

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Océanographie Physique

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Eric de Boisséson

Préparée à l'Unité Mixte de Recherche 6523

CNRS - IFREMER - UBO - IRD

Laboratoire de Physique des Océans

Les Eaux Modales du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord: origine, formation, variabilité

Thèse soutenue le 14 janvier 2010

devant le jury composé de :

Gilles REVERDIN

Directeur de Recherche CNRS, LOCEAN, Paris / *président*

Louis PRIEUR

Directeur de Recherche CNRS, LOV, Villefranche-sur-Mer / *rapporteur*

Steven HERBETTE

Maître de conférence, UBO, LPO, Brest / *examineur*

Gurvan MADEC

Directeur de Recherche CNRS, LOCEAN, Paris / *examineur*

Kevin Speer

Professeur, Dept. of Oceanography, Tallahassee, Florida / *examineur*

Gury CANIAUX

Ingénieur Météo France, CNRM, Toulouse / *invité*

Virginie THIERRY

Directrice de thèse

Herlé MERCIER

Directeur de thèse

Remerciements

Je remercie Virginie et Herlé pour leur encadrement. Sans eux je serai sûrement encore en train de galérer à l'heure qu'il est.

Merci à mon jury de thèse pour avoir accepté de lire mon manuscrit et pour s'être déplacé malgré la neige et les grèves d'aéroport.

Je remercie aussi toutes les personnes du LPO qui m'ont apporté une aide que ce soit au niveau administratif, informatique, scientifique ou autre. Merci à Bruno Blanke et Nicolas Grima de m'avoir appris à utiliser ARIANE. Merci à Anne-Marie Tréguier d'avoir répondu à mes questions sur les modèles numériques. Merci aux d'jeuns du labo que j'ai eu l'occasion de cotoyer : Eric (pas moi), Claire M., Claire G., Catherine, Guillaume D., Guillaume M., Arnaud, Nico, Raf, Flo, Tanguy, Henrick, Jeremy, Hai Yen etc ... Mention spéciale à Jean-François et Emilie dont j'ai partagé le bureau (les pauvres ...). Merci à Camille, Emilie et Damien pour avoir relu une partie de mon manuscrit. Enfin, merci à Mark et Philippe, les deux premières personnes du labo à avoir accepté de trainer avec un asocial comme moi.

Merci aussi à Zagg, Neal, Jack, Maggy, Fiona, Martin, James (le meilleur d'entre nous), à Patrick et Sean (rock'n roll!!), Ryan, Michael, Luke, Jason, au trio Evan-Seth-Fogell et à tous ceux que j'oublie et qui m'ont aidé à finir cette thèse ...

Merci à mes parents, à Olivier (ce soir on lâche rien), Sophie (I don't wanna wait), Emmanuelle, Marc, Benoît (la Garonne est viola et viola elle restera), Sybille, Blanche et Thibaut. Je me souviendrai longtemps de l'été 2009. Je remercie aussi André, Nicolas et Fabrice même si on s'est à peine vu ces derniers temps.

Bon voilà, j'ai oublié plein de monde mais j'en ai marre d'écrire alors merci à eux.

Table des matières

Introduction	5
0.1 Le rôle climatique de la circulation générale océanique	5
0.2 Les eaux modales	5
0.3 L'Est du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord	8
0.3.1 Masses d'eau et circulation générale	8
0.3.2 Interactions océan-atmosphère	13
0.4 Variabilité des SPMW dans le gyre subpolaire	14
0.4.1 L'oscillation Nord Atlantique	14
0.4.2 Le projet OVIDE et la SPMW de la dorsale de Reykjanes	14
0.4.3 Variabilité des SPMW dans le gyre Subpolaire	16
0.5 Objet de la thèse	17
1 Données et méthodes	27
1.1 Introduction	27
1.2 Données hydrographiques	28
1.2.1 Données de campagnes	28
1.2.2 Données Argo	28
1.2.3 L'Atlas Hydrobase 2 et la World Ocean Database	29
1.2.4 Détection des SPMW dans les données hydrographiques	32
1.3 Mesures satellitaires et interactions océan-atmosphère	35
1.3.1 Données altimétriques	35
1.3.2 Flux de surface et température de surface	38
1.4 La simulation ORCA025-G70	42
1.4.1 Généralités	42
1.4.2 Circulation horizontale	45
1.4.3 Circulation verticale	48
1.4.4 Flux de surface	50
1.4.5 Les couches de surface	53
1.4.6 ARIANE : un outil d'analyse lagrangienne	59

1.5	Conclusion	63
2	Cycle de vie des SPMW	65
2.1	Introduction	65
2.2	Schéma d'alimentation des SPMW.	67
2.2.1	Schéma d'alimentation esquissé à partir des observations	67
2.2.2	Le schéma d'alimentation des SPMW dans ORCA025-G70	69
2.3	Formation des SPMW	80
2.3.1	Les expériences lagrangiennes	80
2.3.2	Les SPMW de la section 59°N	82
2.3.3	Les SPMW de la dorsale de Reykjanes	87
2.3.4	Bilan	93
2.4	Devenir des SPMW	95
2.4.1	Devenir à court terme	96
2.4.2	Vers les zones de convection	102
2.5	Conclusion	104
3	Variabilité des SPMW	107
3.1	Introduction	107
3.2	La variabilité dans ORCA025-G70	109
3.2.1	Variabilité des SPMW	109
3.2.2	Variabilité de l'intensité des gyres.	114
3.2.3	La position du front subarctique	117
3.2.4	Variabilité du contenu thermique des couches de surface	124
3.2.5	Les mécanismes de la variabilité	126
3.2.6	Bilan	128
3.3	Approche lagrangienne de la variabilité.	129
3.3.1	Variabilité de l'alimentation et la répartition des SPMW de l'Est du gyre subpolaire sur les périodes 1966-1975 et 1990-1999.	129
3.3.2	Origine et propagation du signal de variabilité	134
3.3.3	Bilan	141
3.4	Conclusion	141
4	Formation des SPMW à partir de Argo	145
4.1	Introduction	152
4.2	Dataset and methods	154
4.2.1	Argo data, surface fluxes and SST	154
4.2.2	The numerical experiment	155
4.2.3	Model validation	157

4.3	Mixed layer heat budget from Argo	158
4.3.1	Heat budget formulation and implementation	158
4.3.2	Results	163
4.3.3	Sensitivity of the results	163
4.4	Mixed layer heat budget from ORCA025-G70fo outputs	166
4.4.1	Colocalized floats	166
4.4.2	The model-based eulerian budget	168
4.5	Discussion	169
4.5.1	The new Argo budget	170
4.5.2	Sampling issues	170
4.6	Conclusion	173
	Conclusion	175
	Bibliographie	180
	Annexe	189

Introduction

0.1 Le rôle climatique de la circulation générale océanique

La circulation générale océanique est une composante cruciale du climat terrestre. Du fait de sa forte capacité calorifique, l'océan stocke et transporte une grande partie de la chaleur que la Terre reçoit du Soleil. Il la répartit dans tous les bassins du globe et, en interagissant avec la dynamique atmosphérique, influence le climat des continents. Les eaux de surface chaudes, salées et peu denses des tropiques sont transportées vers les pôles où elles se refroidissent et se densifient. Puis elles plongent par convection et forment la branche froide et profonde de la circulation thermohaline (*Broecker, 1991*). L'intensité de la circulation thermohaline constitue un indice clé de l'évolution du climat. Il y a un engouement sans précédent pour tenter de suivre et de comprendre son évolution dans le passé et pour prévoir son comportement futur (via la modélisation) et ce qu'il implique pour le climat global. Les eaux modales font partie de la branche de surface de la circulation thermohaline et interagissent avec l'atmosphère. Leur étude s'inscrit donc dans cette dynamique de compréhension de la circulation thermohaline.

0.2 Les eaux modales

L'origine de l'étude des eaux modales remonte aux travaux de *Iselin (1939)*. Ces derniers déterminaient l'origine des Eaux Centrales de l'Atlantique Nord (ou Central Atlantic Water) localisées dans la thermocline principale en corrélant les propriétés T-S (température-salinité) des thermoclines subtropicales et des couches de mélange hivernales des latitudes subpolaires. A ces latitudes, la convection entraîne la formation de couches de mélange profondes et homogènes sur la verticale. Cette homogénéité persiste temporellement mais aussi spatialement au cours de l'advection de ces masses d'eau par les courants de subsurface. Ces eaux accumulent un volume d'eau important dans une gamme de propriétés en température et salinité restreinte et représentent une contribution volumique importante aux Eaux Centrales. Sur un diagramme T-S volumique, ce type de contribution est associée à un volume élevé. L'exemple le plus connu est la 'Eighteen Degree Water' (l'eau à 18°C) - une masse d'eau épaisse dont la température est comprise entre 17 et 19°C et qui se forme

par convection dans la couche de mélange hivernale - associée à l'extension du Gulf Stream dans l'Atlantique Nord (*Worthington, 1959*). La Fig.1, issue de *Wright and Worthington (1970)*, représente le recensement volumétrique des températures et salinités mesurées en Atlantique Nord superposé au diagramme T-S moyen du bassin qui définit les Eaux Centrales de l'Atlantique Nord. La 'Eighteen Degree Water' est si épaisse et représente un tel volume qu'elle est associée à un "mode" volumétrique isolé sur le recensement de l'Atlantique Nord (à 17-18°C et 36.4 en salinité, cf Fig.1) alors qu'elle n'est présente que dans l'Ouest du gyre subtropical. C'est ce comportement "modal" qui a donné le terme "Eau Modale" qui est donc une composante de l'Eau Centrale et dont le volume élevé résulte de sa formation par convection profonde. Selon *McCartney and Talley (1982)*, une eau modale donnée est l'eau source d'une composante spécifique de l'Eau Centrale. Des eaux modales ont été identifiées dans tous les grands bassins océaniques du globe et *Talley (1999b)* en a tiré une cartographie globale (cf Fig.2). La plupart du temps elles sont associées à des courants ou des fronts et sont localisées du côté chaud de ces structures de circulation (*Hanawa and Talley, 2001*). *Masuzawa (1969)*, par exemple, baptise 'eau modale subtropicale' (STMW : Subtropical Mode Water) l'équivalent de la 'Eighteen Degree Water' observée au Sud du Kuroshio dans le gyre. Subtropical Pacifique. Dans l'Atlantique Nord (cf Fig.1), outre la 'Eighteen Degree Water', on retrouve des volumes élevés entre 10 et 15°C et 35.4 et 36 mais aussi entre 4 et 8°C et 34.5 et 35.4 qui correspondent aux Eaux Modales Subpolaires (SubPolar Mode Waters ou SPMW, *McCartney and Talley (1982)*) et à l'Eau de la Mer du Labrador (Labrador Sea Water ou LSW pour la gamme 4-4.5°C et 34.95-35).

Ces SPMW sont donc formées en hiver par mélange convectif en réponse au refroidissement atmosphérique. La convection hivernale est à l'origine de couches de mélange profondes qui vont être restratifiées en surface au printemps et former des eaux modales. Ces masses d'eau homogènes sont généralement comprises entre la pycnocline saisonnière et la pycnocline permanente. C'est le contraste entre les gradients de propriétés (température, densité, salinité) de ces couches qui permet de repérer les eaux modales sur un profil vertical (cf l'exemple de la Fig.3). D'après *McCartney and Talley (1982)*, parmi les SPMW, les plus chaudes et les moins denses ($10 < T < 15^{\circ}\text{C}$ et $\sigma_0 < 27.3 \text{ kg.m}^{-3}$) recirculeraient en partie dans le gyre subtropical. *Paillet (1996)* montre notamment que la SPMW à 12°C observée en Atlantique Nord-Est est advectée par la circulation locale et subducte sous la thermocline et conservent leurs propriétés pendant plusieurs années. D'après *McCartney and Talley (1982)*, les autres SPMW circuleraient en se densifiant dans le gyre subpolaire jusqu'à former la LSW qui influence indirectement les latitudes subtropical via l'écoulement du Courant Côtier Profond Nord-Atlantique (qui fait partie de la branche profonde de la circulation thermohaline). Ces SPMW ne subductent pas et ne conservent donc leur propriétés que quelques mois en présence d'une thermocline saisonnière de surface. *McCartney and Talley (1982)* suggèrent de plus qu'elles se transforment lors du mélange convectif

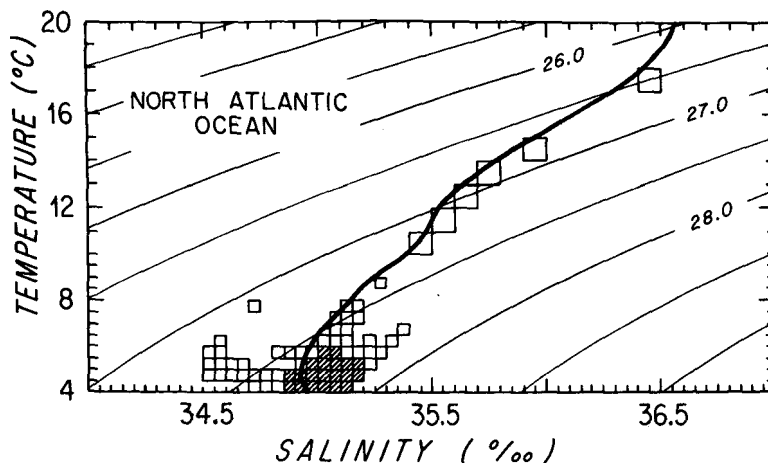


FIG. 1 – Représentation simplifiée du recensement volumétrique de *Wright and Worthington* (1970) des propriétés en température-salinité (T-S) de l'Atlantique Nord pour les eaux de température supérieure à 4°C. Les gammes de T-S sont classées en fonction de leur volume dans des intervalles de 0.5°C par 0.05. Les gammes qui totalisent 25% du volume total sont repérées par des boîtes hachurées. 50% du volume est compris dans l'ensemble des boîtes. La courbe en trait plein représente la relation T-S moyenne en Atlantique Nord. Figure tirée de *McCartney and Talley* (1982) d'après *Wright and Worthington* (1970).

hivernal. Elles reflètent ainsi les conditions climatiques au moment et à l'endroit de leur formation. La variation des propriétés des SPMW est une manifestation de la variation des échanges air-mer hivernaux dans la zone de formation, du transport de chaleur vers la zone de formation et de l'activité tourbillonnaire dans la zone de formation (*Hanawa and Talley*, 2001). Enfin, la variabilité de la dynamique des gyres en lien avec la variabilité atmosphérique à grande échelle peut aussi influencer sur les propriétés des SPMW.

Ce travail de thèse est centré sur l'étude des SPMW évoluant dans le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord (en bordeaux sur la Fig.2). Les travaux de *McCartney and Talley* (1982) en fournissent la première description détaillée. Ces SPMW couvrent une gamme de densité allant de 26.9 à 27.75 $kg.m^{-3}$ (*Talley*, 1999b). Les SPMW les plus légères sont situées au Sud de la zone où le courant Nord-Atlantique (North Atlantic Current ou NAC) se sépare de la côte Nord américaine et pénètre vers l'Est du Bassin vers 52°N et 40°W (*McCartney and Talley* (1982) leur Fig.1). On retrouve les SPMW les plus denses successivement dans le Bassin d'Islande, le Bassin d'Irminger puis la Mer du Labrador où elles forment la LSW. *McCartney and Talley* (1982) suggèrent que les SPMW seraient advectées par la circulation cyclonique du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord. De plus, la densité des SPMWs augmenterait par refroidissement au cours de leur trajet jusqu'à la Mer du Labrador et aux Mers Nordiques. Les SPMW du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord apparaissent ainsi comme un élément clé de la circulation thermohaline dans l'Atlantique

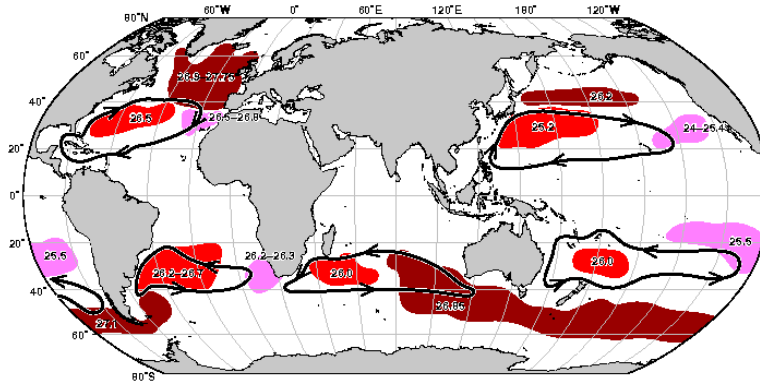


FIG. 2 – Distribution des différents types d’eaux modales dans l’océan global. En rouge, on retrouve les eaux modales subtropicales, en grenat, les eaux modales subpolaires, en rose les eaux modales associées aux zones d’upwelling (*Talley, 1999b*).

Nord. En effet, *Schmitz and McCartney (1993)* et *McCartney and Talley (1982)* les désignent comme précurseurs des eaux denses qui vont plonger par convection dans les Mers Nordiques (Mer du Groenland et Mer de Norvège) et en Mer du Labrador et rejoindre ultérieurement la branche froide de la circulation thermohaline. L’étude des SPMW permet d’accroître les connaissances actuelles sur le fonctionnement de la circulation thermohaline et ses interactions avec l’atmosphère et le climat en général.

0.3 L’Est du gyre subpolaire de l’Atlantique Nord

0.3.1 Masses d’eau et circulation générale

La circulation générale en Atlantique Nord est séparé en un gyre Subtropical circulant anticycloniquement entre l’Equateur et le NAC et en un gyre subpolaire circulant cycloniquement au Nord du NAC (cf Fig.4). Le gyre Subpolaire de l’Atlantique Nord se situe à la jonction entre la branche supérieure et la branche inférieure de la circulation thermohaline (*Stommel, 1955; Wust, 1959*). La Fig.5 est une carte bathymétrique de la zone du gyre subpolaire. L’Est du gyre Subpolaire comprend, d’Ouest en Est (du Groenland à l’Irlande), le Bassin d’Irminger, le Bassin d’Islande, le Plateau de Rockall et le Rockall Trough. Le Bassin d’Irminger est séparé du reste la zone par la dorsale de Reykjanes qui part du Sud

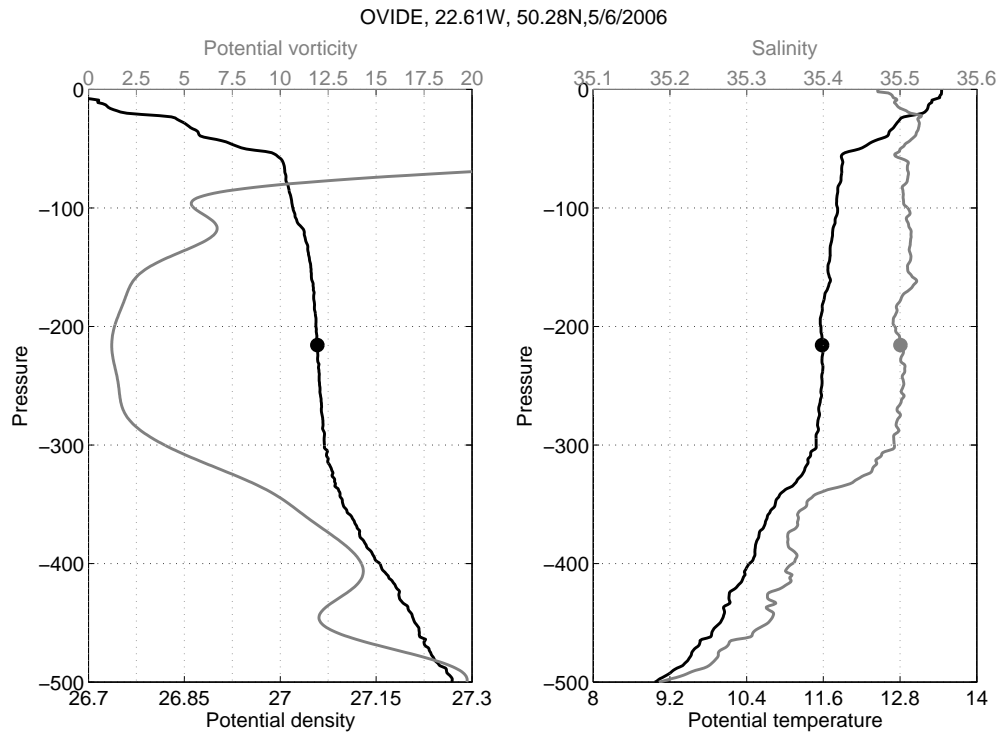


FIG. 3 – Exemple de profil vertical échantillonnant une eau modale. (Gauche) Profils de densité potentielle et de vorticité potentielle respectivement en noir et gris. (Droite) Profils de température potentielle et de salinité respectivement en noir et gris. Les points indiquent la position du minimum de vorticité potentielle et donc du coeur de l'eau modale.

de l'Islande et rejoint la ride médio Atlantique (Mid Atlantic Ridge ou MAR) vers 54°N . La dorsale de Reykjanes est une barrière topographique très importante qui contraint la circulation sur toute la colonne d'eau et influence la répartition des masses d'eau.

