives only 1.2 Sv westward, but it includes some eastward flowing LSW, which is once again in agreement with *Schott et al.* [1999]. It can theoretically be compared to the annual average of 2.4 ± 0.5 Sv calculated by *Saunders* [1994] below $\sigma_0 = 27.8$. However, this comparison is misleading if one wants to look at the ISOW southward flow. Indeed, records in central Labrador Sea show a maximum of LSW volume and density between 1990 and 1994 [*Yashayaev and Clarke*, 2005, Figure 2], 0.08 kg m⁻³ denser than in the mid 80s. By 1997, this water has spread over CGFZ, replacing part of the ISOW. So the 2.2 Sv southwestward flow measured in CGFZ below $\sigma_2 = 36.98$ is a more appropriate value for ISOW transport.

Schott et al. [1999] suggest also that the deep flow variability in CGFZ may very well be correlated with the NAC position, by modifying the barotropic north-eastward flow in the area. In the Fourex case, this idea is actually supported by the evidence of a strong surface northward flow, that is found above and south-east of CGFZ. However, surface hydrological properties are not typical of the NAC. It is possible also that there is some variability in the proportion of ISOW entering the Irminger Basin north of CGFZ, through the 2000m deep Bight Fracture Zone at 57°N or the 2400m sill at 55°N.

Figure 9 of A04 shows that ISOW is the major water mass found between stations 54 and 72, and these 2.2 Sv will most likely contribute to the DWBC. The 0.6 Sv found west of RR is mainly ISOW circulating in the Irminger Sea. Thus 1.6 Sv may feed the DWBC south of Fourex.

At 60°N, the DWBC is 9.3 ± 1.1 Sv below $\sigma_2 = 36.98$. Calculated below $\sigma_2 = 36.94$, it sums up to 11.3 ± 1.2 Sv southward.

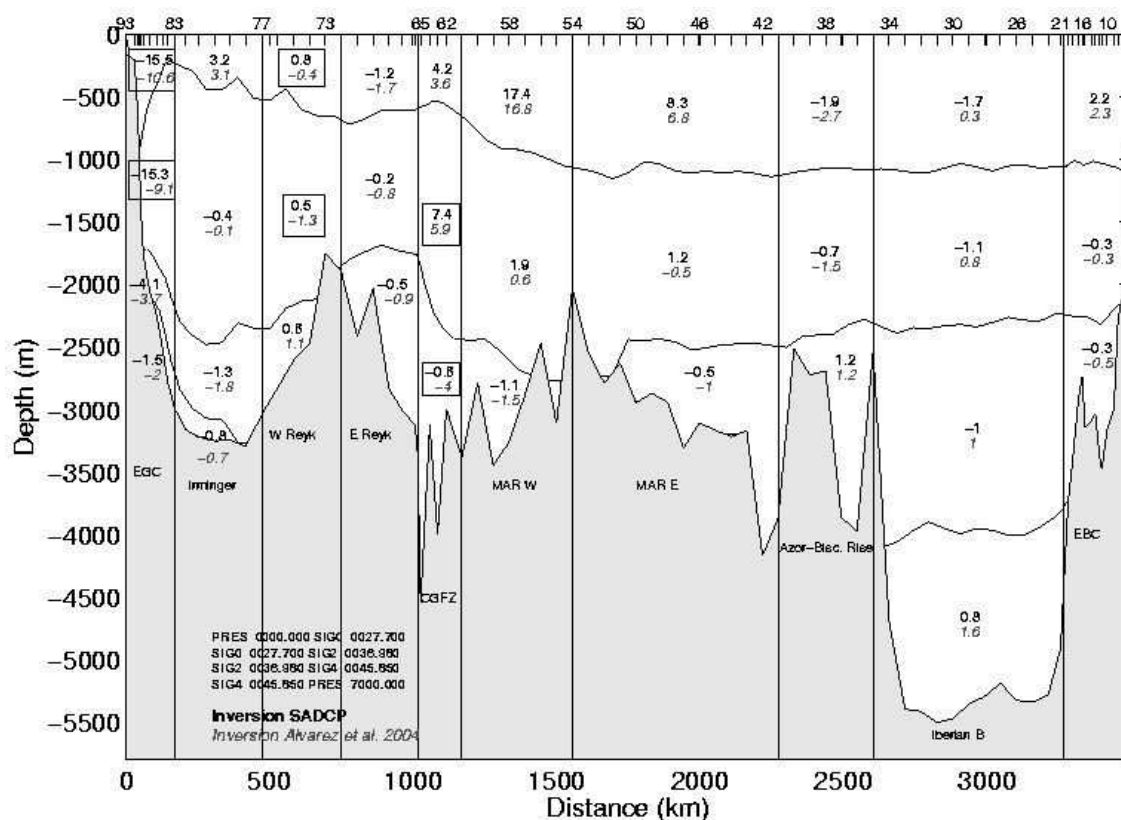


Figure 14. Transports across Fouxex section (Sv), positive northward. Layer limits are $\sigma_0 = 27.7$, $\sigma_2 = 36.98$ and $\sigma_4 = 45.85$. Faint italic numbers are from *Álvarez et al.* [2004]. Bold numbers are for the new inversion with SADC data from Greenland to station 46 (at 2000 km). Large differences between both inversions are surrounded with a box.