Les masses d'eau de la région peuvent être classées en différentes couches (*Aken and de Boer, 1995; Sarafanov et al., 2008*). La couche de surface comprend les SPMW chaudes salées et homogènes (ENAW et AW sur la Fig.6). On les retrouve du Rockall Trough jusqu'au centre du Bassin d'Irminger, le long du trajet moyen des différentes branches du NAC et leur densité augmente continuellement en aval de ces branches. D'après *Brambilla and Talley (2008a)*, leur densité varie en moyenne de 27.3 à 27.5 kg.m^{-3} (cf Fig.7). De l'Ouest au centre du Bassin d'Irminger, les eaux de surface viennent des glaces fondues de l'Arctique, des eaux denses de la Mer du Groenland et de la circulation cyclonique transportant les eaux de surface du NAC en suivant le pourtour du Bassin (*Krauss, 1995*) (RAW sur la Fig.6). Dans la suite du manuscrit, la couche de surface ou les eaux de surface désignent les couches sus-jacentes à la pycnocline permanente. Dans la pycnocline permanente, on trouve les eaux intermédiaires (Intermediate Water ou IW, *Aken and de Boer (1995) et Sarafanov*

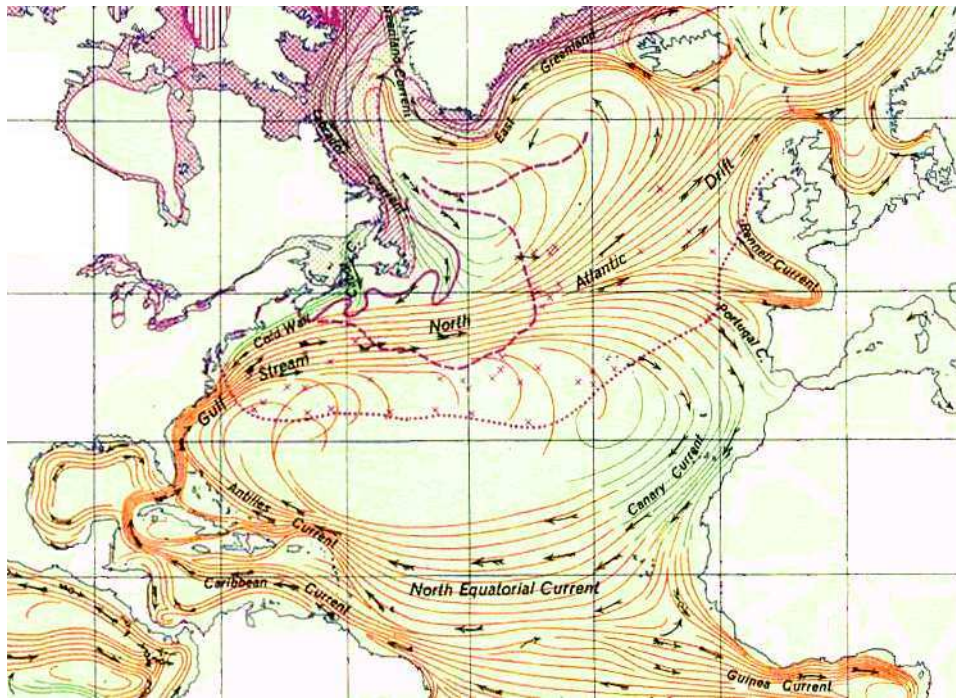


FIG. 4 – Circulation générale en Atlantique Nord. Le gyre subtropical est situé entre l'Equateur et le NAC et le gyre subpolaire au Nord du NAC.

et al. (2008)) très stratifiées (WNAW et MNAW sur la Fig.6) directement en contact avec la limite inférieure de la couche de surface. Sous la pycnocline permanente, la LSW est caractérisée par un minimum de salinité. A proximité du fond se trouvent les eaux denses originaires des Mers Nordiques : l'eau de l'overflow passant entre l'Islande et l'Ecosse (Iceland Scotland Overflow Water ou ISOW) qui tapisse le fond du Nord du Bassin d'Islande, les contreforts du flanc Est de la dorsale de Reykjanes et recircule dans les profondeurs du Bassin d'Irminger ; l'eau de l'overflow du Détroit du Danemark (Danemark Strait Overflow Water : DSW), sous jacente à l'ISOW dans le Bassin d'Irminger, et tapissant le fond du bassin (*Sarafanov et al.*, 2007). Au Sud du Rockall Trough, on retrouve aussi des eaux profondes d'origine Antarctique caractérisées par un maximum de concentration en silice (Antarctic Bottom Water ou AABW) (*Read*, 2001).

La Fig.7 représente la circulation générale dans le gyre subpolaire avec un schéma présentant les principales branches de surface et profondes, un schéma d'alimentation du Bassin d'Islande et du Rockall Trough issu de *Brambilla and Talley* (2008a) et la fonction de courant moyenne sur l'isopycne 27.5 kg.m^{-3} calculée par *Bower et al.* (2002) à partir de flotteurs dérivant dans le gyre subpolaire. La circulation de surface dans le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord est dominée par le courant Nord Atlantique (ou NAC). Le NAC est l'extension vers le Nord-Est du Gulf Stream. La branche principale du NAC traverse la MAR au niveau de la zone de fracture de Charlie Gibbs (la limite Nord de l'extension du

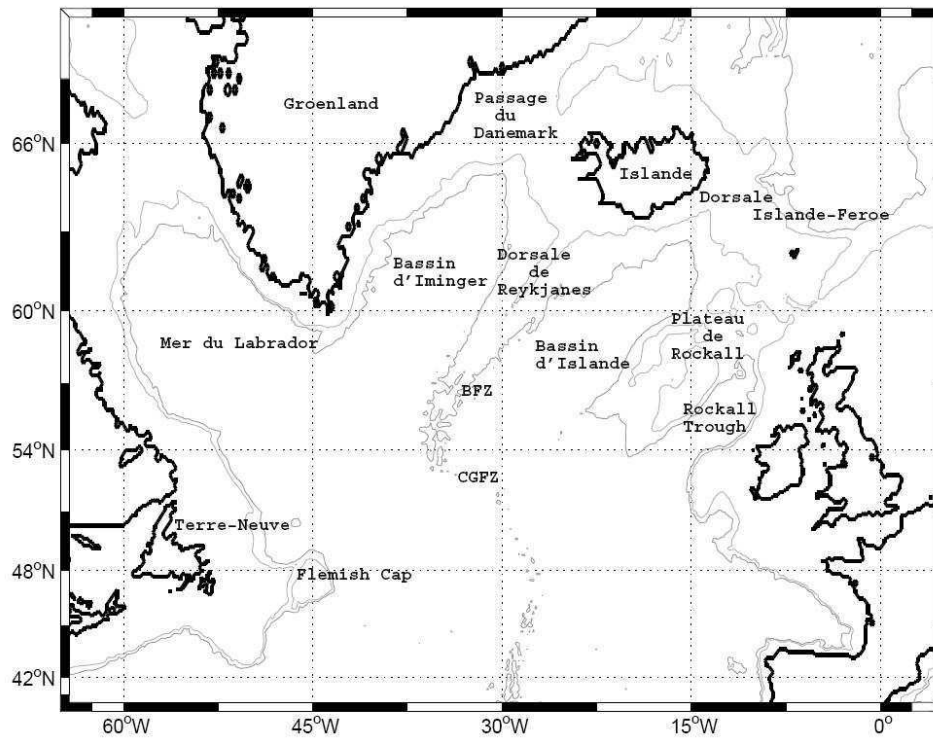


FIG. 5 – Carte des principaux bassins et structures bathymétriques du gyre subpolaire. CGFZ : Charlie Gibbs Fracture Zone ; BFZ : Bight Fracture Zone. Les isobathes 1000 m et 200 m sont tracées en gris.

NAC) vers 53°N (*Schott et al.*, 2004). Les branches secondaires passent plus au Sud à travers les failles topographiques de la MAR vers 50-51°N et 48°N. Une partie du NAC recircule vers le Sud Est dans le gyre subtropical. Celle qui recircule vers le Nord se divise en plusieurs branches et d'après les estimations de *Sy* (1988), *Krauss* (1995) et *Perez-Brunius et al.* (2004) le transport vers le gyre subpolaire serait de 20 ± 5 Sv. La première branche du NAC bifurque vers le Nord-Ouest à l'entrée du Bassin d'Islande et alimente le courant d'Irminger (Irminger Current ou IC) sur le flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes (*Bower et al.*, 2002). Le courant d'Irminger recircule cycloniquement dans le Bassin d'Irminger et le quitte pour rejoindre la Mer du Labrador en longeant la côte groenlandaise en compagnie des eaux de surface venant de l'Arctique dans le courant Est-Groenland-Irminger (*Fratantoni*, 2001). Les trois autres branches du NAC poursuivent vers le Nord-Est. La première s'engage dans le Rockall Trough et la seconde - que *Niiler et al.* (2003) identifient comme le front subarctique - longe le flanc ouest du Plateau de Rockall. Ces deux branches de surface alimentent en priorité les Mers Nordiques via la dorsale Islande-Féroé-Shetland. La dernière branche s'engage au centre du Bassin d'Islande. Elle est dirigée vers le Nord-Est et au Nord du Bassin d'Islande se sépare en une branche qui alimente les Mers Nordiques et une branche qui recircule cycloniquement le long de la dorsale de Reykjanes (*Brambilla and Talley*,

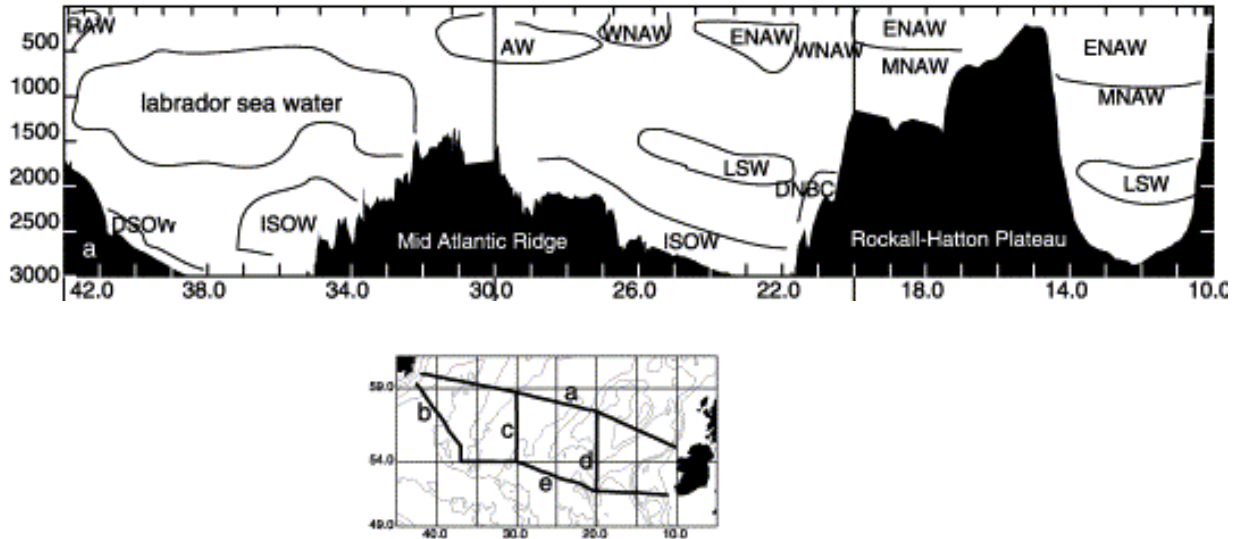


FIG. 6 – (Haut) Masses d’eau sur le leg ‘a’ (section Groenland-Irlande) de la campagne CONVEX-91 par *Read* (2001). Le Bassin d’Irminger est entre 43 et 32°W, le Bassin d’Islande entre 32 et 20°W et le Plateau de Rockall et le Rockall Trough entre 20 et 10°W. ENAW (Eastern North Atlantic Water), AW (Atlantic Water) et RAW (Recirculating Atlantic Water) font partie de la couche des SPMW. WNAW (Western North Atlantic Water) et MNAW (Modified North Atlantic Water) sont des eaux très stratifiées appartenant le plus souvent à la thermocline permanente (eaux intermédiaires ou IW). LSW : Labrador Sea Water ; DSOW : Danmark Strait Overflow Water ; ISOW : Iceland Scotland Overflow Water ; DNBC : Deep Northern Boundary Current. (Bas) Sections de la campagnes CONVEX91 (*Read*, 2001).

2008a). Par la suite on appellera ces trois branches principales : branche Rockall, branche Est-NAC et branche Ouest-NAC. Le transport total vers les Mers Nordiques est estimé à 7 Sv (3.5 Sv entre l’Islande et les Féroé et 3.5 Sv entre les Féroé et les Shetland) par *Hansen et al.* (2008). En subsurface, la circulation est majoritairement cyclonique dans le Bassin d’Islande et le lien avec les Mers Nordiques est restreint. La circulation cyclonique traverse la dorsale de Reykjanes principalement par la zone de fracture de Bight à 57°N (*Bower et al.*, 2002). Le transport total du NAC dirigé vers le Bassin d’Irminger est d’environ 13 Sv (*Schott et al.*, 2004). Moins de 1 Sv de ce transport serait exporté vers les Mers Nordiques entre le Groenland et l’Islande (*Hansen et al.*, 2008).

En profondeur, la LSW, principalement formée au centre de la Mer du Labrador, se propage suivant trois directions préférentielles. Soit elle recircule vers le Nord dans le Bassin d’Irminger, soit elle traverse la MAR par la fracture de Charlie Gibbs et alimente les

couches localisées sous la thermocline dans l'ensemble de l'Atlantique Nord-Est, soit elle est advectée vers le Sud avec le courant du Labrador ou le long de la MAR *McCartney and Talley* (1982); *Schott et al.* (2004); *Lavender et al.* (2005)). A proximité du fond, les Mers Nordiques déversent leurs eaux froides et denses dans le Bassin d'Islande (ISOW) et le Bassin d'Irminger (DSOW). ISOW traverse la dorsale Islande-Féroé puis longe en profondeur les contours du Bassin d'Islande et se sépare en deux branches : la première poursuit vers le Sud à l'Est de la MAR alors que la seconde contourne la dorsale de Reykjanes et longe les contours profonds du Bassin d'Irminger avant de poursuivre vers le Sud. DSOW traverse le détroit du Danemark et longe les contours profonds de la côte Est-groenlandaise avant de poursuivre vers le Sud. Ces branches participent à la branche froide de retour de la circulation thermohaline.

0.3.2 Interactions océan-atmosphère

Le vent à la surface des océans est le principal moteur de la circulation à grande échelle dans les couches supérieures. A partir de 30°N, l'Atlantique Nord est soumis à un régime de vents d'Ouest dominants. Leur intensité est maximale à 50°N. Vers 65°N et sur la côte Est-Groenlandaise, la direction des vents s'inverse et on passe en régime de vents d'Est. Le transport d'Ekman associé est dirigé à la droite des vents créant une zone de divergence et induisant un pompage d'Ekman dirigé vers le haut qui influence les couches de surface du gyre subpolaire. Les échanges de chaleur océan-atmosphère sont le moteur principal de la formation de la couche de mélange et donc des SPMW dans le gyre subpolaire. Ils se composent des flux solaires nets (incidents-réfléchis) haute fréquence et infrarouge, des flux de chaleur latente d'évaporation ou de condensation et des flux de chaleur sensible liés au gradient de température air-mer à la surface de l'océan. La somme de ces composantes donne les flux air-mer nets de chaleur. En moyenne, le gyre subpolaire perd de la chaleur au profit de l'atmosphère (*Josey*, 2001). Le cycle saisonnier des flux air-mer nets de chaleur est très important : la période estivale (mai-septembre) correspond à un gain de chaleur de l'océan et la période hivernale (octobre-avril) à une perte. La perte de chaleur hivernale densifie les eaux de surface et active le phénomène de convection à l'origine des couches de mélange profondes. Elles atteignent leur profondeur maximale en fin d'hiver. Enfin, les échanges d'eau douce entre l'océan et l'atmosphère ont un impact sur la salinité et la densité de l'eau de mer. En moyenne, dans le gyre subpolaire, le bilan E-P (évaporation - précipitations) est négatif (*Josey and Marsh*, 2005). Ce flux d'eau douce tend à faire décroître la salinité de l'océan. Son cycle saisonnier est aussi important, les précipitations (resp. l'évaporation) étant généralement plus intenses (resp. moins intense) en période hivernale qu'en période estivale. L'export de glace et d'eau douce en provenance de l'Arctique via le détroit du Danemark est une autre source d'eau douce pour le gyre subpolaire (*Reverdin et al.*, 1997).

0.4 Variabilité des SPMW dans le gyre subpolaire

0.4.1 L'oscillation Nord Atlantique

L'oscillation Nord Atlantique (North Atlantic Oscillation ou NAO) est le mode de variabilité atmosphérique basse fréquence dominant dans l'Atlantique Nord. Il influence la variabilité des interactions océan-atmosphère. La NAO est liée aux variations de pression de surface entre le centre de la dépression d'Islande et le centre de l'anticyclone des Açores. L'indice NAO est un indicateur de ces variations. Dans cette thèse, l'indice NAO est la composante principale de la première EOF hivernale (décembre-mars) de la pression atmosphérique à la surface de la mer sur le secteur Atlantique (20-80°N, 90-40°W) (*Hurrell, 1995*). La structure horizontale de cette EOF est un dipôle Nord-Sud dont les centres sont respectivement la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores. Une NAO positive (resp. négative) signifie que la dépression d'Islande et que l'anticyclone des Açores s'intensifient (resp. s'affaiblissent). Le gradient zonal de pression atmosphérique de surface augmente intensifiant (resp. diminue affaiblissant) les vents d'Ouest et déplaçant le rail des dépressions vers le Nord (resp. le Sud) de l'Europe. La NAO est en phase négative des années 50 jusqu'au début des années 70 (cf indice NAO Fig.8). Puis elle passe progressivement en phase positive jusqu'au milieu des années 90. En 1996, après 6 années de NAO fortement positive, l'indice NAO chute brutalement. Depuis, la NAO fluctue entre phase positive et négative, mais son intensité décroît régulièrement. *Visbeck et al. (2003)* montrent que les variations de l'indice NAO sont corrélées aux fluctuations grandes échelle des flux air-mer de chaleur, d'eau douce et à la tension de vent dans l'océan Atlantique Nord. Comme la circulation océanique est forcée par le vent et les flux de flottabilité, on retrouve forcément dans les observations des comportements océaniques qui sont liés aux variations de l'indice NAO (*Marshall et al., 2001*).

0.4.2 Le projet OVIDE et la SPMW de la dorsale de Reykjanes

Cette thèse prend part au projet OVIDE (Observatoire de la Variabilité Interannuelle à DEcennale) qui contribue à l'observation des éléments de la circulation du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord. OVIDE est associé au projet international CLIVAR consacré à l'observation et la compréhension de la variabilité de l'océan, des interactions océan-atmosphère et du climat dans l'Atlantique Nord. Le projet OVIDE consiste en une section transatlantique reliant le Portugal au Groenland répétée tous les deux ans depuis 2002. Cette section coïncide avec la section WOCE AR07E (ou A01E) entre le Groenland et l'Est du Bassin d'Islande (cf les tracés de ces sections sur la Fig.9). La section OVIDE échantillonne trois types de SPMW. La première est la LSW qui est la variété de SPMW la plus dense. La seconde est située au Sud de la dérive Nord Atlantique et recircule vers le Sud. La dernière SPMW est observée dans le Bassin d'Islande sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes. Si

cette SPMW a déjà été observée auparavant (*McCartney and Talley, 1982; Bersch et al., 1999; Read, 2001*), *Thierry et al. (2008)* (en annexe) la décrivent plus en détail.

Sa position est centrale dans l'écoulement cyclonique du gyre subpolaire. Elle apparaît sous la forme d'une couche homogène assez épaisse localisée sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes vers 300-500 m de profondeur sur les sections de salinité OVIDE 2004 et WOCE-AR07E 1992 sur la Fig.9. La moyenne des profils échantillonnant la SPMW de la dorsale sur ces deux sections montre qu'en 12 ans, la température et la salinité de cette SPMW ont augmenté respectivement de 1.2°C et de 0.11 et la densité potentielle diminué de 0.11 $kg.m^{-3}$. En regroupant tous les profils hydrographiques échantillonnant la SPMW de la dorsale dans la boîte 57.5-59.5°N / 28.5-31.5°W de 1990 à 2006, *Thierry et al. (2008)* suivent l'évolution interannuelle de ses propriétés superposée aux variations de l'indice NAO sur la Fig.10. De 1990 à 1995, l'indice NAO est largement positif, la température potentielle et la salinité de la SPMW diminuent respectivement de 0.24°C et 0.04 sans effet sur la densité potentielle qui reste stable (par compensation) autour de 27.56 $kg.m^{-3}$. Durant l'hiver 1995-1996, l'indice NAO devient brutalement négatif (on parle de shift NAO), et à partir là, ne retrouve jamais un comportement similaire à la période 1990-1995 mais fluctue entre des valeurs négatives et positives (avec une tendance à la décroissance). La densité de la SPMW diminue rapidement de 1996 à 2003 où elle se stabilise autour de 27.45 $kg.m^{-3}$. Sa température et sa salinité augmentent rapidement de 1996 à 2003 puis diminuent faiblement. De 1995 à 2003, la température et la salinité de la SPMW de la dorsale augmente de 1.4°C et 0.1 alors que sa densité diminue de 0.12 $kg.m^{-3}$. L'épaisseur de la couche d'eau modale semble passer sous la barre des 300m après le shift NAO traduisant une convection hivernale moins profonde. Les propriétés de la SPMW de la dorsale et l'indice NAO ont des évolutions temporelles présentant des coïncidences frappantes qui suggèrent l'existence d'un lien fort entre elles.

Pour déterminer les processus dirigeant la variabilité de cette SPMW, *Thierry et al. (2008)* estiment les flux air-mer moyens sur l'Est du gyre subpolaire et comparent leur variabilité interannuelle (cf Fig.11) à celle de la SPMW et de la NAO. Les flux air-mer de chaleur et la tension de vent hivernaux s'intensifient progressivement lors du passage de la phase NAO négative des années 1960 à la phase majoritairement positive des années 1970-1980-1990. Depuis le milieu des années 1990 et le shift NAO, la tension de vent moyenne en hiver ainsi que la perte de chaleur moyenne sur l'Est du gyre subpolaire décroissent. Les flux d'eau douce varient fortement au cours des années 1960-1970 mais ne montrent pas de tendance particulière depuis. Selon *Thierry et al. (2008)*, une telle variabilité ne peut expliquer totalement le signal observé sur la dorsale de Reykjanes. En s'intéressant aussi à l'effet des flux air-mer, *Holliday (2003)* suggère qu'il en est de même pour la variabilité des couches de surface dans le Rockall Trough.

0.4.3 Variabilité des SPMW dans le gyre Subpolaire

En comparant l'évolution de la température de la LSW et de l'indice NAO, *Curry and McCartney* (2001) font le lien entre la variabilité des propriétés des SPMW du gyre subpolaire et la NAO. Dans les années 60, en phase NAO négative, *Curry and McCartney* (2001) observent que les SPMW ont subi un réchauffement décennal marqué. S'ensuit une période de SPMW plus froides et peu salées coïncidant avec la Grande Anomalie de Sel (Great Salinity Anomaly ou GSA) des années 70 (*Belkin et al.*, 1998). A partir de données hydrographiques, *Bersch* (2002), *Holliday* (2003) et *Johnson and Gruber* (2007) observent des couches de surface froides, peu salées et denses dans l'Est du gyre subpolaire à la fin des années 80 et au début des années 90. Suite au shift NAO de 1996, ces masses d'eau deviennent plus chaudes, plus salées et moins denses. Selon *Curry and McCartney* (2001), la variabilité de ces masses d'eau répondrait aux oscillations de la NAO sous l'influence des changements dans les flux air-mer qui interviennent directement dans les processus de convection (moteur de la formation des SPMW), mais aussi par le biais de la variabilité de la tension de vent influant sur l'intensité et la structure de la circulation océanique (alimentant les SPMW).

Selon *Hakkinen and Rhines* (2004), la part la plus énergétique de la variabilité du niveau de la mer est représentative de la variabilité de l'intensité de la circulation en gyres de l'Atlantique Nord. A partir de l'altimétrie, *Hakkinen and Rhines* (2004) calculent le premier EOF (Empirical Orthogonal Function) de la hauteur de mer dans l'Atlantique Nord pour la période 1992-2002. La structure de l'EOF se superpose effectivement aux principales structures de la circulation avec des anomalies de hauteur de mer de signes opposés au niveau du gyre subpolaire et du Gulf Stream. La série temporelle de cet EOF indique une augmentation (resp. diminution) de hauteur de mer dans le gyre subpolaire (resp. Gulf Stream) depuis le milieu des années 1990 et le shift NAO. Par géostrophie, cette diminution du gradient de hauteur de mer induit un affaiblissement de la circulation en gyre dans l'Atlantique Nord. La structure en dôme des isopycnes du gyre subpolaire serait par conséquent moins marquée et induirait une diminution de l'intensité de la convection à l'origine des SPMW et de la LSW. A partir d'une simulation numérique, *Hatun et al.* (2005) retrouvent les mêmes résultats. Selon *Hatun et al.* (2005), cet indicateur est non seulement relié à l'intensité du gyre subpolaire mais aussi à sa structure spatiale et particulièrement à la position de sa frontière Est qu'est le front subarctique. *Hatun et al.* (2005) définit la limite du gyre subpolaire à partir de contours de salinité moyenne dans les couches de surface (cf Fig.12) : les faibles (resp. fortes) salinités représentent les eaux subpolaires (subtropicales). Ainsi, au début des années 1990 (en phase NAO positive), le gyre subpolaire a une structure zonale (Ouest-Est) atteignant le Plateau de Rockall (cf Fig.12) alors qu'à la fin des années 1990 (après le shift NAO), cette structure est plus méridionale (Nord-Sud) et confinée de

préférence à l'Ouest de la MAR. Cette modification induirait un déplacement vers le Nord-Ouest du front subarctique permettant aux eaux chaudes et salées d'origine subtropicale d'envahir le Rockall Trough, le Plateau de Rockall et le Bassin d'Islande et d'influer sur les propriétés des couches de surface. A partir de mesures hydrographiques, *Holliday* (2003), *Bersch et al.* (2007), *Johnson and Gruber* (2007) et *Thierry et al.* (2008) observent une tendance non-linéaire au réchauffement et à la salinisation des couches de surface dans l'Est du gyre subpolaire du début à la fin des années 1990 (avant et après le shift NAO). Cette tendance est en accord avec l'hypothèse de *Hatun et al.* (2005). A la lumière de ces travaux, *Thierry et al.* (2008) suggèrent que la variabilité de la SPMW de la dorsale de Reykjanes est liée aux modifications de la dynamique océanique résultant de la variabilité de l'indice NAO et induisant des modifications de la contribution relative des eaux d'origine subtropicale et des eaux d'origine subpolaire dans le Bassin d'Islande.

0.5 Objet de la thèse

Les SPMW de l'Est du gyre Subpolaire sont considérées comme les précurseurs des eaux denses qui vont plonger par convection dans les Mers Nordiques (Mer du Groenland et Mer de Norvège) et en Mer du Labrador et former la branche froide de la circulation thermohaline (*McCartney and Talley*, 1982; *Schmitz and McCartney*, 1993). L'étude des SPMW est donc connexe à l'étude de la circulation thermohaline et du rôle qu'y joue l'atmosphère. A partir de mesures réalisées dans les années 1950-1960, *McCartney and Talley* (1982) décrivent la répartition spatiale moyenne des SPMW de l'Atlantique Nord. Puis, *Brambilla and Talley* (2008a) et *Brambilla et al.* (2008b) se focalisent sur l'Est du gyre subpolaire pour décrire une climatologie des SPMW à partir de mesures collectées sur la période 1900-2003. Cependant de nombreux travaux font part d'une forte variabilité du gyre subpolaire au cours des 50 dernières années (cf section 0.4.3) qui dessert la description climatologique des SPMW. En effet, les hypothèses avancées dans les travaux de *Brambilla and Talley* (2008a) et *Brambilla et al.* (2008b) sont à prendre avec précaution dans ce contexte de variabilité. Dans ce travail de thèse, on propose donc une nouvelle approche des SPMW de l'Est gyre subpolaire qui vise à raffiner les descriptions de *McCartney and Talley* (1982), *Brambilla and Talley* (2008a) et *Brambilla et al.* (2008b).

Cette nouvelle approche des SPMW aborde de nombreuses questions : quel est le cycle de vie annuel des SPMW ? Où se situent ces SPMW dans le gyre subpolaire ? D'où viennent-elles ? Quels sont les mécanismes de formation des SPMW ? Que deviennent-elles juste après leur formation ? Comment la variabilité des SPMW sur les années 1990-2000 documentée dans la littérature se situe-t-elle par rapport au passé ? fait-elle partie d'une tendance à plus long terme ou bien s'inscrit-elle dans un cycle ? Dans quelle mesure la variabilité influence-t-elle la répartition spatiale et le cycle de vie des SPMW ? Enfin, dans quelle mesure le

réseau Argo permet de décrire les SPMW et de suivre leur variabilité future ? La quantité d'observations disponible dans l'Est du gyre subpolaire ne permet pas de répondre à l'intégralité de ces questions. On utilise en complément les champs 3D du modèle DRAKKAR ORCA025-G70 dont les résultats sont comparés aux observations et à la littérature. Ce modèle fait partie de ce qui se fait de mieux en terme de simulation numérique globale haute résolution (*Barnier et al.*, 2006) et fournit un cadre thermodynamique cohérent sur les 50 dernières années. Les questions précédentes sont donc abordées à travers l'étude complémentaire du modèle et des données dans les quatre chapitres de ce manuscrit de thèse.

Le premier chapitre décrit les principales caractéristiques de l'Est du gyre subpolaire et des SPMW à travers le détail des données et des outils utilisés dans ce travail de thèse. Dans un premier temps, les mesures hydrographiques échantillonnant l'Est du gyre Subpolaire donnent une vision de la répartition spatiale des SPMW. Ensuite, les mesures altimétriques permettent de décrire la circulation de surface moyenne du gyre subpolaire et sa variabilité récente. De plus, les forçages moyens auxquels est soumise la région d'étude sont déduits des mesures de flux atmosphériques. Enfin, on détermine les atouts et les limites de la simulation ORCA025-G70 pour l'étude des SPMW en comparant la circulation et les propriétés des couches de surface du gyre subpolaire simulées avec les observations.

Le second chapitre décrit le cycle de vie annuel des SPMW dans ORCA025-G70. Ce chapitre est divisé en trois parties. La première aborde l'origine des SPMW et leur position dans le schéma d'alimentation de l'Est du gyre subpolaire. La seconde met en évidence les mécanismes de formation des SPMW. Enfin, la troisième décrit le comportement des SPMW après leur formation. Les résultats obtenus avec ORCA025-G70 sont systématiquement comparés aux observations disponibles et à la littérature.

Le troisième chapitre se focalise sur l'impact de la variabilité sur les SPMW dans ORCA025-G70. Il est divisé en deux parties. La première décrit la variabilité des couches de surface de l'Est du gyre subpolaire en terme de propriétés et de circulation des années 1960 aux années 2000. La seconde aborde l'impact de la variabilité sur les SPMW et détermine les mécanismes à l'origine de ce signal. Comme dans le deuxième chapitre, les résultats obtenus avec ORCA025-G70 sont systématiquement comparés aux observations et à la littérature.

Le dernier chapitre évalue la capacité du réseau Argo à décrire les processus de formation des SPMW à travers un bilan de chaleur dans la couche de mélange. Les différents termes sont, dans un premier temps, estimés à partir des profileurs Argo. Dans un second temps, un bilan similaire est calculé à partir des champs ORCA025-G70. Enfin, le bilan ORCA025-G70 permet d'évaluer l'erreur liée à l'échantillonnage Argo et donc d'estimer la représentativité du bilan Argo. Ce chapitre évalue de plus les échelles de temps de variabilité des processus de formation que sont actuellement capable de décrire les flotteurs

Argo.

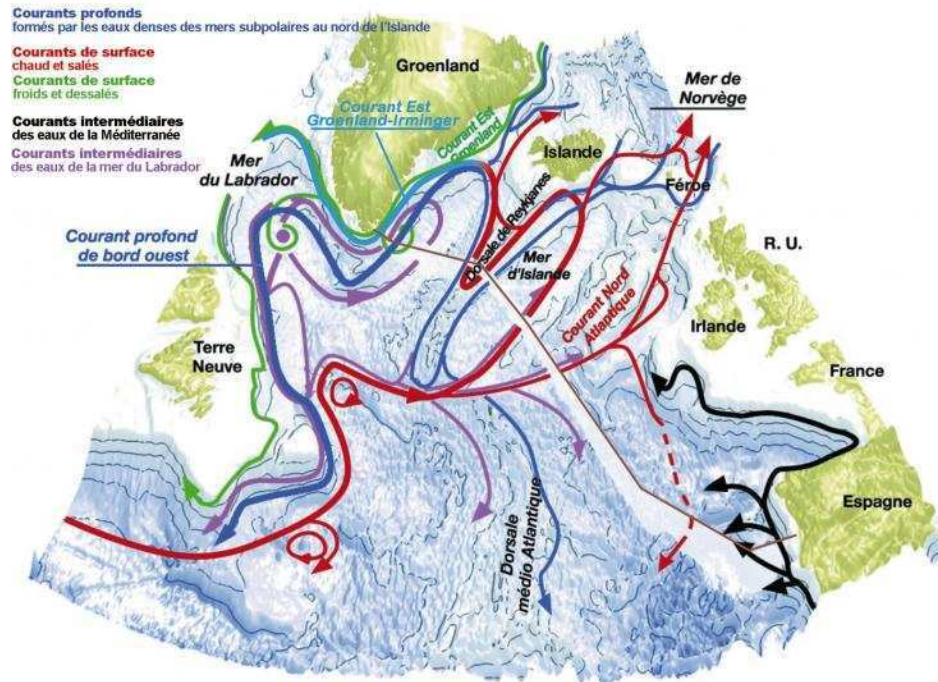
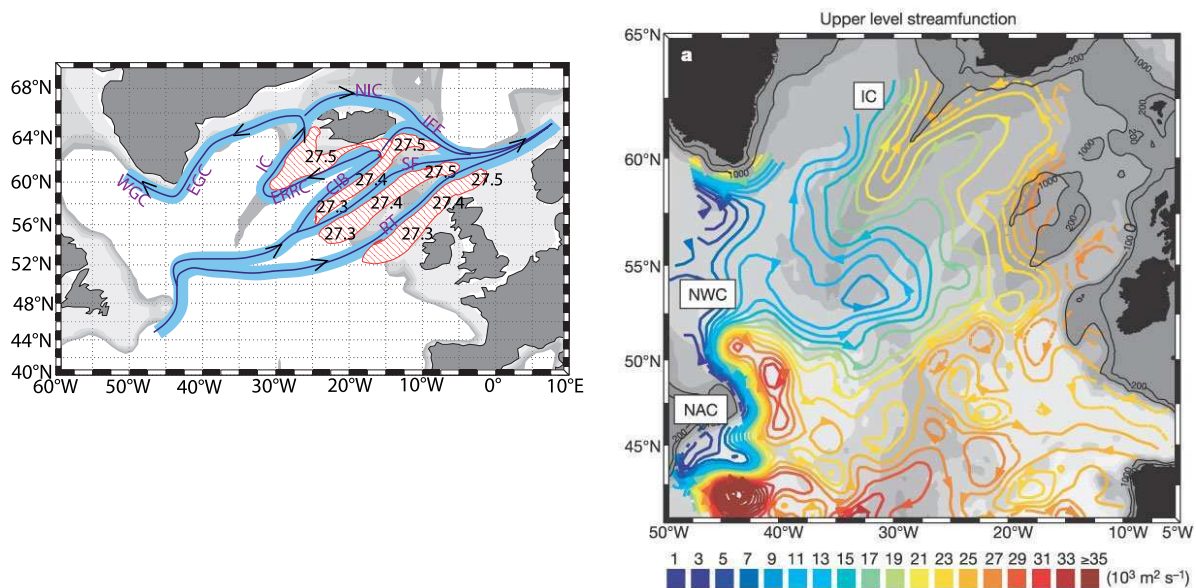
a) *Lherminier (2009)*(b) *Brambilla and Talley (2008a)*(c) *Bower et al. (2002)*

FIG. 7 – (a) Circulation générale dans le gyre Subpolaire d'après *Lherminier (2009)*. La branche rouge représente le système Gulf Stream - NAC - branches du NAC dans le Bassin d'Islande et vers les Mers Nordiques. La branche violette représente la propagation de la LSW. La branche bleue représente la circulation des overflow (ISOW et DSOW). (b) Principales branches de surface du NAC dans le Bassin d'Islande et le Rockall Trough (en bleu) et répartition moyenne des gammes de SPMW (en rouge) d'après *Brambilla and Talley (2008a)*. (c) Branches du NAC en subsurface d'après la fonction de courant moyenne d'après *Bower et al. (2002)*.

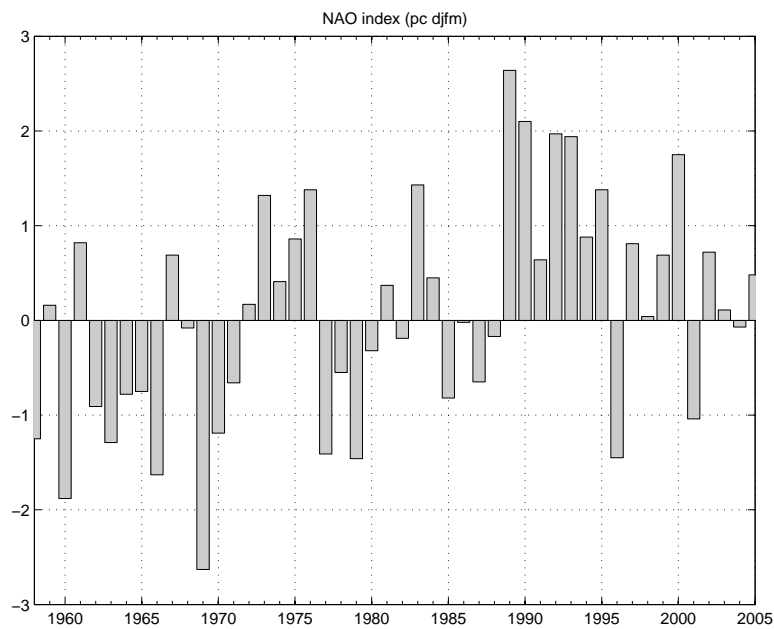


FIG. 8 – Indice NAO de 1955 à 2008. Il représente la composante principale du premier EOF hivernal (décembre-mars) de la pression atmosphérique à la surface de la mer sur le secteur Atlantique ($20-80^{\circ}\text{N}$, $90-40^{\circ}\text{W}$) (*Hurrell*, 1995).

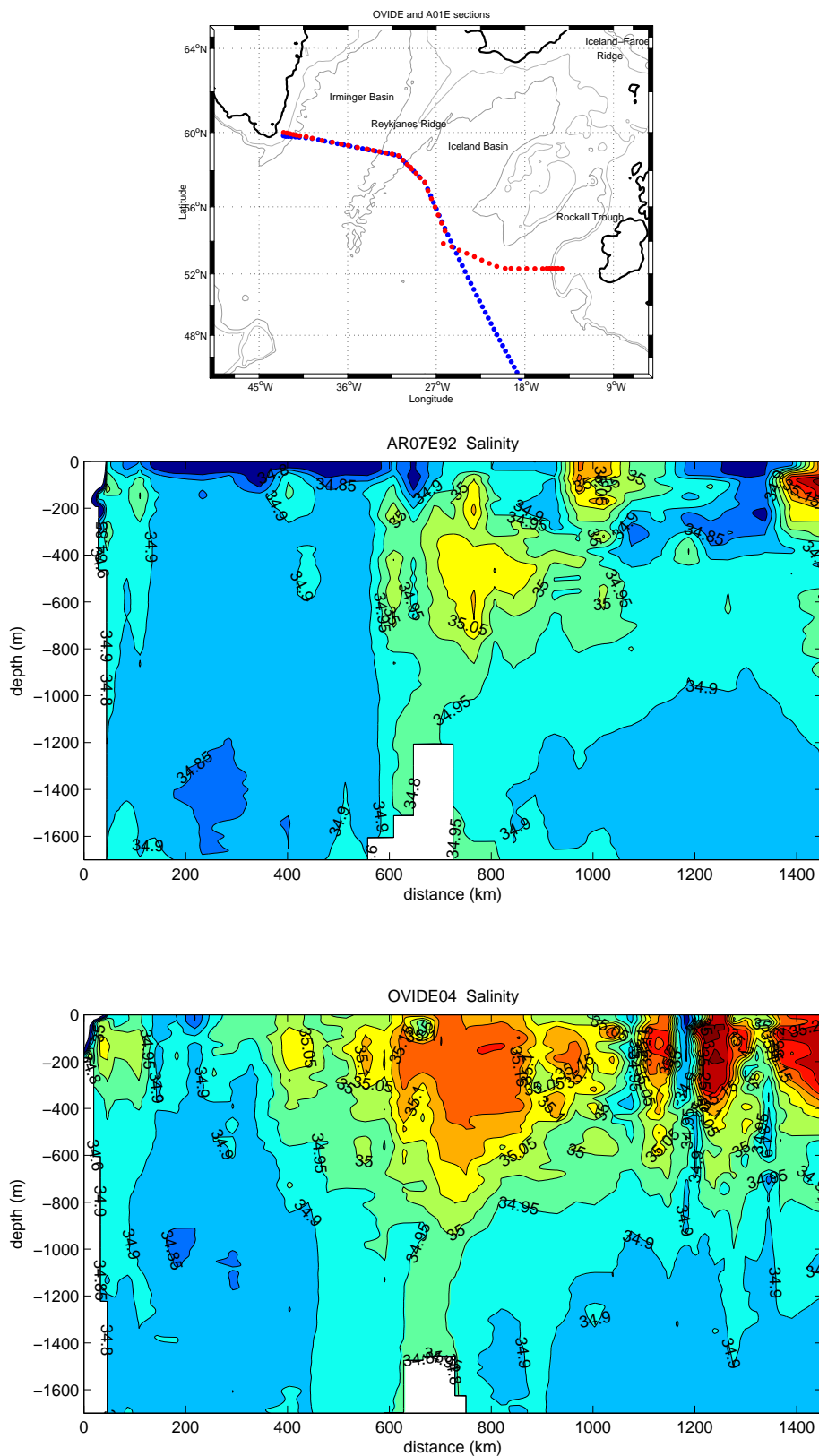


FIG. 9 – (Haut) En bleu les stations CTD de la section OVIDE dans l'Est du gyre Subpolaire. En rouge les stations CTD de la section AR07E. (Milieu et bas) Salinité des sections AR07E92 (milieu) et OVIDE 2004 (bas). L'échelle horizontale de distance commence à la côte Groenlandaise et s'arrête dans la partie Est du Bassin d'Islande. Vers 700km la crête de la dorsale de Reykjanes apparaît. Pour plus de détails, voir *Thierry et al. (2008)*.