Finally, it may be noted that the new inversion leads to a slight increase of the northward flow of Labrador Sea Water in the Eastern Basin.

6. Comparison Between 1997 and 2002

6.1. Regional Differences

Ovide 2002 and new Fouxex 1997 transports can now be compared (Table 2 and Table 4). Because of the different path followed by the two experiments, several difficulties arise in this task.

The DWBC (off Greenland) shows a 2.1 Sv decrease (i.e. about 20%) between August 1997 and June 2002. The relative contribution of LSW, ISOW and DSOW cannot be known in Fouxex without a careful analysis of the different properties (as done in A04 with the Optimum MultiParameter approach), and this is beyond the scope of this paper. As discussed in section 4.3, it is however possible to separate the contributions of the DSOW and of the other deep waters (ISOW and cLSW) in the Ovide DWBC, as summarized in Table 2.

The NAC can only be compared when calculated globally from the Sub-Arctic Front (SAF) to the Iberian Coast. Although very crude, this estimate takes bet-

ter account of the robustness of inverse models regarding the large scale patterns. For both 1997 and 2002, the subsurface horizontal gradient of temperature has been chosen to localize the SAF. The 30% decrease of the warm water transport northward between 1997 and 2002 is striking and cannot be caused by the different station location. Alarming papers on the subject have already been published [*Bryden et al.*, 2005], but *Treguier et al.* [2006] show that the NAC variability found along A25 can also be seen in the models, and may very well be due to monthly to interannual variability. This open question may be tackled in a later paper using altimetry data with past and future hydrographic sections (including repeat Ovide surveys).

Table 4. 1997 transports in the main currents of the North Atlantic with the same conventions as Table 2

Region	Fouxex sta.	Transport (Sv)
EGC	83-93	-27.7±0.6
DWBC	77-93	-11.3±1.2
NAC	03-61	+26.6±1.6

The EGC variability (27.7 Sv in 1997, versus 22.4 in 2002) is also documented by *Treguier et al.* [2006], with a quite surprising match between the CLIPPER model and the data. It is found to be consistent with the weakening intensity of the Subpolar Gyre showed by *Häkkinen and Rhines* [2004].

6.2. Volume Transport as a Function of Depth

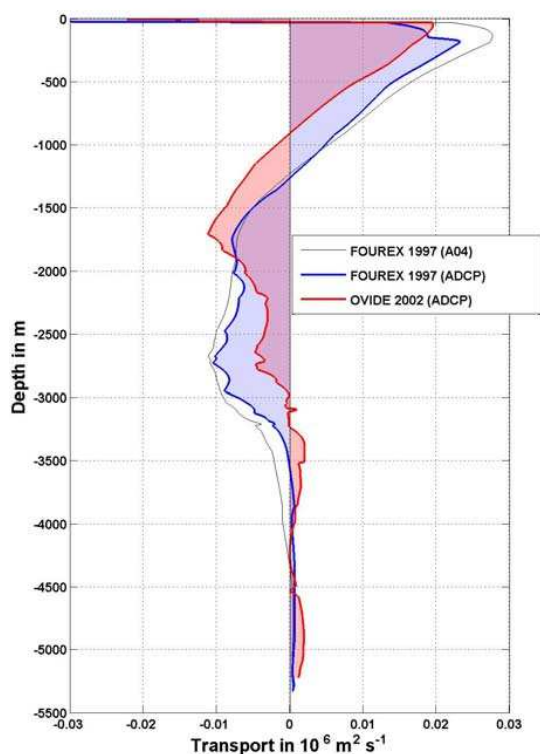


Figure 15. Transport integrated over 1-meter thick layers over the whole section, in $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. The result of Fourex 1997 from *Álvarez et al.* [2004] inversion is the thin black line. The thick black line is from the 1997 ADCP solution, and the thick gray line from the Ovide 2002 ADCP solution. For both lines, the surface of the shaded area underneath gives the net transport in both direction.

The net volume transport associated with the large scale circulation across the section can be calculated in depth coordinates (Figure 15). The MOC strength (MOC_z) is most often calculated as the transport of North Atlantic Deep Water (NADW) [*Marsh et al.*, 2005; *Álvarez et al.*, 2004]. It is represented by the surface of the shaded areas between the two zero crossings at about 1000m and 3500m. The important differ-

ences seen between 1997 and 2002 values (14.2 Sv versus 11.2 Sv, Table 5) come with significant differences in the shape of the horizontally integrated transport on Figure 15.