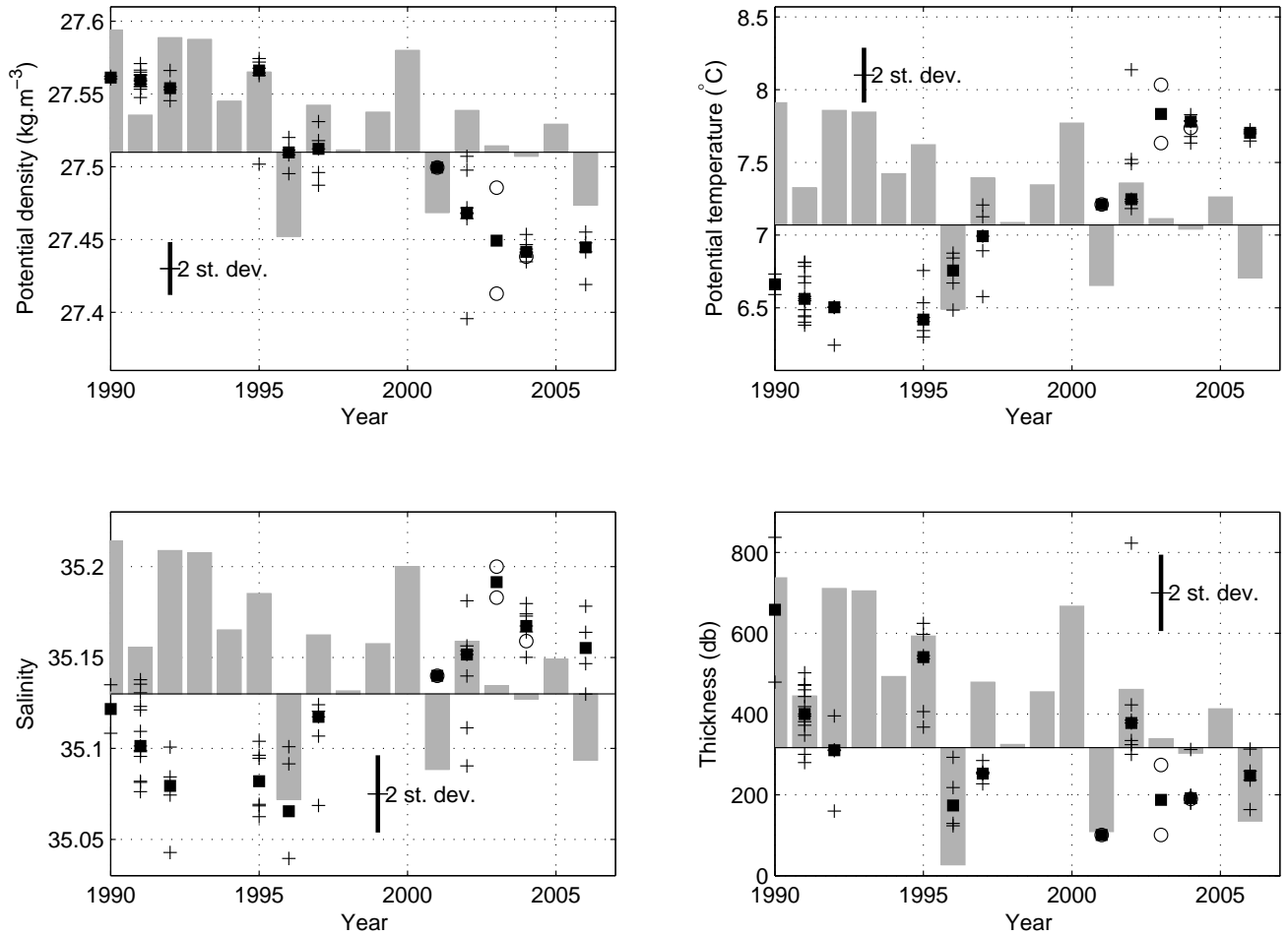


FIG. 10 – Evolution temporelle des propriétés du coeur de la SPMW de Reykjanes de 1990 à 2006 estimées à partir des CTDs de navires (croix) et des flotteurs ARGO (ronds) dans la boîte 57.5-59.5°N / 28.5-31.5°O. (Haut gauche) Densité potentielle. (Haut droite) Température potentielle. (Bas gauche) Salinité. (Bas droite) Epaisseur de la couche d'eau modale. Les carrés noirs représentent la médiane de chaque propriété. Les lignes verticales noires valent deux fois l'écart-type des mesures. Les barres grises représentent l'amplitude de l'indice NAO.

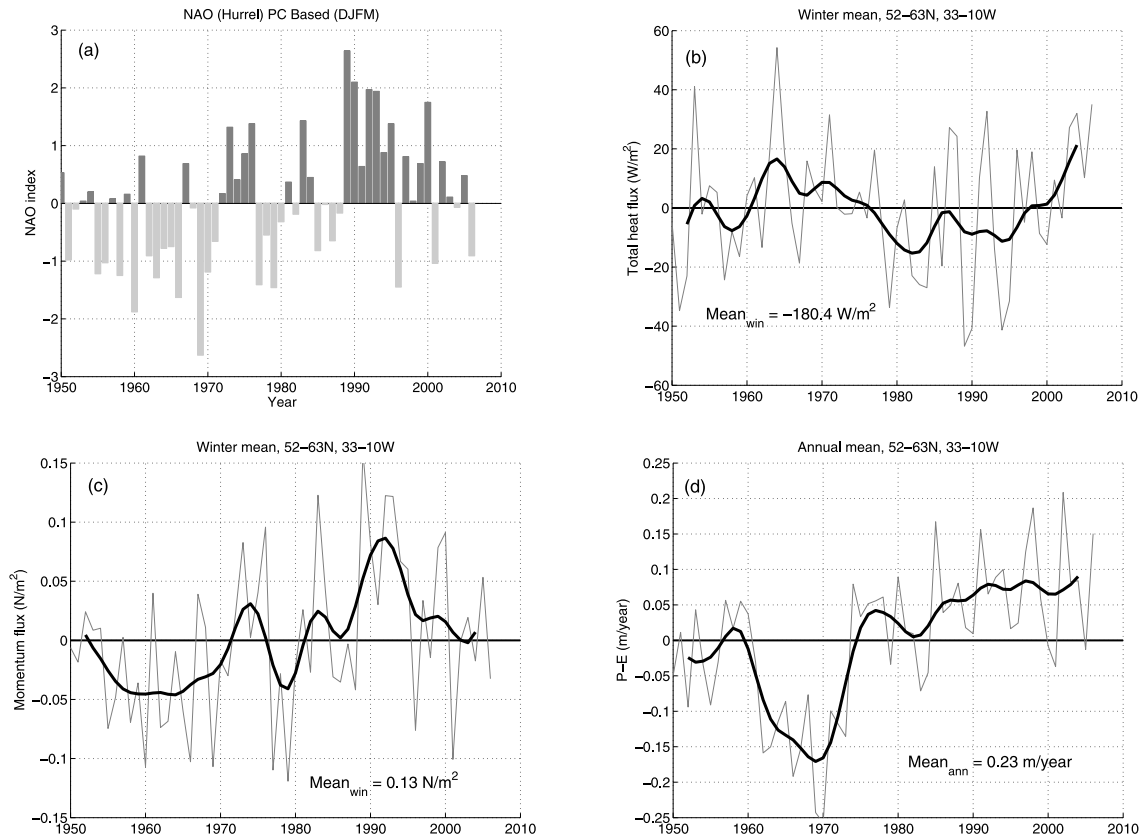


FIG. 11 – (a) Indice NAO (*Hurrell*, 1995). (b,c,d) Anomalies sur la période 1950-2006 des flux air-mer NCEP moyennés sur l'Est du gyre Subpolaire (52-63°N, 33-10°W). (b) Flux de chaleur total (DJFM). Un flux de chaleur négatif correspond à une perte de chaleur pour l'océan. (c) Flux de moment (tension de vent) hivernal. (d) P-E (Précipitation moins évaporation) annuel. Les traits fins gris et noirs représentent les moyennes hivernales ou annuelles et des valeurs filtrées par un filtre de Lanczos avec une fréquence de coupure de 5 ans. Les valeurs moyennes des séries temporelles complètes sont données sur chaque graphe. Tiré de *Thierry et al.* (2008)

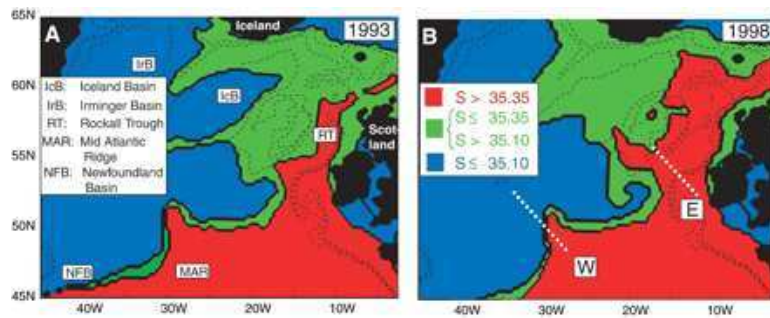


FIG. 12 – Tracé des contours de salinité de surface délimitant les eaux d’origine subtropicale chaudes et salées (en rouge) et d’origine subpolaire froides et peu salées (en bleu) séparées par des eaux intermédiaires (en vert) avant (en 1993 à gauche) et après (1998 à droite) le shift NAO de 1995-1996. Tiré de *Hatun et al.* (2005).

Chapitre 1

Données et méthodes

1.1 Introduction

Le but de ce chapitre est de présenter les différentes bases de données analysées, ainsi que les outils et les méthodes utilisés pour l'étude des SPMW de l'Est du gyre subpolaire. A travers cette présentation, sont décrites les caractéristiques générales de l'Est du gyre subpolaire : ses propriétés de surface, la circulation de surface et de subsurface et les flux de surface (tension de vent, flux de chaleur). La première partie présente les données hydrographiques issues des campagnes en mer (campagnes OVIDE et projet WOCE) et les flotteurs Argo échantillonnant l'Est du gyre subpolaire ainsi que les Atlas climatologiques utilisés au cours de ce travail de thèse. Les données hydrographiques récentes permettent d'obtenir une vision actuelle des SPMW comparable à la vision climatologique fournie par l'Atlas Hydrobase 2. La seconde partie est focalisée sur les mesures satellitaires de hauteur de mer (l'altimétrie), de température de surface et sur les mesures de flux de surface. L'altimétrie permet une description de la circulation géostrophique moyenne de surface alors que les température de surface et les mesures de flux de surface sont représentatifs des interactions océan-atmosphère moyenne dans l'Est du gyre subpolaire. La troisième partie s'attache à présenter la simulation ORCA025-G70 dont l'analyse va compléter l'étude des données. La comparaison des sorties du modèle avec les observations détermine les atouts et les limites de ORCA025-G70 pour l'étude des SPMW. Enfin, on décrit le principe de l'outil d'analyse lagrangienne ARIANE et des expériences qui apporteront une vision des SPMW différente des études précédentes de *McCartney and Talley* (1982) et *Brambilla and Talley* (2008a); *Brambilla et al.* (2008b).

1.2 Données hydrographiques

1.2.1 Données de campagnes

Campagnes OVIDE

Les sections OVIDE 2002, 2004 et 2006 (cf Fig.9 pour le tracé de la section) mesurent la température et la salinité des SPMW localisées sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes (*Thierry et al.*, 2008). Ces mesures ont été réalisées avec une sonde Neil Brown Mark III CTDO₂ fixée sur une rosette équipée de 28 bouteilles de 8 litres destinées à la calibration des mesures et à l'estimation des concentration en traceurs biogéochimiques. La précision de la sonde CTDO₂ est de 1db pour la pression, de 0.002°C pour la température, de 0.003 pour la salinité et de $1\mu\text{moles.kg}^{-1}$ pour l'oxygène dissous (*Branellec et al.* (2004) et *Billant et al.* (2006)).

Autres campagnes

D'autres données hydrographiques issues de campagnes sont disponibles : les données CTD de la section WOCE AR07E (ou A01E) répétée en 1991, 1992, 1995, 1996 et 1997 (*Bersch* (1995), *Bersch et al.* (1999), *Bersch* (2002), *Bersch et al.* (2007)), du projet NANSEN en 1990 (*Aken and Becker*, 1996), de la campagne CONVEX-91 en 1991 (*Read*, 2001) et des campagnes KNORR147/154 en 1996 et 1997. La calibration des données suit les critères de précision du projet WOCE : la précision est meilleure que 3 db pour la pression, 0.002°C pour la température et 0.002 pss-78 pour la salinité.

1.2.2 Données Argo

Les flotteurs Argo de base mesurent des profils verticaux de température et de salinité tous les 10 jours. Le flotteur commence par plonger de la surface vers une pression de dérive de 1000 db où il dérive librement. Après environ 9 jours, le flotteur plonge à une pression de 2000 db en général à partir de laquelle il effectue un profil vertical de température et de salinité. A la surface, les données sont transmises par satellite aux centres de données. Puis, le flotteur repart pour un cycle de 10 jours. Les données Argo ont été fournies par le centre de données Coriolis et ont été contrôlées en temps réel et pour certaines d'entre elles en temps différé. La température et la salinité ont une précision meilleure que 0.01°C et 0.01 respectivement. La mesure de salinité par conductimétrie peut être affectée par une dérive du conductimètre. Celle-ci est contrôlée et corrigée selon la méthode de *Owens and Wong* (2009). De même, le capteur de pression peut parfois dériver. Une estimation de cette dérive est déduite de la mesure de la pression de surface. Si ce biais est corrigé en interne dans les flotteurs PROVOR, la correction doit être faite à terre (au Argo Data Assembly Center level) pour les flotteurs APEX. Cette correction n'étant pas disponible dans la base

téléchargée, une correction manuelle est effectuée en se conformant aux recommandations Argo. De plus, on vérifie que les flotteurs utilisés ne sont pas concernés par les problèmes de micro-fuites dans le capteur de pression *Riser* (2009).

Depuis 2001, les trajectoires des 23 flotteurs Argo (cf. tableau 1.1) échantillonnant l'Est du gyre subpolaire reflètent la direction de l'écoulement local aux environs de 1000 db (leur pression de dérive nominale) et sont représentées sur la Fig.1.1. Le centre du Bassin d'Islande est le théâtre de circulations tourbillonnaires dans lesquelles les flotteurs qui y sont advectés peuvent rester pendant des périodes allant du mois à l'année. La plupart des flotteurs advectés vers les contours du Bassin d'Islande et de la dorsale de Reykjanes subissent la contrainte bathymétrique exercée par ces structures topographiques. Leur trajectoire cyclonique dans le Bassin d'Islande fait le lien entre l'Est et l'Ouest du Bassin en subsurface (cf Fig.1.1) et est consistante avec les lignes de courants calculés sur l'isopycne 27.5 kg.m^{-3} par *Bower et al.* (2002) (cf Fig.7). Les flotteurs traversent la dorsale de Reykjanes au niveau de Bight Fracture Zone à 57°N mais aussi vers $58\text{-}59^\circ\text{N}$ à l'extrémité Sud de l'isobathe 1000m (cf Fig.1.1). Les couches de surface du Bassin d'Islande et du Bassin d'Irmingier sont donc liées par cette circulation traversant la dorsale.

1.2.3 L'Atlas Hydrobase 2 et la World Ocean Database

L'atlas Hydrobase 2 fournit une vision climatologique des couches de surface du gyre subpolaire. Les données de l'atlas Hydrobase 2 proviennent de différentes sources dont la World Ocean Database 1998 et les données des programmes WOCE et ICES entre autres. Dans le Bassin d'Islande, les données les plus récentes de l'Atlas datent de 2004. L'outil d'analyse climatologique est basé sur des techniques de moyennage isopycnal développées pour la climatologie Nord Atlantique de *Lozier et al.* (1995). Les champs Hydrobase 2 ont une maille de résolution de 1° . Cet Atlas et les packages qui l'accompagnent sont décrits avec plus de précision par *Curry* (2001).

Les champs de température annuels, pentadaux et climatologiques de la World Ocean Database (WOD04) utilisés dans cette thèse sont ceux décrits par *Levitus and Boyer* (2005). Ces champs issus d'analyses objectives ont une résolution spatiale de 1° . Les champs climatologiques servent à valider le comportement moyen de la simulation ORCA025-G70 (cf section 1.4.5). Les moyennes annuelles de 1955 à 2003 et les moyennes pentadales de 1955-1959 à 1994-1998 sont utilisées pour évaluer l'évolution du contenu thermique de l'Est du gyre subpolaire dans la couche 0-700m. Ces champs servent aussi à valider la variabilité interannuelle de la simulation ORCA025-G70.

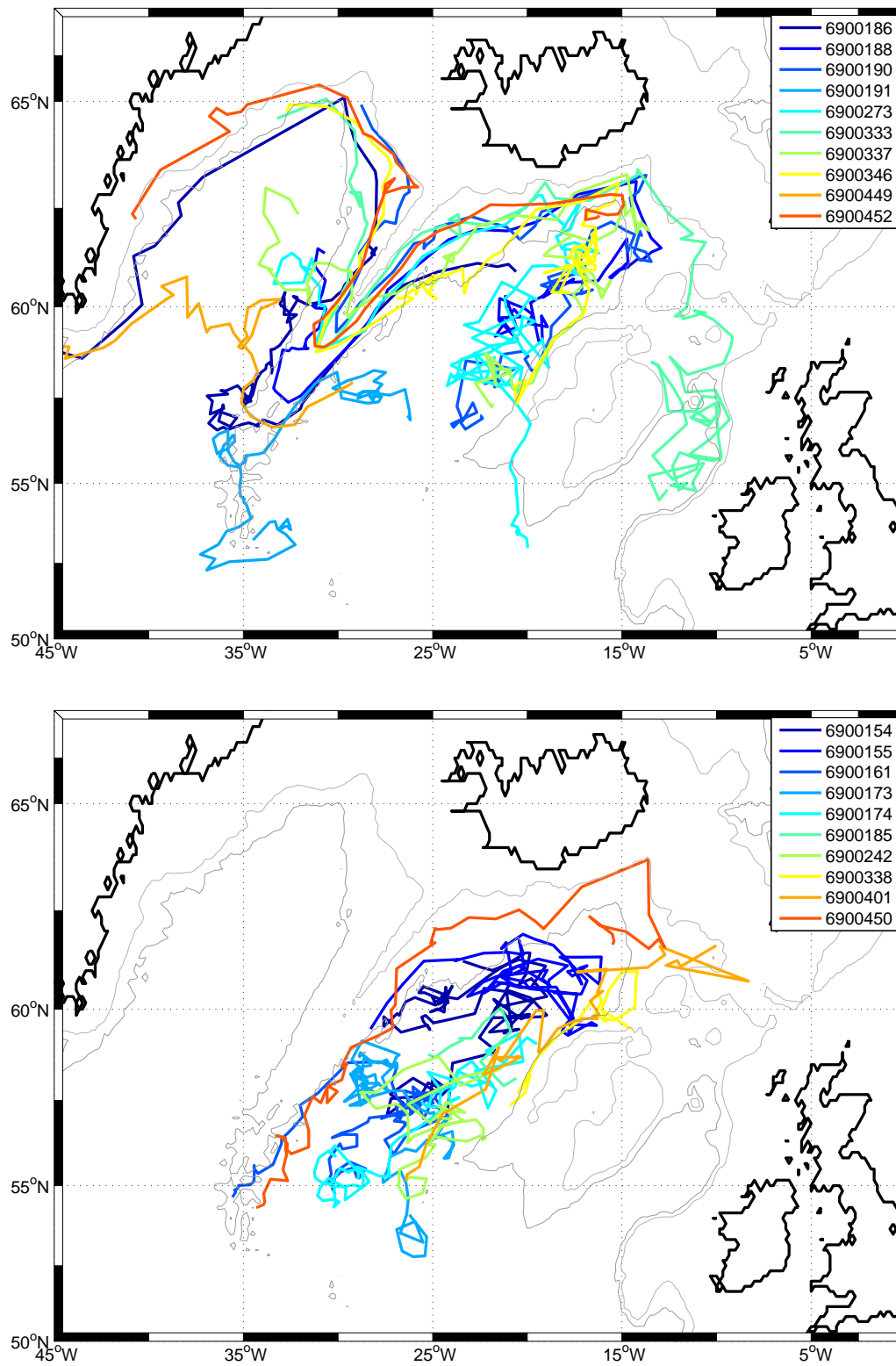


FIG. 1.1 – Trajectoire des flotteurs Argo traversant la dorsale de Reykjanes (haut) et restant dans le Bassin d’Islande (bas). La légende indique le numéro d’identifiant du flotteur Argo.

N°WMO	Type	Pres. dérive	Cycles	Période
6900154	APEX SBE 0567	1500	90	08/01 - 01/04
6900155	APEX SBE 0568	1500	76	08/01 - 08/03
6900156	APEX SBE 0560	1500	51	08/01 - 12/02
6900161	APEX SBE 0574	1500	86	08/01 - 12/03
6900173	PROVOR-CT PV OIN-F2-17	1500	96	06/02 - 01/05
6900174	APEX SBE 0599	1500	78	06/02 - 08/04
6900185	APEX SBE 0653	1500	12	08/02 - 12/02
6900186	APEX SBE 0654	1500	149	08/02 - 10/06
6900188	APEX	1500	82	08/04 - 05/07
6900190	PROVOR CTS3	1000	85	08/05 - 01/08
6900191	PROVOR CTS3	1000	88	08/05 - 01/08
6900241	PROVOR CTF3 304	1000	131	06/04 - 01/08
6900242	PROVOR CTF3 305	1000	48	06/04 - 10/05
6900273	PROVOR CTF2 051	1000	105	06/04 - 04/07
6900333	APEX	1000	105	03/05 - 01/08
6900337	APEX	1000	82	10/05 - 01/08
6900338	APEX	1000	23	10/05 - 05/06
6900346	APEX	1000	109	09/05 - 01/08
6900401	PROVOR CTS3	1000	37	06/06 - 05/07
6900405	PROVOR CTS3	1000	59	06/06 - 01/08
6900449	PROVOR CTS3	1000	59	06/06 - 01/08
6900450	PROVOR CTS3	1000	58	06/06 - 01/08
6900452	PROVOR CTS3	1000	51	06/06 - 11/07

TAB. 1.1 – Caractéristiques des flotteurs Argo utilisés dans cette étude. Les numéros de flotteurs en gras sont ceux utilisés lors du bilan de chaleur dans la couche de mélange. La pression de dérive est en décibar. La période couverte est notée en mois/année.

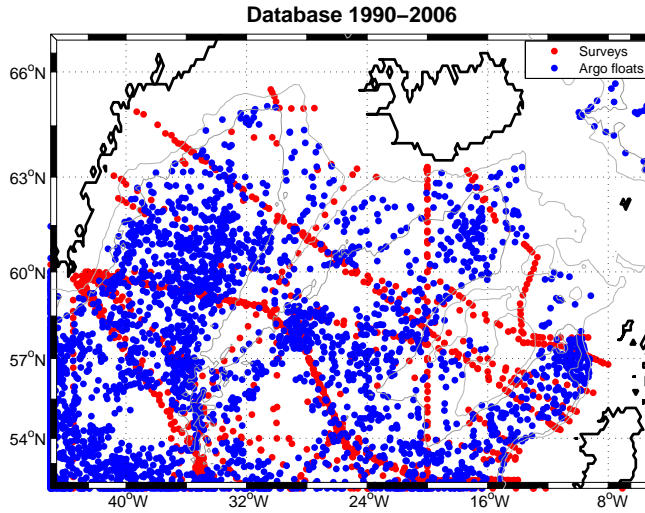


FIG. 1.2 – Positions des données hydrographiques disponibles sur la période 1990-2007. Les points rouges sont les données CTD de campagnes. Les points bleus sont les profils Argo.