The northward flow observed above 1300m is mainly the algebraic sum of the NAC and the EGC. In this layer, we observe that the net transport cancels at a much deeper depth in Fourex (1250m) than in Ovide (950m). Inspection of the average depth of the $\sigma_1 = 32.35$ isopycnal and of velocity fields shows that the NAC depth extension is equivalent in Ovide and in Fourex, and cannot explain the different depths of the zero crossing nor the different amplitude of the transport above it on Figure 15. The NAC is 7 Sv stronger in 1997 (Table 4), and is the main factor in the intensification of the northward flow above 1300m, although the net result is moderated by the opposite EGC variability as seen in Tables 2 and 4.

Since we observed that the NAC vertical extension is similar in depth for both years, we conclude that the difference in depth of the zero crossing is mainly driven by the north-eastward transport of LSW which is particularly intense between 1000m and 2000m depth above CGFZ in 1997. Knowing that LSW takes 2 to 6 years to spread over the Mid Atlantic Ridge, the 1990-1994 anomaly mentioned in section 5.2 is likely to create the observed northward transport anomaly above the MAR at LSW depth. This transport is partly compensated in the net balance by the export of uLSW (or Irminger Sea Water, as suggested by A04 following *Pickart et al.* [2003]) at the bottom of the EGC. However, between 1400m and 2500m, this LSW transport anomaly definitely weakens the net south-westward transport on Figure 15.

The southward flow between 1300m and 3000m (3500m in 1997) is mainly formed by the DWBC off Greenland, and is influenced by the currents in CGFZ (in 1997) and along RR (in 2002). It extends deeper in Fourex, mainly because the DWBC is crossed deeper, about 200 km further south, and is more intense in 1997, creating a prevalent feature in the bottom part of the southward transport.

Below 3500m, both inversions show a net northward flow of AABW that forms the eastern branch of the deep cyclonic circulation, the western branch being shallower [*Schmitz and McCartney*, 1993]. The AABW northward flow below 3800m in Fourex transports is weaker than in Ovide (0.8 Sv against 1.5 Sv, Figures 10 and 14), but the associated errors prevent us from interpreting this as a temporal variability.

6.3. Volume Transport as a Function of Density

By Meridional Overturning Cell, we want to refer to the vertical cell composed on the one hand by the North Atlantic Current that feeds the Subpolar Seas with warm water and on the other hand by the Deep Western Boundary Current that brings the Overflow

Waters and the recirculating Labrador Sea Water southward.

We conclude from the previous section that integrating the top or the bottom shaded surfaces of Figure 15 to obtain an estimate (MOC_z) of the MOC is not totally satisfying. Indeed, any slight variation of some horizontal circulation patterns - mainly the EGC, the northward bottom current and the spreading of the LSW - are modifying the value of MOC_z . That is why the transport integrated in layers of 0.1 kg m^{-3} (in σ coordinates) is now examined (Figure 16). Once again, an indication of the circulation strength is given by the surface of the shaded areas. The surface above the zero-crossing corresponds to the maximum cumulative transport northward and defines the Thermo-Haline Circulation (THC) strength according to *Marsh et al.* [2005]. For clarity, we prefer to call it MOC_σ , and we find 19.2 Sv in 1997 as compared to 16.9 Sv in 2002 (Table 5).

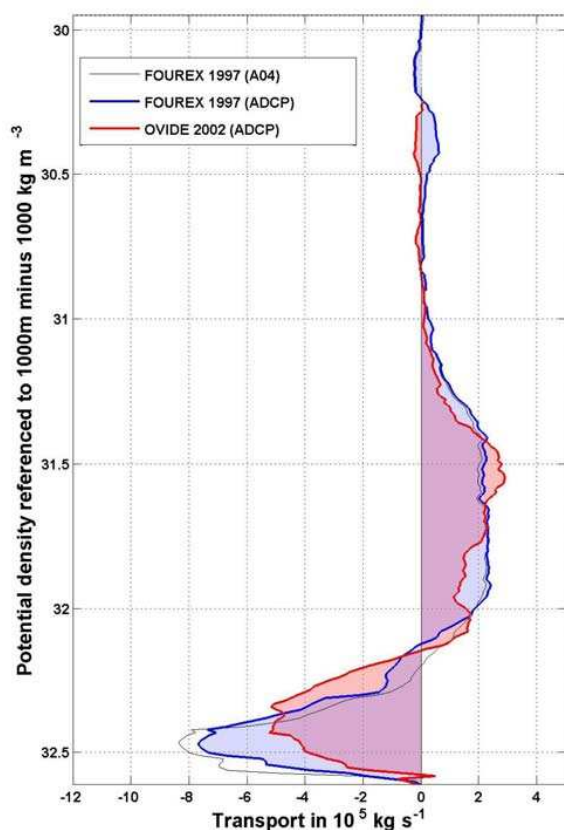


Figure 16. Same as Figure 15, with transport integrated over 0.1 kg m^{-3} density layers over the whole section. Values are in 10^5 kg s^{-1} .