1.2.4 Détection des SPMW dans les données hydrographiques

Les eaux modales étant homogènes verticalement, elles sont caractérisées par leur vorticité potentielle planétaire q (*McCartney and Talley, 1982*).

$$q = -\frac{f}{\rho} \partial_z \rho$$

où f est le paramètre de Coriolis et ρ est la densité potentielle locale. La vorticité potentielle est proportionnelle au gradient vertical de densité. En été, une eau modale est caractérisée par un faible gradient de densité compris entre deux forts gradients correspondant à la pycnocline saisonnière proche de la surface et la pycnocline permanente séparant les couches de surface des couches profondes (*Hanawa and Talley (2001)*, voir un exemple sur la Fig.3). Dans l'Est du gyre subpolaire, une couche dont la vorticité potentielle est inférieure à $6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ est considérée suffisamment peu stratifiée pour être une SPMW (*Johnson and Gruber, 2007*). Or la LSW est une masse d'eau très peu stratifiée (de vorticité inférieure à $6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) de densité supérieure à $27.7 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et de salinité inférieure à 35 qu'on ne considère pas comme une SPMW. Pour l'éliminer, seules les eaux moins denses que $27.7 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et plus salées que 35 sont prises en compte.

Brambilla and Talley (2008a) décrivent les propriétés climatologiques des différentes gammes de SPMW sur les principales isopycnes de l'Est du gyre subpolaire. Le même principe est utilisé sur la Fig.1.3 où la vorticité potentielle est projetée sur des surfaces isopycnales pour le mois de juillet à partir de l'atlas climatologique Hydrobase 2. La région de vorticité potentielle inférieure à $6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ représente donc le coeur de la SPMW dont la densité correspond à la surface isopycnales. Sur la Fig.1.3, la densité des SPMW varie

Mode	27.2	27.25	27.3	27.35
Potential temperature (°C)	10.9 (0.34)	10.51 (0.41)	9.87 (0.52)	9.16 (0.5)
Salinity	35.52 (0.08)	35.5 (0.09)	35.42 (0.11)	35.33 (0.11)
Mode	27.4	27.45	27.5	27.55
Potential temperature (°C)	8.61 (0.44)	8.08 (0.34)	7.4 (0.31)	6.68 (0.43)
Salinity	35.28 (0.09)	35.24 (0.07)	35.18 (0.06)	35.11 (0.08)

TAB. 1.2 – Température potentielle et salinité moyennes de la zone de vorticité potentielle inférieure à $6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ sur les surfaces isopycnales 27.2 à 27.55 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ couvrant les différentes gammes de SPMW du Bassin d’Islande et du Rockall Trough. Pour chaque valeur moyenne l’écart-type est précisé entre parenthèse.

de 27.3 à 27.55 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Le minimum de vorticité potentiel associé à la gamme 27.3 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ est situé à l’entrée du Rockall Trough et sur le Plateau de Rockall. Les minima de vorticité des gammes 27.35 à 27.45 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ sont localisés entre le Plateau de Rockall et le Sud-Est de l’Islande. Puis on observe une bifurcation vers le Sud-Ouest le long de la dorsale de Reykjanes pour les gammes 27.45 à 27.55 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Les positions des SPMW correspondent à celles décrites par *Brambilla and Talley* (2008a). De même, la température potentielle et la salinité des SPMW mesurées sur les surfaces isopycnales répertoriées sur le tableau 1.2 correspondent aux estimations de *Brambilla and Talley* (2008a). La température (resp. salinité) passe d’environ 9.5 à 7°C (resp. 35.4 à 35.15) du Sud du Plateau de Rockall au flanc Est de la dorsale de Reykjanes. Cette diminution est continue à mesure que la densité de l’isopycne considérée augmente et qu’on se déplace cycloniquement dans le Bassin d’Islande. La bathymétrie du Bassin d’Islande et plus particulièrement la dorsale de la dorsale de Reykjanes semblent exercer une contrainte sur la position des SPMW. En effet, les gammes 27.5 et 27.55 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ sont réparties le long du flanc Est de la dorsale en partant du Sud de l’Islande (cf Fig.1.3). Les contours des minima de vorticité potentielle sont proches et parallèles aux isobathes 1000 et 2000m de la dorsale.

Depuis le début des années 1990, les SPMW ont été observées à de nombreuses reprises sur les profils verticaux mesurés lors des campagnes du projet WOCE (*Bersch, 1995; Bersch et al., 1999; Read, 2001; Bersch et al., 2007; Johnson and Gruber, 2007*) et récemment par la campagne OVIDE et les profileurs Argo (*Thierry et al., 2008*). Ces SPMW sont localisées dans l’Est du Bassin d’Islande, sur la dorsale de Reykjanes, sur le Plateau de Rockall et dans le Rockall Trough. En s’inspirant de ces travaux, on localise les différentes gammes de SPMW de l’Est du gyre subpolaire sur la Fig.1.4 en été pour les années 2001-2006 à partir des données de campagnes et des flotteurs Argo (cf Fig.1.2). Seules les couches faiblement

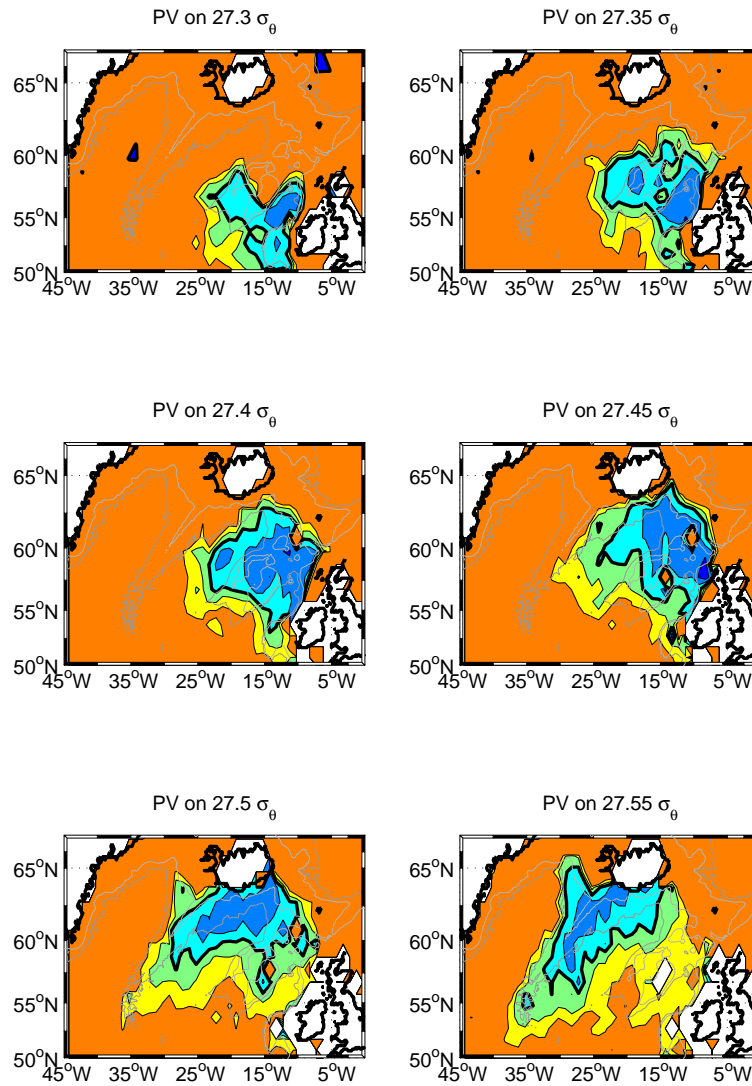


FIG. 1.3 – Vorticité potentielle projetée sur les surfaces isopycnales de 27.3 à 27.55 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ en juillet à partir de l’atlas Hydrobase 2. Le contour épais noir représente $6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, soit le coeur de la SPMW intersectée par l’isopycne. Les valeurs de vorticité potentielle diminuent (resp. augmentent) de $2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ en allant vers le bleu foncé (vers l’orangé). La couleur orange représente les vorticités potentielles supérieures à $10 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ associées à des masses d’eau stratifiées.

stratifiées d'épaisseur supérieure à 100 db sont conservées. Les critères de détection des SPMW sont appliqués à chaque profil hydrographique de la base de données et les propriétés des SPMWs sont définies au niveau auquel la vorticité potentielle est minimale (le coeur de la SPMW). Un contrôle visuel est effectué pour supprimer les profils qui sont passés au travers des contraintes précédentes mais qui n'échantillonnent pas de SPMW mais plutôt une masse d'eau plus profonde du type LSW. Les SPMW les plus chaudes, salées et légères sont localisées à l'entrée du Rockall Trough (cf Fig.1.4). La température et la salinité (resp. la densité) des SPMW diminuent (resp. augmente) à mesure que l'on pénètre dans le Rockall Trough. Le faible échantillonnage du Plateau de Rockall ne permet pas d'y localiser beaucoup de SPMW. Dans la partie Est du Bassin d'Islande, la densité (resp. la température et la salinité) des SPMW augmente (resp. diminuent) à partir de 57°N jusqu'au Sud de l'Islande passant de 27.2 à un peu moins de 27.5 $kg.m^{-3}$ (de 11 à 8°C et de 35.4 à 35.2). Dans la partie Ouest du Bassin, les SPMW se concentrent principalement le long du flanc Est de la dorsale de Reykjanes avec des propriétés stables : 27.4-27.5 $kg.m^{-3}$, 7-8°C et 35.1-35.2. Comme dans la climatologie Hydrobase 2 (cf Fig.1.4), ces SPMW semblent subir la contrainte topographique exercée par la dorsale. Quelques SPMW de densité supérieure à 27.5 $kg.m^{-3}$ sont localisées dans le Bassin d'Irminger, en particulier sur le flanc Ouest de la dorsale. Par contre il y a peu de SPMW au centre du Bassin d'Islande qui, d'après *Talley (1999a)*, et *Thierry et al. (2008)*, est occupé par des masses d'eau intermédiaires très stratifiées. Cette vision actuelle des SPMW est conforme à la vision climatologique Hydrobase 2. Les différences de propriétés sont un indicateur de la variabilité interannuelle des SPMW qui sera abordée dans le Chapitre 3 et dont on a un aperçu sur la Fig.1.26 pour la SPMW observée sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes dans *Thierry et al. (2008)*.

1.3 Mesures satellitaires et interactions océan-atmosphère

1.3.1 Données altimétriques

Les données altimétriques spatiales sont fournies par AVISO. Elles prennent en compte plusieurs missions satellitaires simultanées (GFO, Topex/Poseidon, Jason, ERS1/2, Envisat). La précision moyenne instantanée de l'estimation locale du niveau de la mer est meilleure que 5 cm et la précision moyenne sur un mois est meilleure que 2 cm. Les données sont disponibles sous forme de produits maillés hebdomadaires depuis octobre 1992. Les mesures satellitaires ne donnent accès qu'à la variabilité de la surface océanique. Par géostrophie, on en déduit les anomalies de vitesse géostrophique de surface. Les vitesses absolues sont déterminées à partir du niveau moyen de l'océan global calculé par *Rio and Hernandez (2004)* sur la période 1993-1999. Les mesures de hauteur de surface de la mer et de vitesses géostrophiques de surface permettent la description des grandes structures de la circulation de surface du gyre subpolaire et de sa variabilité. Les mesures altimétriques

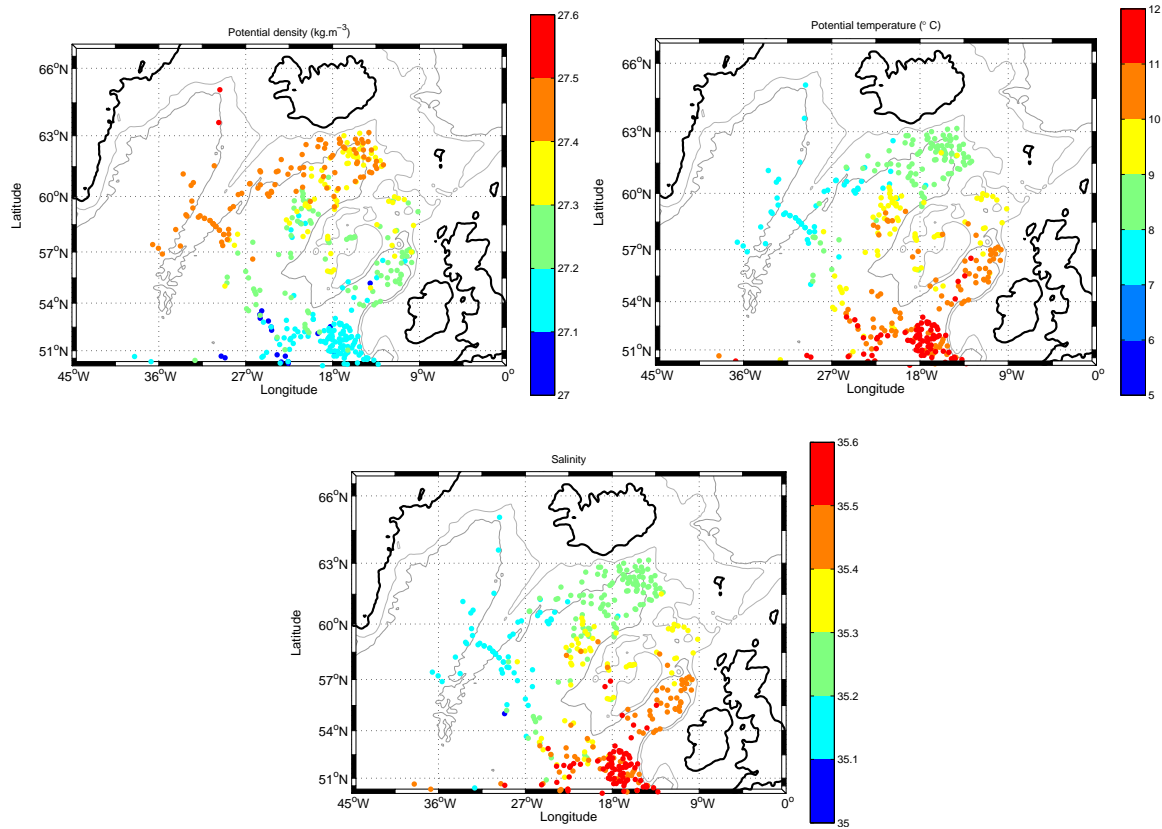


FIG. 1.4 – Propriétés des SPMWs de l'Atlantique Nord déduites des stations hydrographiques et des profils ARGO de la période 2001-2006 de juin à septembre. (Haut gauche) Densité potentielle. (Haut droite) Température potentielle. (Bas) Salinité.

servent aussi à la validation de la simulation ORCA025-G70.

La circulation géostrophique moyenne déduite de la surface altimétrique moyenne sur 1993-1999 de *Rio and Hernandez* (2004) est représentée sur la Fig.1.5. On y retrouve les principales structures de courant de surface décrites dans le Chapitre d'introduction (cf section 0.4.3). Au Sud-Ouest de la zone, le NAC traverse la MAR et se sépare en deux. Une partie recircule vers le Sud Est dans le gyre subtropical. L'autre se dirige vers le Nord Est dans le gyre Subpolaire et se divise en plusieurs branches. La première s'engage dans le Rockall Trough, c'est la branche Rockall. La seconde, la plus intense, s'engage dans le Bassin d'Islande et forme deux veines de courant : une veine de courant longe le Plateau de Rockall et l'autre passe au centre du Bassin d'Islande, ce sont les branches Est et Ouest-NAC. Ces branches rejoignent les Mers Nordiques en traversant la dorsale Islande-Féroé. La branche de courant intense visible sur le flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes correspond au courant d'Irminger déjà observé à partir de flotteurs de surface par *Fratantoni* (2001). Cette branche recircule cycloniquement dans le Bassin d'Irminger avant de rejoindre le courant Est-Groenlandais. Le lien entre cette branche et la circulation régionale est complexe. D'après la Fig.1.5, le courant d'Irminger semble être alimenté à la fois par la recirculation directe du courant du Labrador dans le Bassin d'Irminger, par la branche du NAC bifurquant vers le Nord-Ouest à l'entrée du Bassin d'Islande (*Bower et al.*, 2002) et par l'écoulement peu intense longeant et traversant le flanc Est de la dorsale de Reykjanes.

La variabilité de l'intensité du gyre subpolaire est calculée sur la période 1992-2008 à partir des anomalies de hauteur de mer hebdomadaires dans l'Atlantique Nord ($35-68^{\circ}\text{N} / 0-60^{\circ}\text{W}$) en s'inspirant de *Hakkinen and Rhines* (2004) (le principe est décrit dans le Chapitre d'Introduction). Les champs AVISO sont au préalable lissés par une moyenne glissante de largeur $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ pour supprimer les courants de petites échelles qui ne nous intéressent pas dans ce cadre-là. On utilise l'analyse en EOF pour identifier les régions de variabilité cohérente. Cela consiste à calculer la matrice de covariance du champs d'anomalies de hauteur de mer (de moyenne nulle) pour obtenir une série de vecteurs et de valeurs propres. Chaque vecteur propre (ou EOF) correspond à une structure spatiale expliquant une partie de la variance (proportionnelle à la valeur propre) du champ total. La projection des vecteurs propres sur le champ original donne une série temporelle (ou composante principale) donnant accès à la variabilité temporelle d'une EOF donnée (cf. Fig.1.6).

La première EOF de la hauteur de mer altimétrique reproduit le signal spatio-temporel obtenu par *Hakkinen and Rhines* (2004) (cf Fig.1.6). Il explique 30% de la variance. La structure spatiale de l'EOF se superpose au schéma de circulation en gyre de l'Atlantique Nord avec un gradient méridional d'anomalies de hauteur de mer vers $50-52^{\circ}\text{N}$ et 45°W séparant une zone d'anomalies négatives associées au gyre subpolaire et une zone d'anomalies positives associées au Gulf Stream. De 1992 à 1995 (phase NAO positive), la composante

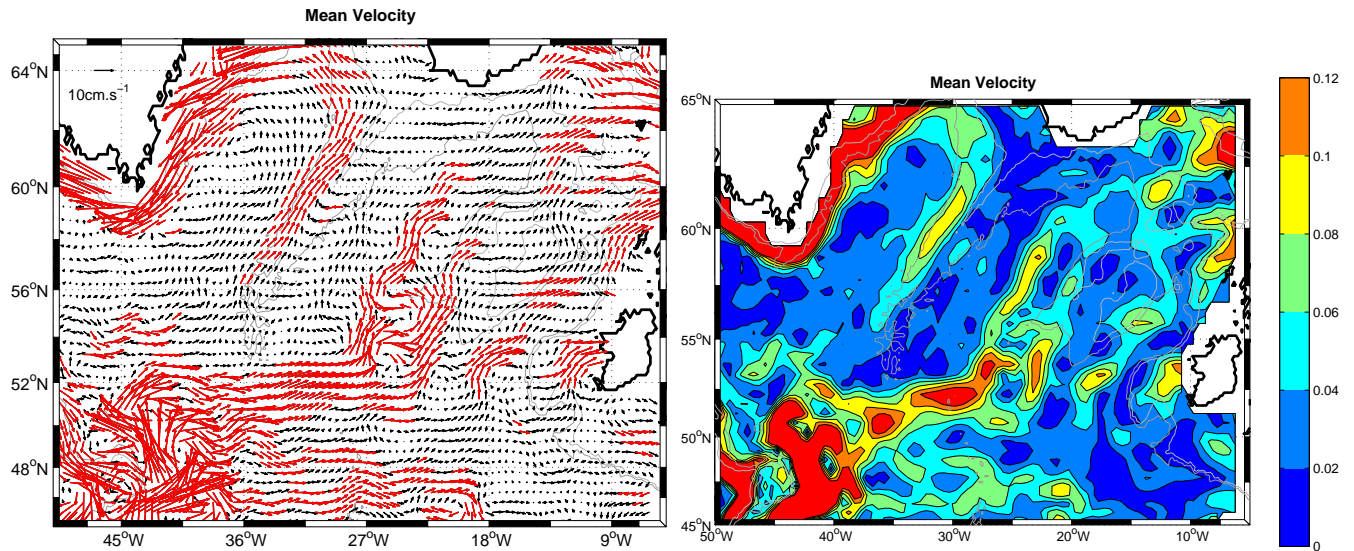


FIG. 1.5 – (Gauche) Vecteur vitesse moyen calculé à partir du niveau moyen de *Rio and Hernandez* (2004) sur 1993-1999. Les vitesses supérieures à 5cm.s^{-1} sont en rouge. (Doite) Intensité moyenne des courants géostrophiques de surface calculée à partir du niveau moyen de *Rio and Hernandez* (2004).

principale de cet EOF (cf Fig.1.6) est largement positive, associée à un renforcement des anomalies de hauteur de mer (et donc du gradient) et donc de l'intensité de la circulation du gyre subpolaire. A partir du shift NAO de 1995-1996, la composante principale chute indiquant un affaiblissement des anomalies (et donc du gradient) et donc de l'intensité du gyre. Depuis, la tendance de cet indicateur montre que la situation générée par le shift NAO semble persister voire même s'amplifier après 2002 jusqu'en 2006 au moins.