The zero crossing of Figure 16 occurs for $\sigma_1 = 32.1$, both in 1997 and in 2002. It can be seen from Figure 4 that the $\sigma_1 = 32.1$ isopycnal nearly surfaces above the EGC, and the northward transport in the MOC_σ mostly includes the NAC. Thus MOC_σ is representative of the water mass transformation occurring north of the section.

We notice that MOC_σ is stronger than the DWBC by about 7.5 Sv for both years. This difference can be explained by the export of some EGC water (mainly Irminger Sea Water and uLSW) from the Irminger Sea. Part of this water circulates cyclonically around the Labrador Sea before merging with the Labrador Current and being exported above the DWBC; a significant part enters the Labrador Sea (via eddies) and is transformed by isopycnal mixing or incorporated in the process of LSW formation. The fact that Ovide and Fourex MOC_σ values are so close to the MOC_z values at lower latitudes [*Koltermann et al.*, 1999; *Bryden et al.*, 2005] leads us to believe that the EGC water exported westward with a density above $\sigma_1 = 32.1$ belongs to the lower branch of the MOC at lower latitudes, either by deepening of the isopycnals south of the Labrador Gyre or by diapycnal mixing inside the gyre. Future studies will help to validate and develop this thesis.

6.4. MOC Strength, Heat and Freshwater Transport

Table 5. Comparison between 1997 and 2002 integrated transports. The MOC is calculated in z coordinates as the maximum of the transport accumulated over the whole section from surface to bottom (the shallower shaded area on Figure 15), and as the difference of its extrema (the intermediate shaded area on Figure 15). The MOC_σ is calculated as the maximum of the cumulative transport, but in σ coordinates (16). "Net transp." refers to the net volume transport in the inverse model. Errors are given by the inverse models, and don't take into account sources of errors like the asynoptic and the ageostrophic variability along the section but include EGCC sampling error (see section 4.1).

	1997 _{ADCP}	2002 _{Ssadep}	Units
MOC_z/NAC	13.2 ± 0.9	8.8 ± 0.9	$10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
$MOC_z/NADW$	14.2 ± 0.8	11.2 ± 0.8	$10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
MOC_σ	19.2 ± 0.8	16.9 ± 1.0	$10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
Net transp.	0.12	0.26	$10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
Heat	0.66 ± 0.04	0.44 ± 0.05	10^{15} W
Salinity	15.2 ± 4.3	8.2 ± 4.4	10^9 kg s^{-1}

By performing different inversions, using or not LADCP, SADCP, and applying various constraints, we found that the MOC_z was actually quite sensitive to changes in the constraints, whereas the MOC_σ was much more stable. For example, MOC_z varies from 17 Sv to 14.2 Sv between A04 and the 1997 ADCP inversion, while MOC_σ varies only from 19 to 19.2 Sv. Similarly, comparing Ssadep and Sgeost inversion in 2002 (with and without ADCP data), MOC_z differs by 4.3 Sv while MOC_σ differs by only 0.1 Sv.

Table 5 gives a summary of the different values for estimates of MOC strength and for heat and salt transport. The error is a result of the inversion, and in 2002, 0.7 Sv associated with the EGCC has been incorporated (see section 4.1).

Values of 14.2 Sv in 1997 and 11.2 Sv in 2002 are obtained for $MOC_z/NADW$ in Table 5; but the MOC_z/NAC strength calculated as the peak in the transport accumulated from the surface represents 13.2 and 8.8 Sv respectively. Why are $MOC_z/NADW$ and MOC_z/NAC so different? We observe a 2002 AABW net transport of 1.5 ± 1.1 Sv northward, twice as strong as in 1997 according to the new ADCP inversion. This strong flow participates in the difference between the two MOC definitions through the overall mass conservation, and is associated with the transformation of upwelled AABW in NADW north of the section.

This discussion leads us to consider that the MOC strength calculated in σ coordinates is a better proxy for the MOC than estimates calculated over z coordinates, as stated by *Marsh et al.* [2005]. With uncertainties based on one-standard-deviation range, we find that the MOC amplitude in June-July 2002 was significantly lower than in August 1997, with a decrease of 2.4 ± 1.8 Sv (about 15%). The maximum of the northward transport was obtained at $\sigma_1 = 32.1$, which lies at about 1000m within the NAC.

The heat transport is equal to 0.44 ± 0.05 PW (1 PW = 10^{15} W) in 2002, while it reached 0.66 ± 0.04 PW in 1997, which corresponds to a difference of about 30%.

The salinity flux is calculated assuming a strict zero mass flux as in *Bacon* [1997], obtained by imposing a mass conservation error of $0.1 \cdot 10^9$ kg s⁻¹. We find 8.2 ± 4.4 Sv psu northward in 2002, against 15.2 ± 4.3 in 1997 (Table 5). The errors include the possible omission of 0.7 Sv at 31 psu in the EGCC in 2002. The variability, although not significant, is consistent with the heat flux, reminding that the NAC is the main heat and salt source across the section. The Ovide 2002 value is similar to Bacon's 6.5 ± 2.2 Sv psu in 1991.