1.3.2 Flux de surface et température de surface

Les flux air-mer et la tension de vent utilisés dans la thèse sont issus des réanalyses NCEP (National Center for Environmental Prediction) et des analyses ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecasting). Ces champs journaliers globaux ont une résolution spatiale en longitude/latitude de 1.875° et 0.5° respectivement. On utilise aussi les mesures de température de surface de la mer (SST, Sea Surface Temperature) du satellite AMSR-AVHRR fournies sous forme de champs journaliers globaux maillés au $1/4^\circ$ et disponibles depuis juin 2002. Dans la suite de la section, les caractéristiques moyennes des champs de SST et de flux de surface (flux air-mer de chaleur, stress de vent, advection et pompage d'Ekman) de l'Est du gyre Subpolaire sont décrites sur la période 2001-2007 sur laquelle sera estimé le bilan de chaleur de la couche de mélange dans le Chapitre 4. Les champs observés dans les années 1990 ont des intensités variables mais des comportements

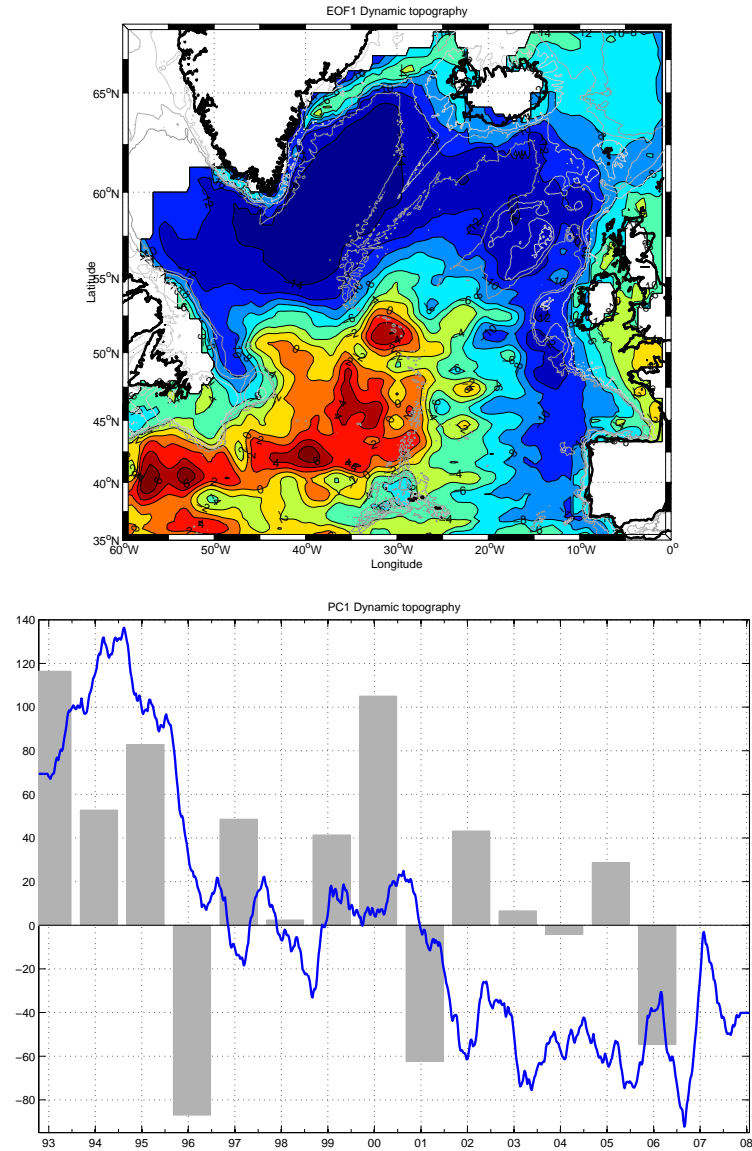


FIG. 1.6 – (Haut) Premier EOF de topographie dynamique altimétrique de 1992 à 2007. Les contours d’anomalies de SSH sont sans unité. (Bas) Evolution temporelle de la composante principale du premier EOF superposée à l’indice NAO.

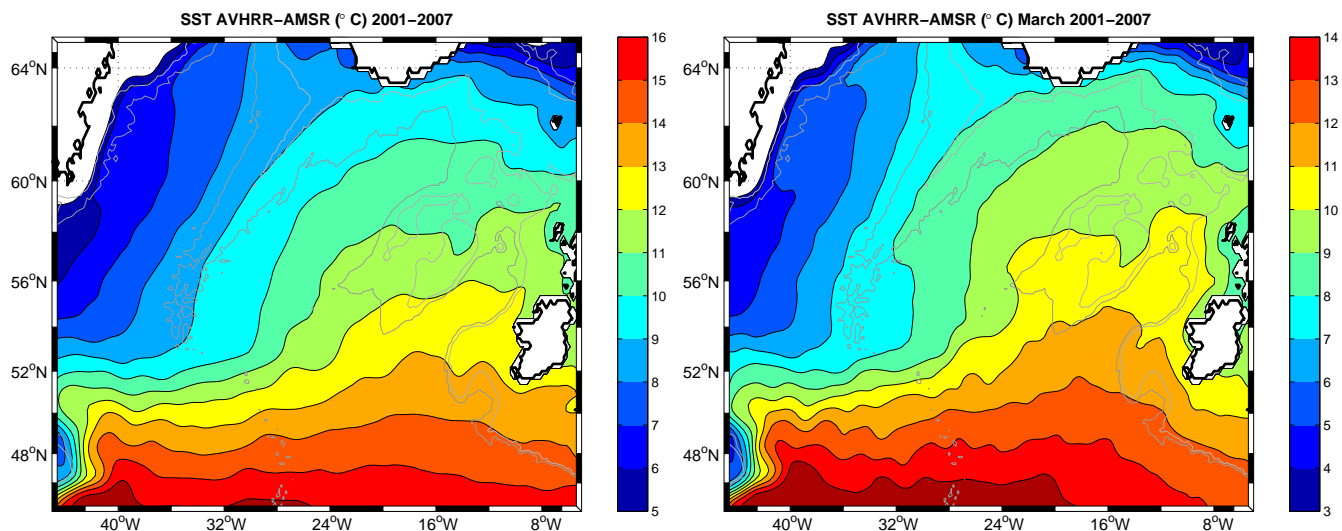


FIG. 1.7 – SST AVHRR-AMSR en °C au niveau du gyre subpolaire en moyenne sur 2001-2007 (gauche) et sur le mois de mars de la période 2001-2007 (droite).

globalement similaires à ceux décrits ci-dessous.

Température de surface

Le champ de SST annuel moyen AVHRR-AMSR est représenté sur la Fig.1.7. Les contours de température sont parallèles et très resserrés à l'Ouest de la MAR entre 48 et 52°N. Ils sont représentatifs du NAC qui se dirige vers la MAR. Au passage de la MAR, les contours s'écartent, poursuivent vers le Nord-Est alors que le NAC se sépare en plusieurs branches alimentant l'Est du gyre subpolaire. Le gradient de SST moyen est dirigé vers le Nord-Ouest à partir de 52°N dans tout l'Est du gyre subpolaire perpendiculairement à la direction de l'écoulement moyen vers le Nord-Est des branches du NAC. Les contours 7, 8, 9 et 10°C se positionnent parallèlement à la dorsale de Reykjanes à partir de 56°N particulièrement en hiver (cf Fig.1.7). La position de ces contours reflète la contrainte topographique exercée par la dorsale de Reykjanes sur la circulation océanique locale (cf Fig.7) qui influence la répartition spatiale de la SST. En fin d'hiver, la SST moyenne varie entre 7 et 11°C du flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes vers le Plateau de Rockall et le Rockall Trough. Ces valeurs sont représentatives de la température des couches de mélange profondes à l'origine des futures SPMW de la région. Ces températures correspondent effectivement aux différentes gammes de SPMW observées sur Fig.1.4.

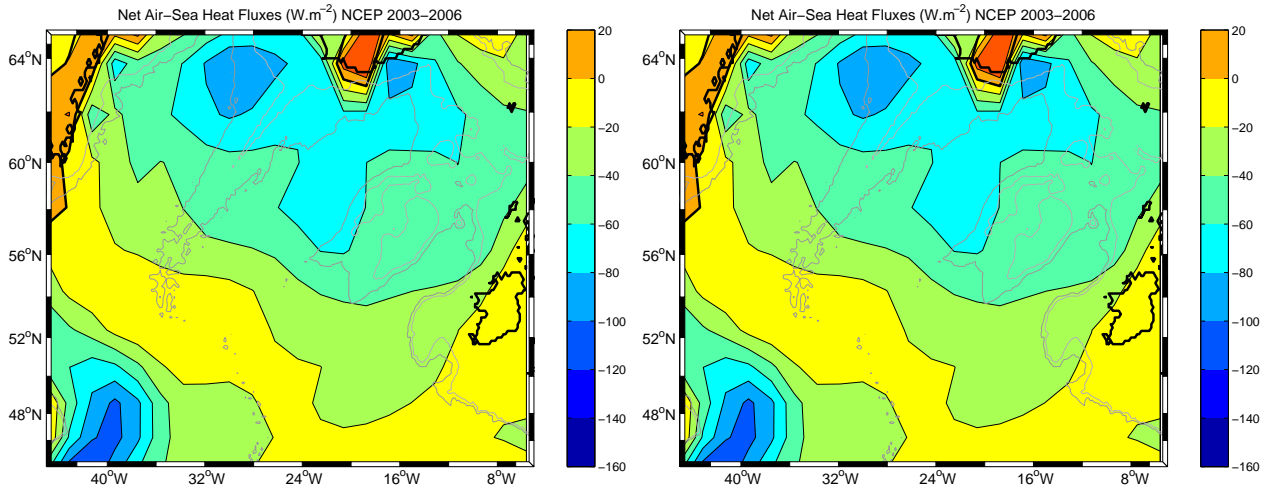


FIG. 1.8 – Flux air-mer net de chaleur en $W.m^{-2}$ au niveau du gyre subpolaire en moyenne sur 2001-2007. (Gauche) Réanalyses NCEP ; (Droite) Analyses ECMWF. Une valeur positive (resp. négative) correspond à un gain (resp. perte) de chaleur pour l'océan.

Flux de surface

Les Figs.1.8, 1.9, 1.10, 1.11 et 1.12 montrent que les flux de surface issus des produits ECMWF et NCEP ont des comportements globalement similaires dans l'Est du gyre subpolaire. Les flux air-mer nets de chaleur moyens sont représentés sur la Fig.1.8. En moyenne annuelle, l'Est du gyre Subpolaire perd de la chaleur. La perte de chaleur est maximale vers $40^{\circ}W/48^{\circ}N$ où les eaux chaudes transportées par le Gulf Stream perdent énormément de chaleur. Dans l'Est du gyre subpolaire, cette perte atteint $80 W.m^{-2}$. Les pertes de chaleur sont maximales en fin d'hiver et sont le moteur de la formation de couches de mélange profondes (300-400m dans le Bassin d'Islande et 500m voire plus dans le Rockall Trough) par convection. Ce sont ces couches de mélange qui sont à l'origine des couches de SPMW observées après la restratification printanière.

La tension de vent de surface moyenne est représentée sur la Fig.1.9. La circulation atmosphérique de surface est cyclonique. L'Est du gyre Subpolaire est globalement soumis à un régime de vents d'Ouest/Sud-Ouest alors que le Sud-Ouest de la côte groenlandaise est sujette à des vents de Nord-Est. Le transport d'Ekman est dirigé vers la droite des vents et transporte les eaux froides du Nord de la région vers le Sud. L'advection de chaleur par le transport d'Ekman (le produit scalaire du transport d'Ekman et du gradient de SST, cf Fig.1.10) induit un refroidissement de la couche de surface qui perd de 5 à $10 W.m^{-2}$ en moyenne dans l'est du gyre subpolaire. Les pertes maximales sont localisées vers $52^{\circ}N$ au niveau du NAC transportant des eaux particulièrement chaudes qui perdent beaucoup de chaleur suite à cet apport d'eau froide venant du Nord. L'association d'une circulation

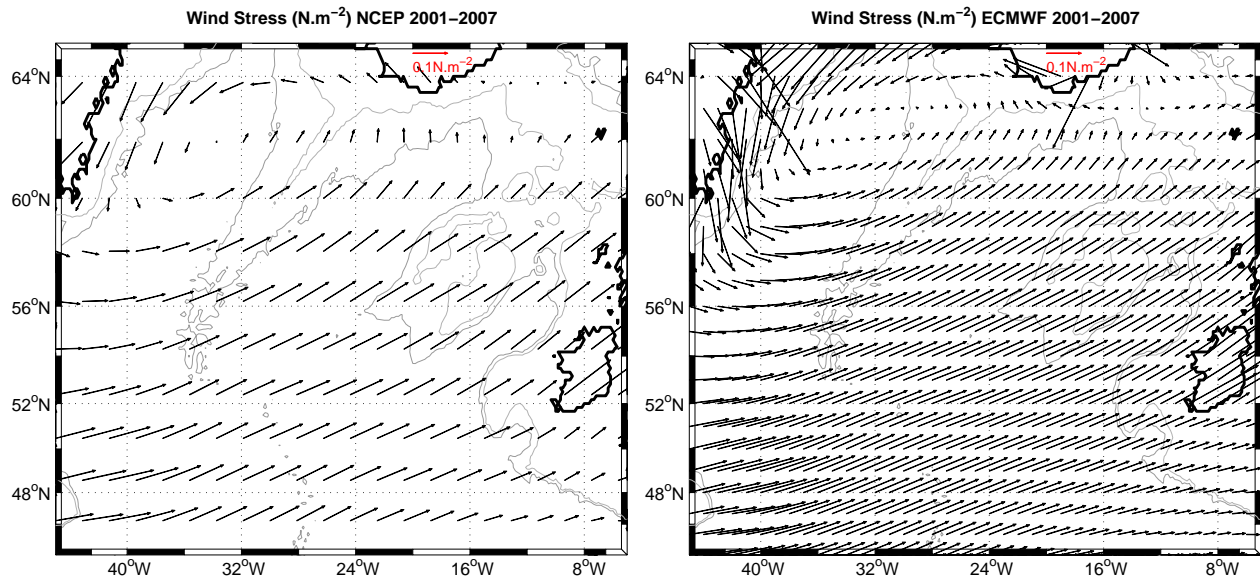


FIG. 1.9 – Tension de vent en $N.m^{-2}$ au niveau du gyre subpolaire en moyenne sur 2001-2007. (Gauche) Réanalyses NCEP ; (Droite) Analyses ECMWF.

cyclonique océanique et atmosphérique induit une divergence des transports d'Ekman et, par conservation de la masse, un pompage d'Ekman (proportionnel au rotationnel du vent) moyen positif dans la région (cf Fig.1.11). Les vitesses verticales associées à ce pompage sont dirigées vers la surface et permettent aux eaux froides de subsurface de refroidir par mélange les couches de surface.

Les flux d'eau douce moyens issus des produits NCEP et ECMWF (cf Fig.1.12) ont des comportements similaires mais des intensités différentes dans l'Est du gyre subpolaire. L'évaporation sur le Plateau de Rockall et dans l'Est du Bassin d'Islande est plus importante dans les champs NCEP que dans les champs ECMWF. L'évaporation prend même le dessus sur les précipitations sur le flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes avec NCEP alors qu'elle reste inférieure aux précipitations avec ECMWF. Néanmoins, dans les deux produits, le Bassin d'Islande, le Plateau de Rockall et le Rockall Trough sont globalement des régions où les précipitations sont supérieures à l'évaporation. Cet apport d'eau douce contribue à désaliniser en moyenne les masses d'eau de surface de l'Est du gyre subpolaire.

1.4 La simulation ORCA025-G70

1.4.1 Généralités

La simulation ORCA025-G70 est basée sur la configuration globale ORCA025 décrite par *Barnier et al.* (2006). Elle a une grille tripolaire avec 1442x1024 points de grille et

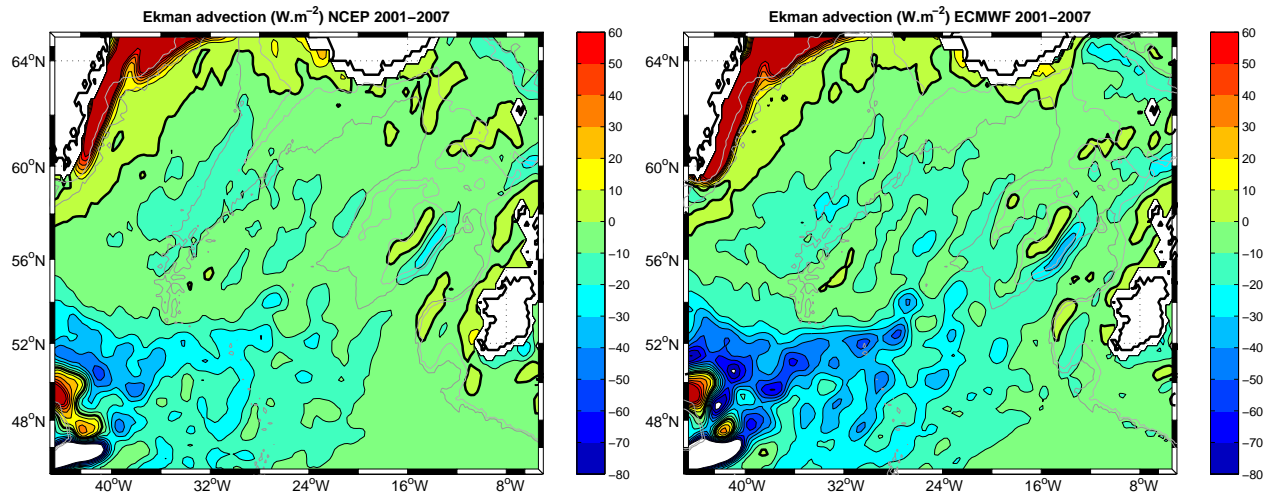


FIG. 1.10 – Advection d’Ekman en $W.m^{-2}$ au niveau du gyre subpolaire en moyenne sur 2001-2007. (Gauche) Réanalyses NCEP ; (Droite) Analyses ECMWF. L’advection d’Ekman est le produit scalaire du transport d’Ekman et du gradient de SST. Une valeur positive (resp. négative) correspond à une perte (resp. gain) de chaleur pour l’océan.

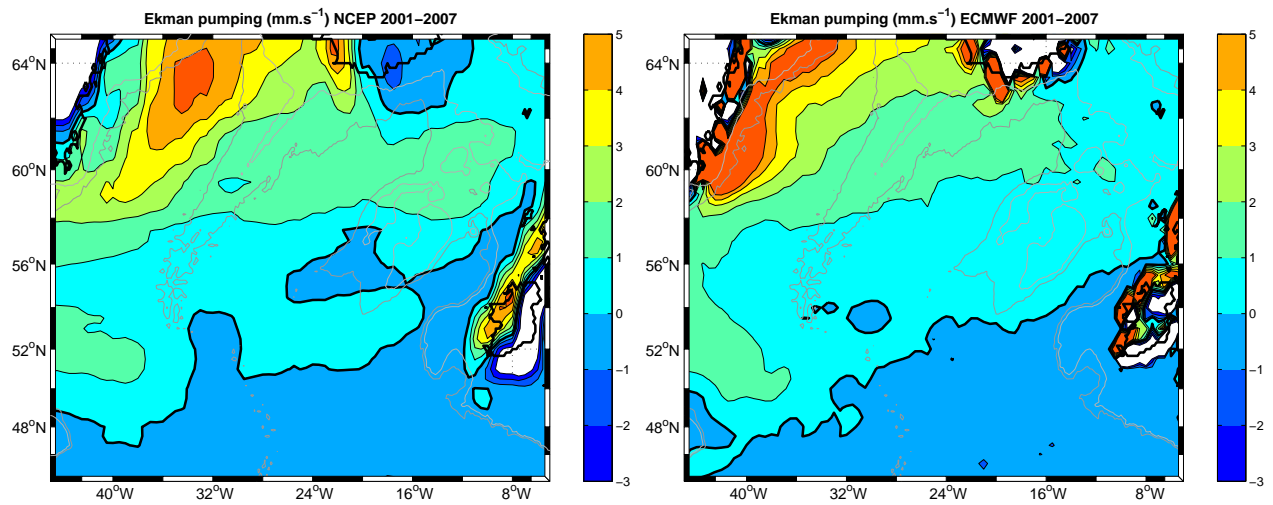


FIG. 1.11 – Pompage d’Ekman en $mm.s^{-1}$ au niveau du gyre subpolaire en moyenne sur 2001-2007. (Gauche) Réanalyses NCEP ; (Droite) Analyses ECMWF. Le pompage d’Ekman est le rapport du rotationnel de la tension de vent sur le produit du paramètre de Coriolis et de la densité de l’eau de mer. Une valeur positive (resp. négative) correspond à une vitesse verticale dirigée vers la surface (resp. le fond).

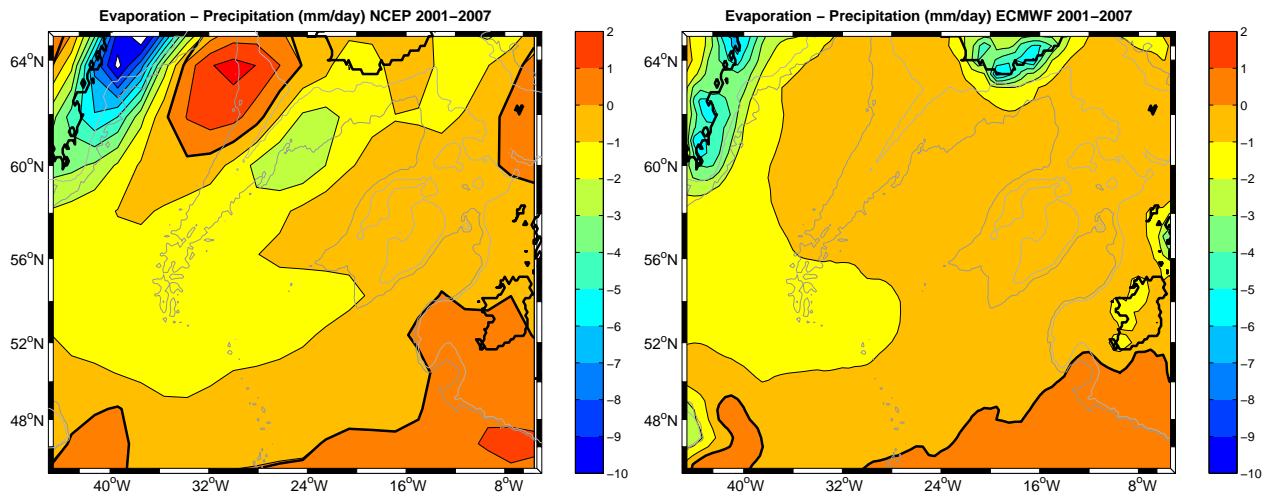


FIG. 1.12 – Evaporation-Précipitations en mm/j dans le gyre subpolaire en moyenne sur 2001-2007. (Gauche) Réanalyses NCEP ; (Droite) Analyses ECMWF. Une valeur positive (resp. négative) correspond à un taux d'évaporation (resp. un taux de précipitations) plus fort que le taux de précipitation (resp. taux d'évaporation).