7. Discussion and Conclusion

The question arises whether the slightly different paths and seasons of Fourex and Ovide could explain some of the observed variability in the MOC strength. Although many qualitative issues were discussed in section 6.2, the net impact of the observed differences is difficult to quantify without the help of models. That is why this issue was thoroughly discussed in *Treguier et al.* [2006], using the eddy-resolving CLIPPER ATL6 and FLAME models for the 1995-2002 period. The models consistently show larger values of MOC_σ by 1-2 Sv across Fourex line than Ovide in all seasons, whereas the models present a 2 to 4 Sv decrease between Fourex 1997 and Ovide 2002. This is quite consistent with the data, and suggest that the observed difference in MOC_σ

is mostly time variability and not space variability. The differences are enhanced in depth coordinates, but they may also be less reliable, as discussed before.

Treguier et al. [2006] also showed that the orientation of the section allowed us to safely ignore the unresolved eddy contribution to the heat transport across the Ovide section. The difference in heat transport is remarkable (0.66 PW in August 1997 versus 0.44 PW in June 2002), but there again, the southern localisation of the Fourex line could be partly responsible, since the sections, although not zonal, lie on the steep slope of the zonally averaged heat transport [see *Ganachaud and Wunsch*, 2003, Figure 3]. To verify this potential contribution, the yearly-averaged surface heat flux between Ovide and Fourex sections was estimated as 0.02 PW, which indicates that the different paths of the sections are not responsible for the observed difference in heat transport. What about the monthly variability? The CLIPPER model run from *Treguier et al.* [2006] shows that the heat transport across Ovide section has the smallest variability in summer, and the difference estimated between June and August averaged on years 1995 to 2002 in the model gives -0.02 PW, with a standard deviation of 0.05 PW. Based on these model results, the difference in time and location of Ovide and Fourex sections would explain at most one third of the contrast observed between 1997 and 2002. This suggests that the observed heat transport variability is mainly a direct result of the MOC_σ variability between August 1997 and June-July 2002.

What about non-synopticity issues? The Ovide section was performed in 22 days. According to *Ganachaud* [2003], the uncertainty linked to the asynopticity is weak compared to those associated with geostrophic assumptions. Although these sources of error were included in the overall mass constraint, it has little effect on the resulting MOC error since the constraints from velocity measurements appear to have greater weight. Should we arbitrarily set the resulting MOC error to 3 Sv? We believe not; but we must emphasize that the present results are only one point representative of three weeks of the years 1997 and 2002, and considering the important month-to-month variability of this kind of indicator [*Wunsch and Heimbach*, 2006], conclusions on interannual variability should be drawn with the support of other studies.

In conclusion, it has been shown that the Ovide line is quite suitable to monitor the many circulation patterns of the North Atlantic circulation, including the Subpolar Gyre, the DWBC and the NAC. In the eastern Subpolar Gyre, the circulation is characterized by a strong East Greenland Current of nearly 27.7 Sv in 1997, compared to 22.4 Sv in 2002. In 1997, the northerly boundary of the NAC and the strong northward flow of LSW nearly reverse the flow at depth in CGFZ. In 2002, the NAC net transport is marked by a strong southward recirculation of warm surface water over the Iberian

Abyssal Plain, on top of a 2.2 Sv northward flow of AABW.

Besides these circulation patterns, we saw that the maximum of the transport integrated over the section from the surface along σ_1 coordinates is a good proxy for monitoring the North Atlantic Meridional Overturning Cell. Relying on this proxy, we show a 2.4 ± 1.8 Sv decrease of the MOC between Summer 1997 and Summer 2002, half of it being probably due to the different section paths. The heat transport sees an even more severe decrease of about 30%.

Acknowledgments.

The authors want to acknowledge the colleagues and ship crews who helped to collect all the data discussed in this paper. They are also grateful to Gilles Reverdin and an anonymous reviewer for their helpful and very detailed comments on the text that helped greatly to improve its precision and clarity. Figure 12 comes directly from the AVISO Live Access Server. For this work, P. Lherminier and C. Kermabon were supported by Ifremer, H. Mercier by CNRS, C. Gourcuff by Ifremer and CNES, and S. Bacon by NOCS. The Ovide project mainly relies on funds from Ifremer, INSU and PNEDC.

References

- Álvarez, M., H. L. Bryden, F. F. Pérez, A. F. Ríos, and G. Rosón (2002), Physical and biochemical fluxes and net budgets in the Subpolar and Temperate North Atlantic, *J. Mar. Res.*, *60*, 191–262.
- Álvarez, M., F. F. Pérez, H. L. Bryden, and A. F. Ríos (2004), Physical and biochemical transports structure in the North Atlantic subpolar gyre, *J. Geophys. Res.*, *109*, C03027, doi:10.1029/2003JC002015.
- Bacon, S. (1997), Circulation and fluxes in the North Atlantic between Greenland and Ireland, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 1420–1435.
- Bacon, S. (1998a), Decadal variability in the outflow from the Nordic seas to the deep Atlantic Ocean, *Nature*, *394*, 871–874.
- Bacon, S. (1998b), RRS DISCOVERY Cruise 230: 07 Aug - 17 Sep 1997, *Tech. Rep. 16*, Southampton Oceanography Centre.
- Bacon, S., G. Reverdin, I. G. Rigor, and H. M. Snaith (2002), A freshwater jet on the east Greenland Shelf, *J. Geophys. Res.*, *107*, doi:10.1029/2001JC000935.
- Bacon, S., W. J. Gould, and Y. Jia (2003), Open-ocean convection in the Irminger Sea, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(5), 1246, doi:10.1029/2002GL016271.
- Belkin, I. M., and S. Levitus (1996), Temporal variability of the subarctic front near the Charlie-Gibbs Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, *101*(C12), 28,317–28,324, doi:10.1029/96JC02794.
- Bersch, M. (2002), North Atlantic Oscillation-induced changes of the upper layer circulation in the northern North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *107*(C10), 3156, doi:10.1029/2001JC000901.
- Billant, A., P. Branellec, and H. Mercier (2004), Campagne OVIDE 2002: rapport de données CTD-O₂, *Tech. Rep. DRO/DOPS/LPO/04-01*, Ifremer.
- Bryden, H. L., H. R. Longworth, and S. A. Cunningham (2005), Atlantic meridional overturning circulation at 25°N, *Nature*, *438*, 655–657, doi:10.1038/nature04385.
- Cunningham, S. A. (2000), Circulation and VOLUME flux of the North Atlantic using synoptic hydrographic data in a Bernoulli inverse, *J. Mar. Res.*, *58*, 1–35.
- Cuny, J., P. B. Rhines, and R. Kwok (2005), Davis Strait volume, freshwater and heat fluxes, *Deep-Sea Res.*, *52*, 519–542.
- Curry, R. G., and M. S. McCartney (2001), Ocean gyre circulation changes associated with the north atlantic oscillation, *J. Phys. Oceanogr.*, *31*, 3374–3400.
- Dickson, R. R., and J. Brown (1994), The production of North Atlantic Deep Water: sources, rates, and pathways, *J. Geophys. Res.*, *99*(C6), 12,319–12,341.
- Dickson, R. R., I. Yashayaev, J. Meincke, B. Turrell, S. Dye, and J. Holfort (2002), Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades, *Nature*, *416*, 832–837.
- Egbert, G., A. Bennett, and M. Foreman (1994), TOPEX/Poseidon tides estimated using a global inverse model, *J. Geophys. Res.*, *99*(C12), 24,821–24,852.
- Flatau, M. K., L. Talley, and P. P. Niiler (2003), The North Atlantic oscillation, surface current velocities, and SST changes in the subpolar North Atlantic, *J. Climate*, *16*, 2355–2369.
- Förner, S. (2005), Utilisation des CFC et du CCl₄ dans l'étude de la circulation profonde de l'Atlantique Nord, Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale.
- Fratantoni, D. M. (2001), North Atlantic surface circulation during the 1990s observed with satellite-tracked drifters, *J. Geophys. Res.*, *106*(C10), 22,067–22,094, doi:10.1029/2000JC000730.
- Ganachaud, A. (2003), Error budget of inverse box models: the North Atlantic, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, *20*(11), 1641–1655.
- Ganachaud, A., and C. Wunsch (2003), Large-scale ocean heat and freshwater transports during the World Ocean Circulation Experiment, *J. Climate*, *16*(2), 696–705.
- Häkkinen, S., and P. B. Rhines (2004), Decline of subpolar North Atlantic, *Science*, *304*, 555–559.
- Hansen, B., and S. Østerhus (2006), Monitoring the Faroe Bank Channel overflow, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 06841, 2006.
- Harvey, J. G., and A. Theodorou (1986), The circulation of Norwegian Sea overflow water in the eastern North Atlantic, *Oceanologica Acta*, *9*(4), 393–402.
- Hátún, H., A. B. Sandø, H. Drange, B. Hansen, and H. Valdimarsson (2005), Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the thermohaline circulation, *Science*, *309*, 1841–1844, doi:10.1126/science.1114777.
- Koltermann, K. P., A. V. Sokov, V. P. Tereshchenkov, S. A. Dobroliubov, K. Lorbacher, and A. Sy (1999), Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic circulation during the 1990s, *Science*, *286*, 109–138.
- Krauss, W. (1995), Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin, *J. Geophys. Res.*, *100*(C6), 10,851–10,871.
- Lavender, K. L., R. E. Davis, and W. B. Owens (2000), Mid-depth recirculation observed in the interior Labrador and Irminger seas by direct velocity measurements, *Nature*, *407*, 66–69.
- Lherminier, P., J.-P. Gouillou, C. Kermabon, and H. Mercier (2003), OVIDE 2002: traitement des données des LADCP RDI-BB150 et RDI-WH300, *Tech. Rep. DRO/DOPS/LPO/03-10*, Ifremer.
- Lux, M., H. Mercier, and M. Arhan (2000), Interhemispheric exchanges of mass and heat in the Atlantic Ocean in January–March 1993, *Deep-Sea Res.*, *48*, 605–638.
- Macrander, A., U. Send, H. Valdimarsson, S. Jonsson, and R. H. Käse (2005), Interannual changes in the overflows from the Nordic Seas into the Atlantic Ocean through Denmark Strait, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(L06606), doi:10.1029/2004GL021463.
- Marsh, R., B. A. de Cuevas, A. C. Coward, H. L. Bryden, and M. Alvarez (2005), Thermohaline circulation at three key sections in the North Atlantic over 1985–2002, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(L10604), doi:10.1029/2004GL022281.
- Maslowski, W., D. Marble, W. Walczowski, U. Schauer, J. L. Clement, and A. J. Semtner (2004), On climatological mass, heat and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation, *J. Geophys. Res.*, *109*(C3), C03,032, doi:10.1028/2001JC001039.
- McCartney, M. S. (1992), Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, *29*(4), 283–383.
- Mercier, H. (1986), Determining the General Circulation of the Ocean: A Non Linear Inverse Problem, *J. Geophys. Res.*, *91*(C4), 5103–5109.
- Paillet, J., and H. Mercier (1997), An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation, *Deep-Sea Res.*, *44*(8), 1293–1328.
- Paillet, J., M. Arhan, and M. S. McCartney (1998), Spreading of Labrador Sea Water in the eastern North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *103*(C5), 10,223–10,239.
- Pickart, R. S., F. Straneo, and G. W. K. Moore (2003), Is Labrador Sea Water formed in the Irminger basin?, *Deep-Sea Res.*, *50*(1), 23–52.