46 niveaux verticaux. La résolution de la grille verticale est plus fine en surface (6m) et augmente avec la profondeur. La résolution horizontale varie avec le cosinus de la latitude. Elle est de 27.75 km ($1/4^\circ$) à l'Equateur et 13.8 km à $60^\circ N$. Le code couplé océan-glace de mer est basé sur NEMO (Madec, 2008). ORCA025-G70, décrite précisément par Treguier *et al.* (2007) et Molines *et al.* (2006), a tourné de 1958 à 2004 sans spin up (la condition initiale est la climatologie Levitus 1998). La simulation inclut une paramétrisation de mélange laplacien le long des isopycnes de température et de salinité, une viscosité horizontale biharmonique, et un schéma de mélange vertical turbulent (TKE). Le forçage interannuel de ORCA025-G70 est issu de données d'origine et de fréquence variées (Brodeau, 2007). Les précipitations mensuelles et les flux radiatifs journaliers sont issus de la base de données CORE (Large and Yeager, 2004). La température de l'air, l'humidité et le vent sont issus des sorties à 6 heures de la réanalyse ERA40 de ECMWF pour les années 1958-2001 et de l'analyse ECMWF pour 2002-2004. Les flux turbulents (tension de vent, flux de chaleur sensibles et latents) sont estimés à partir des formules bulk CORE (Large and Yeager, 2004). Pour limiter la dérive du modèle, un rappel en salinité de surface à la climatologie de Levitus a été ajouté. Enfin, des paramétrisations supplémentaires sont ajoutées à la sortie de la Mer Rouge et de la Méditerranée pour une meilleure représentation des overflows. Dans le Chapitre 4, les sorties de la simulation ORCA025-G70fo, la suite de ORCA025-G70, fournit une base de données numérique sur la période 2001-2007 pour le calcul du bilan de chaleur de couche de mélange. Le principe de la simulation est identique à ORCA025-G70

avec tout de même quelques différences. En effet, dans ORCA025-G70fo, les flux turbulents ainsi que les flux précipitatifs et radiatifs sont issus des analyses ECMWF la base de données CORE. De plus, les flux précipitatifs et radiatifs de l'année 2006 sont répétés en 2007.

1.4.2 Circulation horizontale

Barnier et al. (2006) montrent que le schéma d'advection et la grille verticale ('partial step') des simulations DRAKKAR du type ORCA025 (dont ORCA025-G70) réduisent les principaux biais dynamiques observés dans le système Gulf Stream - NAC dans la plupart des modèles. En comparant la distribution spatiale de l'énergie cinétique turbulente avec l'altimétrie, *Barnier et al.* (2006) observent que le Gulf Stream et le NAC sont correctement positionnés dans les simulations ORCA025. *Penduff et al.* (2007) montrent aussi que les schémas présentés par *Barnier et al.* (2006) optimisent la circulation moyenne et le champ de tourbillon de la surface jusqu'en profondeur notamment au niveau du système Gulf Stream - NAC. Dans la simulation ORCA025-G70, les courants de bord (excepté la séparation du Gulf Stream à Cap Hatteras) et les recirculations respectivement anticycloniques et cycloniques des gyres subpolaire et subtropical de l'Atlantique Nord sont effectivement correctement représentés sur la fonction de courant barotrope moyenne (Fig.1.13).

La Fig.1.14 représente la circulation moyenne à 15 m sur la période 1992-2002 et sur l'isopycne 27.5 kg.m^{-3} sur la période 1993-2001 dans ORCA025-G70. La circulation simulée à 15m est comparable à la circulation géostrophique à 15m décrite par *Nilner et al.* (2003) à partir de flotteurs sur la période 1992-2002. Les zones de courant intense, similaires dans ORCA025-G70 et dans le calcul de *Nilner et al.* (2003), correspondent aux trois branches du courant Nord Atlantique dans l'Est du gyre subpolaire : les branches Rockall et Est NAC alimentant les mers Nordiques à travers la dorsale Islande-Féroé-Ecosse et la branche Ouest-NAC qui semble recirculer autour de la dorsale de Reykjanes pour rejoindre le courant d'Irminger en longeant les contours du Bassin d'Irminger. L'intensité de la recirculation à 15m sur le flanc Est de la dorsale (et la traversant) dans ORCA025-G70 apparaît surestimée par rapport à la circulation calculée par *Nilner et al.* (2003) et surtout par rapport à la circulation de surface estimée à partir de l'altimétrie (cf Fig.1.5). *Treguier et al.* (2005) montrent que cette surestimation est un trait commun à plusieurs modèles haute résolution. Dans ces modèles, comme dans ORCA025-G70, *Treguier et al.* (2005) suggèrent que l'écoulement de surface le long du flanc Est de la dorsale de Reykjanes pourrait être erroné : surestimé et/ou suivant de trop près la bathymétrie de la dorsale. La contrainte topographique exercée par la dorsale dans ces modèles n'est pas concurrencée par les processus complexes de très fine échelle destabilisant l'écoulement (donc non représentés) et lui permettant de se séparer de la topographie et de recirculer vers l'intérieur du Bassin d'Islande plutôt que de traverser la dorsale (*Treguier et al.*, 2005).

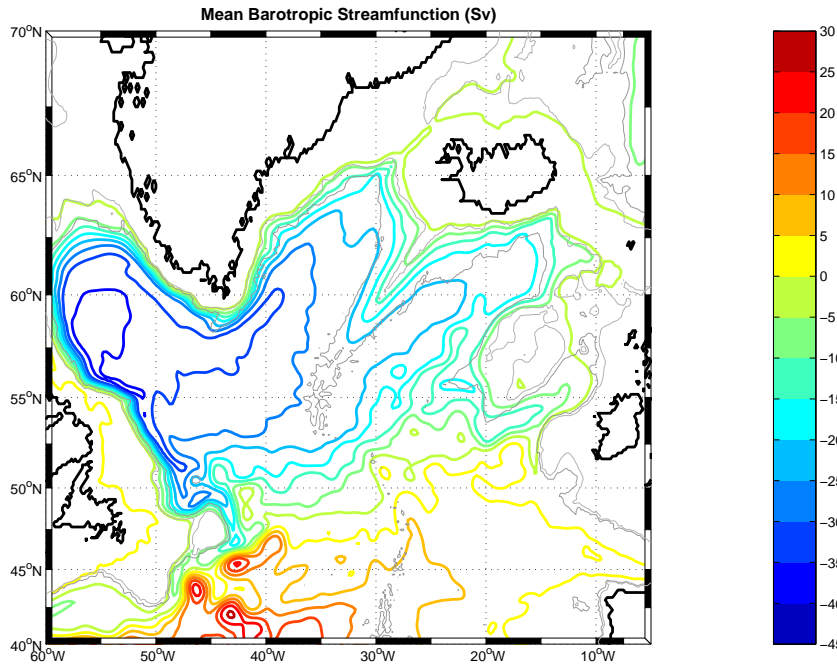


FIG. 1.13 – Fonction de courant batrope moyenne (en Sv) pour la simulation ORCA025-G70. Le contour nul représente la limite entre le gyre Subtropical au Sud et le gyre Subpolaire au Nord.

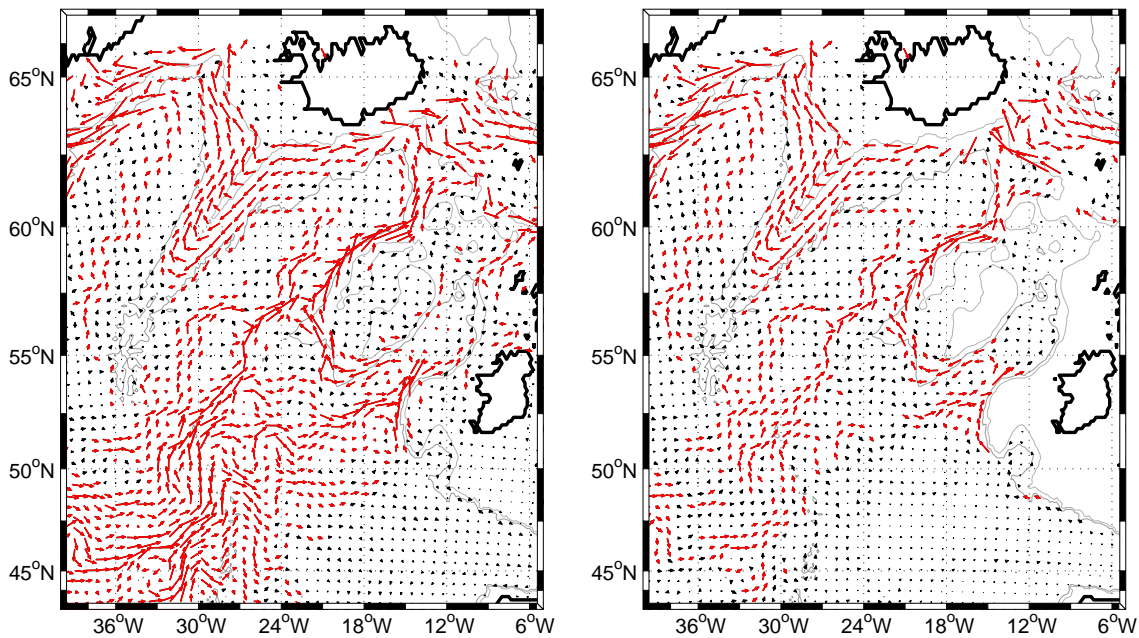


FIG. 1.14 – (Gauche) Moyenne sur 1992-2002 de la circulation ORCA025-G70 à 15m. (Droite) Moyenne sur 1993-2001 de la circulation ORCA025-G70 sur l'isopycne 27.5 kg.m^{-3} . Les vecteurs vitesses de module supérieur à 5 cm.s^{-1} sont en rouge.

La circulation sur l'isopycne 27.5 kg.m^{-3} dans ORCA025-G70 (cf Fig.1.14) est proche de celle décrite par *Bower et al.* (2002) à partir de flotteurs lagrangiens de 1993 à 2001 mais aussi de celle calculée à 700m par *Lavender et al.* (2005) et de celle reflétée par les trajectoires de flotteurs Argo de la Fig.1.1 de 2001 à 2006. La branche Rockall est bloquée par la bathymétrie et rejoint la branche Est-NAC en longeant le Plateau de Rockall. Les branches Est et Ouest-NAC circulent essentiellement cycloniquement le long des contours bathymétriques du Bassin d'Islande, traversent la dorsale de Reykjanes et rejoignent le courant d'Irminger. En subsurface, la vitesse l'écoulement le long du flanc Est de la dorsale de Reykjanes calculée dans ORCA025-G70 et par *Lavender et al.* (2005) est supérieure à 5 cm.s^{-1} . De plus, les flotteurs Argo mettent en moyenne 5 mois pour relier le Nord du bassin d'Islande et le flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes ce qui donne une vitesse approximative (moyenne estimée à partir de la distance entre chaque profils d'un même flotteur) de 9 cm.s^{-1} pour l'écoulement vers le Sud le long de la dorsale de Reykjanes à 1000db. Visiblement, l'impact de la contrainte topographique sur la circulation dans ORCA025-G70 est beaucoup plus proche de la réalité en subsurface qu'en surface. L'erreur potentielle sur la circulation de surface dans ORCA025-G70 est à prendre en compte notamment lors de la description des liens entre le Bassin d'Islande et le Bassin d'Irminger plus l'Ouest du gyre subpolaire.

L'indicateur de l'intensité du gyre subpolaire inspiré de *Hakkinen and Rhines* (2004) est calculé à partir des hauteurs de mer ORCA025-G70 dans une boîte couvrant la zone $35\text{-}68^\circ\text{N}/0\text{-}60^\circ\text{W}$ sur la période 1992-2004. La méthode est identique à celle utilisée pour l'altimétrie en section 1.3.1. La structure spatiale de la première EOF de hauteur de mer et sa composante principale associée sont représentées sur la Fig.1.15. Cet EOF explique 28% de la variance. Comme avec l'altimétrie, la structure spatiale de l'EOF se superpose au schéma de circulation en gyre de l'Atlantique Nord avec un gradient méridional d'anomalies de hauteur de mer vers $50\text{-}52^\circ\text{N}$ et 45°W séparant une zone d'anomalies négatives (pas aussi fortes que dans l'altimétrie) associées au gyre subpolaire et une zone d'anomalies positives associée au Gulf Stream. La variabilité de la composante principale de cette EOF est similaire à celle de l'EOF altimétrique (cf Fig.1.15). De 1992 à 1995 (phase NAO positive), la composante principale est largement positive, associée à un renforcement des anomalies de hauteur de mer (et donc du gradient) et donc de l'intensité de la circulation du gyre subpolaire. A partir du shift NAO de 1995-1996, la composante principale chute indiquant un affaiblissement des anomalies (et donc du gradient) et donc de l'intensité du gyre. Malgré les incertitudes sur la validité de la circulation de surface dans ORCA025-G70, la variabilité spatio-temporelle de l'intensité du gyre subpolaire en surface est similaire à celle observée à partir de l'altimétrie.

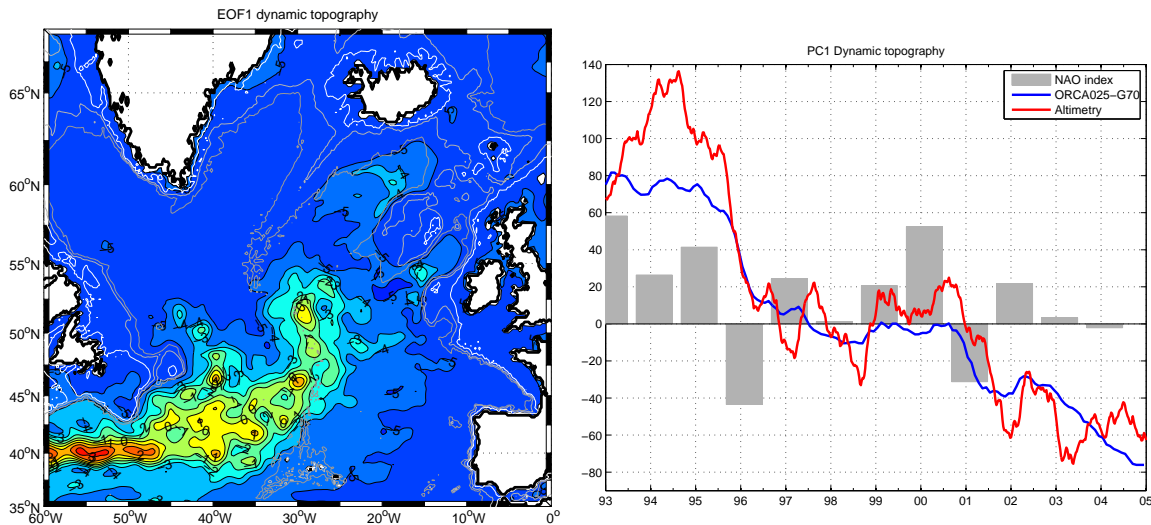


FIG. 1.15 – (Gauche) Premier EOF de hauteur de mer ORCA025-G70 sur 1992-2004. Les contours d’anomalies de SSH sont sans unité. (Droite) Evolution temporelle de la composante principale du premier EOF (en bleu) superposée à l’indice NAO (barres grises) et à la composante équivalente calculée avec les données altimétriques (en rouge).

1.4.3 Circulation verticale

La validité de la circulation verticale dans ORCA025-G70 est estimée à partir de la cellule méridienne de circulation qui est une moyenne longitudinale des vitesses méridionales en Atlantique Nord. Le transport de surface (resp. profond) vers le Nord (resp. Sud) est représentatif de la branche de surface (resp. profonde) de la circulation thermohaline. La Fig.1.16 est la cellule méridienne de circulation moyenne sur 1958-2004. La branche profonde dirigée vers le Sud est moins profonde et intense dans ORCA025-G70 (vers 3000m à 40°N) que dans l’estimation de *Forget et al.* (2008) (leur Fig.9) obtenue à partir de l’assimilation des données de flotteurs Argo entre 2002 et 2003 et donc beaucoup plus proche des observations. Cette différence est due aux problèmes liés à la représentation de la plongée des overflow venant des Mers Nordiques à la traversée des seuils au niveau du détroit du Danemark et de la dorsale Islande-Féroé (*Treguier*, communication personnelle). Par contre, le transport méridional de l’Equateur vers les pôles est maximal vers 1000m tout comme dans l’estimation de *Forget et al.* (2008). L’intensité de ce transport dans ORCA025-G70 est d’environ 16Sv contre 20Sv dans le calcul de *Forget et al.* (2008). La branche de surface (la couche 0-1500m) de la cellule méridienne de circulation semble correctement simulée dans ORCA025-G70. On s’intéresse maintenant à la variabilité interannuelle de cette circulation. A partir de l’altimétrie, *Hakkinen and Rhines* (2004) suggèrent que le gyre subpolaire s’affaiblit nettement au cours des années 1990. *Boning et al.* (2006) montre que, dans le modèle FLAME, ce signal de variabilité se répercute sur l’intensité de la cellule méridienne

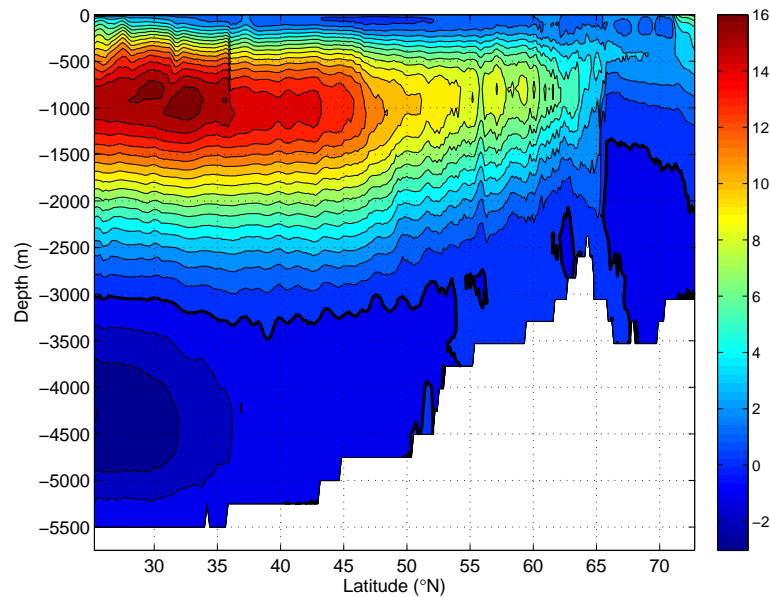


FIG. 1.16 – Cellule méridienne de circulation dans l’Atlantique Nord issue de ORCA025-G70 en moyenne sur 1958-2004. Les transports sont en Sv et les contours ont une fréquence de 1Sv. Le contour 0Sv est en trait noir épais. Un transport positif (resp. négatif) est un transport vers le pôle (l’Equateur).

(en coordonnées z sur leur Fig.4.b) de 46 à 10°N à partir de 1997-1998. Suivant le principe de la Fig.4.b de *Boning et al.* (2006), la Fig.1.17 est l’évolution temporelle de la projection latitudinale du maximum d’intensité de la cellule méridienne (c’est ce maximum d’intensité qu’on désigne par MOC ou Meridional Overturning Cell) calculée en coordonnées σ dans ORCA025-G70 de 1965 à 2004. Comme dans *Boning et al.* (2006), l’affaiblissement du gyre subpolaire semble se répercuter sur la MOC qui s’affaiblit à son tour à la fin des années 90 (1997-1998). Cet affaiblissement de la MOC se propage de 60 à 25°N soit des latitudes subpolaires vers les latitudes subtropicales. Comme *Treguier et al.* (2006) l’ont montré avec le modèle CLIPPER, on retrouve ce signal de variabilité en calculant la MOC en coordonnées σ à travers la section OVIDE (cf Fig.1.17). En 1997, après une phase NAO positive très marquée au début des années 90 conclue par le shift de l’hiver 95/96, la MOC dans l’Atlantique Nord à travers la section OVIDE est de 18 Sv, elle chute à partir de 98 puis dans les années 2000 atteignant 16.5 Sv en 2002. Un affaiblissement similaire de la MOC de 1997 à 2002 est observé avec des données OVIDE d’ADCP de coque par *Gourcuff* (2008). On note tout de même que l’intensité de la MOC calculée par *Gourcuff* (2008) est supérieure à la MOC ORCA025-G70. Néanmoins, si la branche profonde de la cellule méridienne de circulation en Atlantique est peu réaliste dans ORCA025-G70, la branche de surface et sa variabilité reproduisent correctement les observations.