- Pickart, R. S., D. J. Torres, and P. S. Fratantoni (2005), The East Greenland Spill Jet, *J. Phys. Oceanogr.*, *35*(6), 1037–1053, doi:10.1175/JPO2734.1.
- Reverdin, G., P. P. Niiler, and H. Valdimarsson (2003), North Atlantic Ocean surface currents, *J. Geophys. Res.*, *108*, doi:10.1028/2001JC001020.
- Saunders, P. M. (1987), Flow through Discovery Gap, *J. Phys. Oceanogr.*, pp. 631–643.
- Saunders, P. M. (1994), The flux of overflow water through the Charlie Gibbs Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, *99*, 12,343–12,355.
- Schmitz, W. J., Jr., and M. S. McCartney (1993), On the North Atlantic circulation, *Reviews of Geophysics*, *31*(1), 29–49.
- Schott, F., L. Stramma, and J. Fischer (1999), Interaction of the North Atlantic Current with the deep Charlie Gibbs Fracture Zone throughflow, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 369–372.
- Serreze, M. C., A. P. Barrett, A. G. Slater, R. A. Woodgate, K. Aagaard, R. B. Lammers, M. Steele, R. Moritz, M. Meredith, and C. M. Lee (2006), , *J. Geophys. Res.*, *111*(C11010), doi:10.1029/2005JC003424.
- Sy, A. (1988), Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic Current, the Azores Current, and the Mediterranean Water plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge, *Deep-Sea Res.*, *35*, 383–413.
- Treguier, A.-M., S. Theetten, E. Chassignet, T. Penduff, R. Smith, L. Talley, J. O. Beismann, and C. Böning (2005), The North Atlantic subpolar gyre in four high-resolution models, *J. Phys. Oceanogr.*, *35*(5), 757–774, doi:10.1175/JPO2720.1.
- Treguier, A.-M., C. Gourcuff, P. Lherminier, H. Mercier, B. Barnier, G. Madec, J. Molines, T. Penduff, L. Czeschel, and C. Böning (2006), Internal and forced variability along a section between Greenland and Portugal in the CLIPPER Atlantic model, *Oceans Dynamics*, doi:10.1007/s10236-006-0069-y.
- Uppala, S., P. Kallberg, A. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. Balmaseda, A. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B. Hoskins, L. Isaksen, P. Janssen, R. Jenne, A. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. Rayner, R. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *131*, 2961–3012.
- van Aken, H. M., and G. Becker (1996), Hydrography and through-flow in the north-eastern North Atlantic Ocean: the NANSEN project, *Prog. Oceanogr.*, *38*(4), 297–346, doi:10.1016/S0079-6611(97)00005-0.
- Visbeck, M. (2002), Deep velocity profiling using Lowered Acoustic Doppler Current Profilers: bottom track and inverse solutions, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, *19*(5), 794–807.
- Wilkinson, D., and S. Bacon (2005), The spatial and temporal variability of the East Greenland Coastal Current from historic data, *Geophys. Res. Lett.*, *submitted*.
- Woodgate, R. A., and K. Aagaard (2005), Revising the bering strait freshwater flux into the arctic ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(L02602), doi:10.1029/2004GL021747.
- Wunsch, C., and P. Heimbach (2006), Estimated decadal changes in the North Atlantic Meridional Overturning Circulation and heat flux 1993-2004, *J. Phys. Oceanogr.*, *36*(11), 2012–2024, doi:10.1175/JPO2957.1.
- Yashayaev, I., and A. Clarke (2005), Recent warming of the Labrador Sea, ASOF Newsletter No. 4, p.17-18 (unpublished manuscript).

P. Lherminier, Laboratoire de Physique des Océans, Ifremer, B.P. 70, 29280 PLOUZANE, FRANCE. (pascale.lherminier@ifremer.fr)

**Thèse de Doctorat
de l'Université Européenne de Bretagne**

Titre

ETUDE DE LA VARIABILITÉ DE LA CIRCULATION
DU GYRE SUBPOLAIRE DE L'ATLANTIQUE NORD À
L'AIDE DES DONNÉES OVIDE ET DE MESURES
SATELLITAIRES

Auteur

Claire Gourcuff

Etablissement

Université de Bretagne Occidentale - Brest

RESUME

Le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord, décrit par la circulation cyclonique à grande échelle entre 50°N et 63°N joue un rôle clé dans la variabilité du climat. Le programme Ovide contribue à l'observation des éléments de circulation dans cette région. Une radiale de mesures est répétée tous les deux ans en été depuis 2002 entre le Groenland et le Portugal, suivant un trajet proche de la section Fourex (A25) réalisée en août 1997. Pour estimer les transports à travers les sections, on utilise un modèle inverse géostrophique en boîte, contraint par des mesures directes de courant.

La nécessité d'utiliser des contraintes temporellement associées à une section pour estimer des transports représentatifs de la circulation au moment de la campagne est mise en évidence à partir des données de Fourex 1997. On montre qu'en estimant précisément les erreurs a priori, des mesures altimétriques peuvent aussi être utilisées à la place des mesures ADCP pour estimer les transports à l'aide du modèle inverse.

L'analyse de la circulation à travers la section Ovide 2006 montre des transports des principaux courants ainsi qu'une Circulation Méridienne de Retournement et un transport de chaleur tous significativement plus faible en juin 2006 que lors des étés 1997, 2002 et 2004. La variabilité de surface entre 1992 et 2007 est interprétée à l'aide de données altimétriques. Un index est défini, semblant indiquer un transport vers le nord particulièrement faible pendant toute l'année 2006 suivi d'un retour à des valeurs moins extrêmes les années suivantes.

La variabilité des flux d'eau douce à travers les sections Fourex 1997 et Ovide 2002, 2004 et 2006 est mise en évidence, ainsi que la variabilité de la position de l'EGCC, dont le transport d'eau douce correspond à 15% du transport total d'eau douce à travers les sections.

MOTS-CLES

Ovide - Gyre Subpolaire - Atlantique Nord - variabilité - Circulation Méridienne de Retournement (MOC) - Transport de Chaleur - Flux d'eau douce - Courant Cotier Est Groenlandais (EGCC) - Altimétrie - Courantométrie - Géostrophie - Modèle Inverse.

Title

STUDY OF THE VARIABILITY OF THE
CIRCULATION IN THE NORTH ATLANTIC
SUBPOLAR GYRE USING OVIDE DATA AND
SATELLITE MEASUREMENTS

Author

Claire Gourcuff

University

Université de Bretagne Occidentale - Brest

ABSTRACT

The large scale cyclonic circulation of the North Atlantic subpolar gyre, between 50°N and 63°N, plays a key role in the climate variability. The Ovide program contributes to the observation of the circulation in this region. A section is repeated every two years in summer since 2002 between Greenland and Portugal following a path close the Fourex (A25) section carried out in August 1997. To get transport estimates across the sections, a geostrophic box inverse model is used, constrained with direct current measurements.

Our new estimates of Fourex transports show the need to use constraints temporally associated with the section to get transports estimates representative of the circulation at the section realisation dates. It is also shown that altimetry velocities can be used instead of ADCP measurements to get transports across sections with the inverse model, provided that the a priori errors are correctly evaluated.

Analysis of circulation across Ovide 2006 section displays significantly weaker transports in June 2006 compared to summers 1997, 2002 and 2004, for all the main currents as well as for the Meridional Overturning Circulation and the heat transport. Altimetry is used to interpret surface variability along the Ovide section from 1992 to 2007. An index is defined, which seems to indicate that northward surface transport was especially low during the whole year 2006 and turned back to less extreme values in the following years.

Variability in freshwater fluxes across Fourex 1997, Ovide 2002, 2004 and 2006 sections is revealed in the last chapter, together with the EGCC position. This coastal current transport represents 15% of the total freshwater transport across the section.

KEY-WORDS

Ovide - Subpolar Gyre - North Atlantic - variability - Meridional Overturning Circulation (MOC) - Heat Transport - Freshwater Fluxes - East Greenland Coastal Current (EGCC) - Altimetry - Geostrophy - Courantology - Inverse Model.