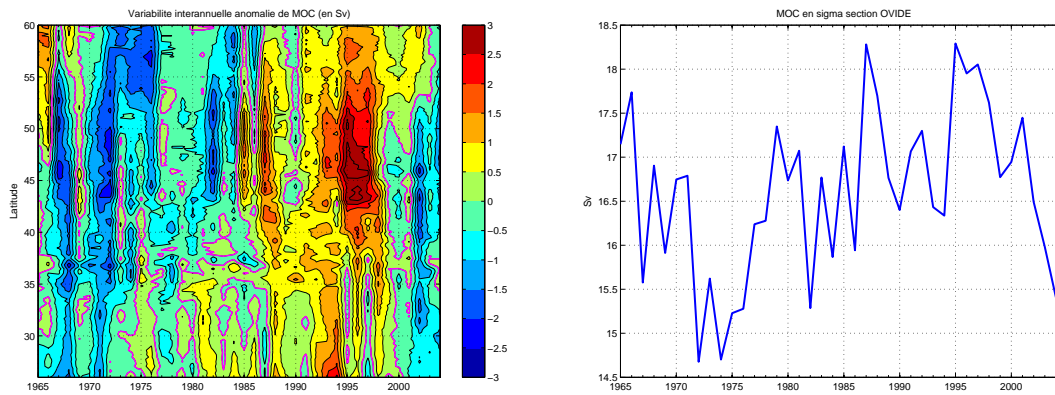


FIG. 1.17 – (Gauche) Variabilité interannuelle de l’anomalie de MOC σ en fonction de la latitude. (Droite) Variabilité interannuelle de la MOC σ à travers la section OVIDE de 1965 à 2004. Les résultats sont en *Sv*.

1.4.4 Flux de surface

En moyenne sur 1958-2004, les flux de surface ORCA025-G70 (cf Fig.1.18) ont un comportement proche de ceux issus de NCEP et ECMWF (cf Figs.1.8 et 1.9). Les pertes de chaleur sont de plus en plus importantes des latitudes subtropicales vers le gyre Subpolaire. Dans l’Est du gyre subpolaire les pertes de chaleur sont supérieures à celles observées avec NCEP et ECMWF. De plus, la distribution spatiale des flux air-mer de chaleur dans ORCA025-G70 est fortement contrainte par la bathymétrie de la dorsale de Reykjanes. La bathymétrie contraint la distribution des masses d’eau qui rétroagissent sur l’atmosphère du modèle. La contrainte apparaît beaucoup moins accentuée pour les flux NCEP et ECMWF (cf Figs.1.8). Dans ORCA025-G70, la tension de vent moyenne décrit un régime de vent d’Ouest sur l’Est du gyre Subpolaire (cf Fig.1.18). Ce régime est très similaire à celui décrit en section 1.3.2 à partir des flux NCEP et ECMWF. Il est associé à un transport d’Ekman majoritairement vers le Sud-Est. La circulation cyclonique dans le gyre subpolaire induit un pompage d’Ekman dirigé de l’intérieur vers la surface et permettant le mélange entre eaux de surface et eaux sous-jacentes dans la couche d’Ekman.

Les flux d’eau douce (évaporation - précipitations) ORCA025-G70 et NCEP moyens sur 1958-2004 sont représentés sur la Fig.1.19. Le flux ORCA025-G70 est le résultat du forçage brut auquel un rappel en salinité est rajouté (cf Fig.1.19). Le forçage brut est proche du flux NCEP moyen. Les précipitations sont globalement supérieures à l’évaporation dans l’Est du gyre subpolaire excepté sur le flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes, sur une partie du Plateau de Rockall et du Rockall Trough. L’apport d’eau douce sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes et surtout sur la côte Est-groenlandaise est sous-estimé dans ORCA025-G70 par rapport au champ NCEP. Le rappel en salinité à la climatologie consiste en un flux évaporatif couvrant le centre des Bassins d’Islande et d’Irminger, l’entrée du

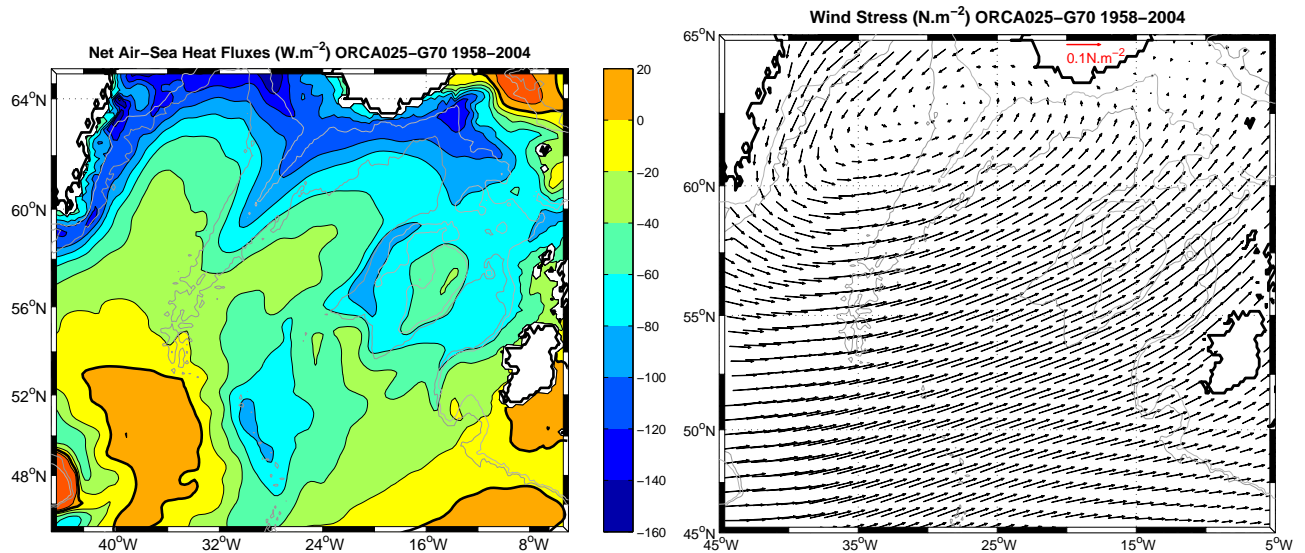


FIG. 1.18 – (Gauche) Flux air-mer nets de chaleur (en $W.m^{-2}$) et (Droite) tension de vent (en $N.m^{-2}$) issus de la simulation ORCA025-G70. Valeurs moyennes sur 1958-2004.

Rockall Trough et qui est particulièrement élevé à proximité de la côte Ouest-groenlandaise. Le rappel change de signe sur la dorsale de Reykjanes, dans le Nord et l'Ouest du Bassin d'Irminger et au Nord du Plateau de Rockall et du Rockall Trough. Ce rappel éloigne le champ ORCA025-G70 du champ NCEP (plus proche de la réalité) notamment le long de la côte groenlandaise. Au final, le flux d'eau douce ORCA025-G70 contribue globalement à désaliniser les eaux de l'Est du gyre subpolaire excepté sur le flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes, sur l'Ouest du Plateau de Rockall, à l'entrée du Rockall Trough. Le rappel en salinité a pour but de limiter la dérive du modèle. En examinant plusieurs simulations basées sur le code NEMO (notamment ORCA025-G70), *Rattan et al.* (2009) montrent que ce rappel de surface peut fausser la simulation des courants de subsurface et contribuer à la dérive du modèle au lieu de la limiter. Le problème du rappel à la climatologie est que les climatologies globales (comme celle de Levitus) utilisées ont une faible résolution spatiale qui ne permet pas de représenter correctement les courants de bords étroits comme le courant longeant la côte Ouest-groenlandaise. Par conséquent le rappel fausse les transports d'eau douce issue de la fonte des glaces arctiques et, d'après *Rattan et al.* (2009), participe à la dérive en salinité observée par *Treguier et al.* (2005) en Mer du Labrador dans plusieurs simulations haute résolution. Le rappel en salinité crée donc des comportements éloignés de la réalité limitant la confiance dans ORCA025-G70. De telles limites sont à prendre en compte dans l'interprétation des résultats des chapitres suivants.

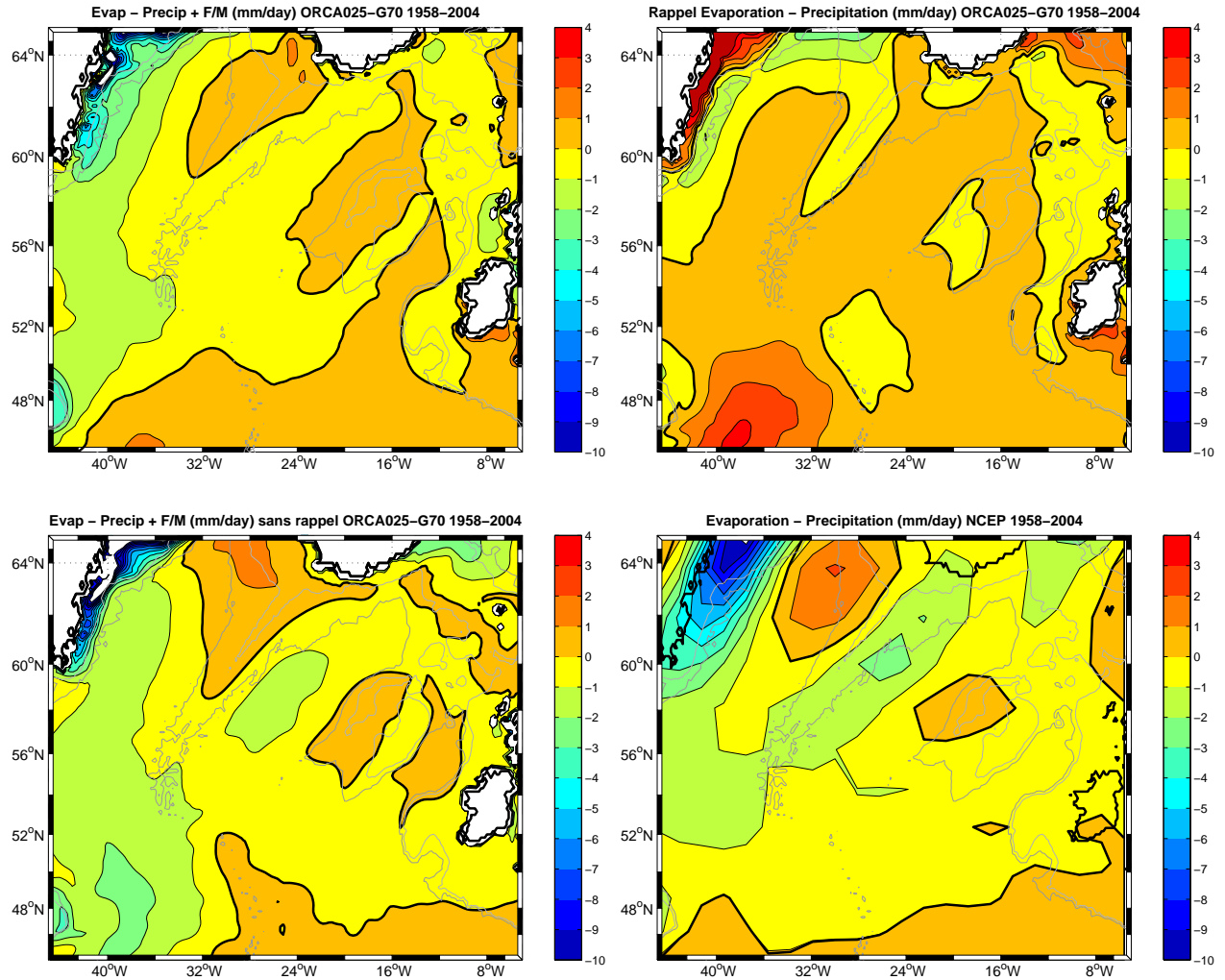


FIG. 1.19 – (Haut gauche) Evaporation - précipitation moyenne sur 1958-2004 en tenant compte des flux de glace dans ORCA025-G70 (en *mm/jour*). (Haut droite) Rappel en évaporation - précipitation (en *mm/jour*) pour ajuster la salinité à la climatologie. (Bas gauche) Evaporation - précipitation moyenne sur 1958-2004 sans rappel dans ORCA025-G70 (en *mm/jour*). Evaporation - précipitation NCEP moyenne sur 1958-2004 (en *mm/jour*) : ne contient pas l'apport d'eau douce par la fonte des glaces.

1.4.5 Les couches de surface

Connaître les limites de la simulation des couches de surface par ORCA025-G70 est nécessaire pour l'étude comparée des SPMW dans les données et le modèle. La température de surface moyenne dans ORCA025-G70 est assez proche de la climatologie Levitus (cf Fig.1.20). Dans ORCA025-G70, les iso-températures très resserrées coïncidant avec la position du NAC à l'Ouest de la MAR entre 45 et 53°N sont légèrement décalées vers le Sud par rapport à la climatologie. A l'Est de la MAR, ces isolignes sont plutôt décalées vers le Nord. De plus, la contrainte exercée par les contours bathymétriques du Bassin d'Islande et de la dorsale de Reykjanes apparaît cruciale dans ORCA025-G70. Cette contrainte n'apparaît quasiment pas dans le champ climatologique car lissée par l'analyse objective. On retrouve la même différence à l'Ouest de la MAR pour les contours de salinité de surface (cf Fig.1.20). Néanmoins, le champ de salinité moyen dans ORCA025-G70 est proche de la climatologie au niveau du Rockall Trough et du Plateau de Rockall. Dans le Bassin d'Islande, la contrainte bathymétrique s'exerçant sur la salinité ORCA025-G70 constitue la principale différence avec le champ climatologique. L'accord relatif entre le champ de salinité de surface ORCA025-G70 et la climatologie est surtout dû au rappel en salinité en surface à la climatologie. Au final, les écarts modèle-climatologie en température et salinité de surface sont rarement supérieurs à 1°C et 0.15 respectivement.

On compare les couches de surface du modèle avec celles observées avec les profileurs Argo. La Fig.1.21 est la comparaison des profils verticaux mesurés le long de la trajectoire d'un flotteur Argo dérivant dans le Bassin d'Islande avec une colocalisation de ces profils dans ORCA025-G70. La colocalisation est l'interpolation linéaire des sorties à 5 jours de ORCA025-G70 à la date et la position exacte des profils de la base de données Argo. Sur la Fig.1.21, la thermocline principale des profils ORCA025-G70 colocalisés est beaucoup moins profonde et plus stratifiée que dans la réalité. La profondeur de couche de mélange hivernale des profils Argo est de 100 à 200 m plus profonde que dans ORCA025-G70. Néanmoins les profondeurs de couche de mélanges ne divergent vraiment que de l'automne jusqu'au début de l'été suivant et le timing du cycle saisonnier de la couche de mélange est correct dans ORCA025-G70. Les différences de profondeur de couche de mélange entre ORCA025-G70 et la climatologie de *de Boyer Montégut et al.* (2004) (cf Figs.1.22 et 1.23) sont accentuées en hiver dans le gyre subpolaire et minimales en été. La profondeur de couche de mélange hivernale est effectivement sous-estimée par la simulation dans le Bassin d'Islande. La différence modèle-climatologie s'accroît de 1990 à 1999 suite à une forte augmentation de la stratification (cf Chapitre 3). Il faut noter que la profondeur de couche de mélange hivernale est largement surestimée en Mer du Labrador où la convection peut atteindre 3000m. De plus, la contrainte bathymétrique s'exerce logiquement (puisqu'elle influe sur les flux de surface) sur les profondeurs de couche de mélange dans l'est du gyre

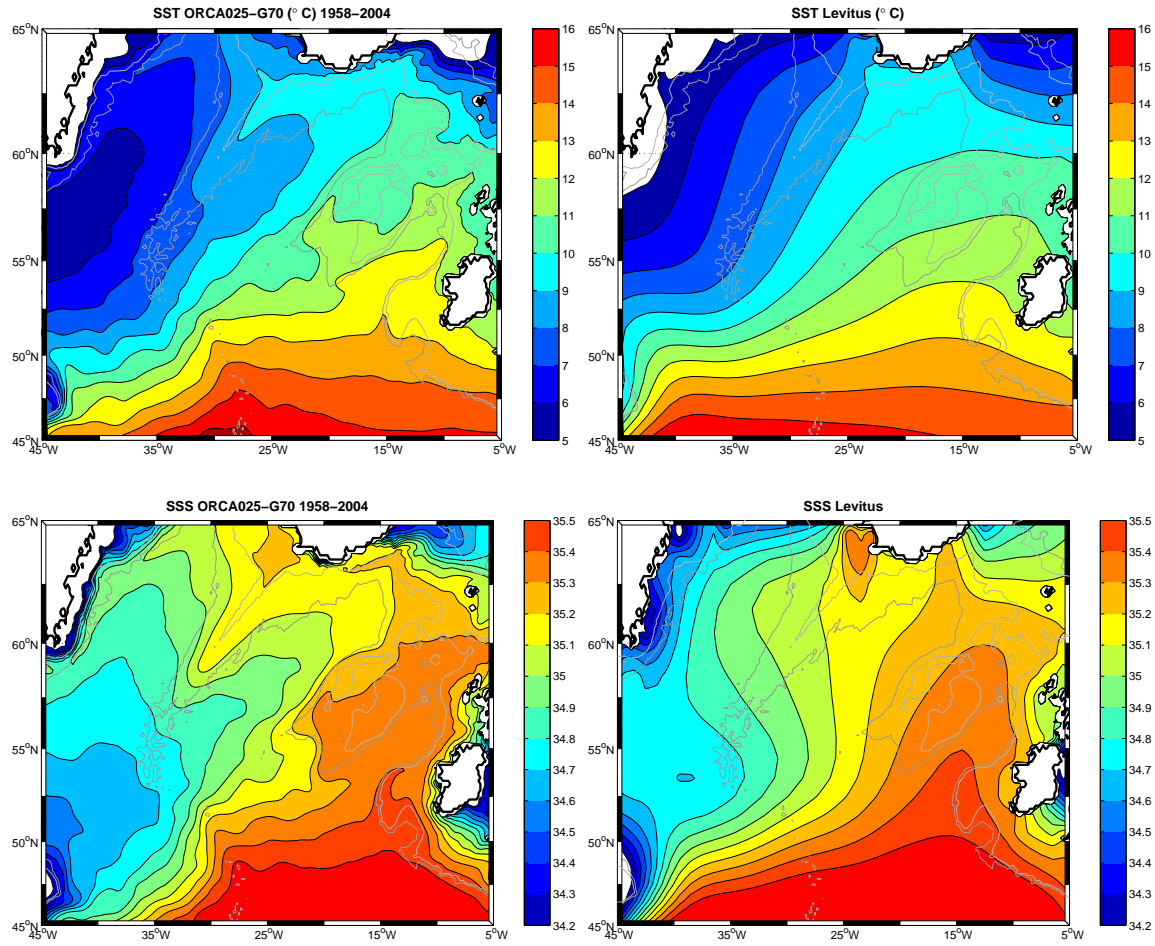


FIG. 1.20 – Température de surface ou SST (haut) et salinité de surface ou SSS (bas) issus de la simulation ORCA025-G70 (gauche, en moyenne sur la période 1958-2004) et de la climatologie Levitus (droite).

subpolaire. Malgré tout, la comparaison profils Argo/colocalisés montre que les différences de température et de salinité modèle/données dans la couche de mélange sont globalement inférieures à 1.5°C et 0.2 respectivement dans le Bassin d'Islande (cf. Fig.1.21).

Bien que les profondeurs de couche de mélange hivernales manquent de réalisme, les SPMW sont présentes dans ORCA025-G70 et leur répartition spatiale en gammes de densité est représentée sur la Fig.1.24 pour l'année 1990 (l'année type décrite dans le Chapitre 2). Les critères de détection des SPMW ont été ajustés aux champs du modèle. Une SPMW dans ORCA025-G70 est une couche de vorticité potentielle inférieure à $6 \times 10^{-11} m^{-1}.s^{-1}$, de densité potentielle inférieure à $27.65 kg.m^{-3}$ (pour éliminer la LSW du modèle) et comprise entre 100 et 800m (pour éliminer la couche de surface et les eaux homogènes sous la thermocline) sur la période juin-septembre de l'année consid r e. Les SPMW remplissent le Bassin d'Islande, le Rockall Plateau/Trough et une partie du Bassin d'Irminger et recouvrent la dorsale de Reykjanes (cf Fig.1.24). Leur densité évolue continument de 27.1 à 27.65 $kg.m^{-3}$ de l'entrée du Rockall Trough au flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes. Sur la verticale, les SPMW du Bassin d'Islande sont souvent moins épaisses que dans les données. Ceci est dû à une épaisseur de couche de mélange hivernale plus faible dans ORCA025-G70 que dans les données en 1990 (cf Fig.1.22). Néanmoins la densité (la température et la salinité) des SPMW est du même ordre de grandeur que celle observ e sur les Figs.1.3 et 1.4 et elle évolue continument le long des principales structures bathymétriques de l'entrée du Rockall Trough vers le Bassin d'Irminger. Le centre du Bassin d'Islande est rempli par des SPMW de faible épaisseur car la pycnocline permanente y est beaucoup moins profonde (ou la stratification y est beaucoup plus forte) que dans le reste du Bassin. La représentation isopycnale du coeur de chaque gamme de SPMW dans ORCA025-G70 en été 1990 (cf Fig.1.25) est similaire à la vision climatologique donn e par Hydrobase 2 (cf Fig.1.3). Les SPMW peu denses (27.3 à 27.4 $kg.m^{-3}$) sont localisées au niveau du Rockall Trough, du Plateau de Rockall ainsi que dans l'Est du Bassin d'Islande. Les SPMW plus denses (27.45 à 27.55 $kg.m^{-3}$) sont localisées au Sud de l'Islande puis vers le Sud-Ouest le long de la dorsale de Reykjanes. La distribution des gammes de SPMW est fortement contrainte par la bathymétrie du Plateau de Rockall et de la dorsale de Reykjanes (cf Figs.1.25 et 1.24) avec notamment des langues de SPMW superpos es aux branches de circulation longeant puis traversant la dorsale. La SPMW observ e sur le flanc Est de la dorsale par *Thierry et al.* (2008) de 1990   2006 est présente dans ORCA025-G70 (cf Fig.1.24). La variabilité interannuelle de ses propriétés sur la période 1990-2006 dans ORCA025-G70 (et ORCA025-G70fo de 2000   2006) est repr sent e sur la Fig.1.26. Les valeurs moyennes des propriétés de cette SPMW sont proches de celles des données sur la période 1990-2006 sauf pour l'épaisseur qui est largement sous-estim e dans ORCA025-G70 (cf Figs.1.22 et 1.22). Les propriétés simul es et observées de cette SPMW ont le même type de variabilité sur la période 1990-2006. En phase NAO fortement positive (1990-1995),

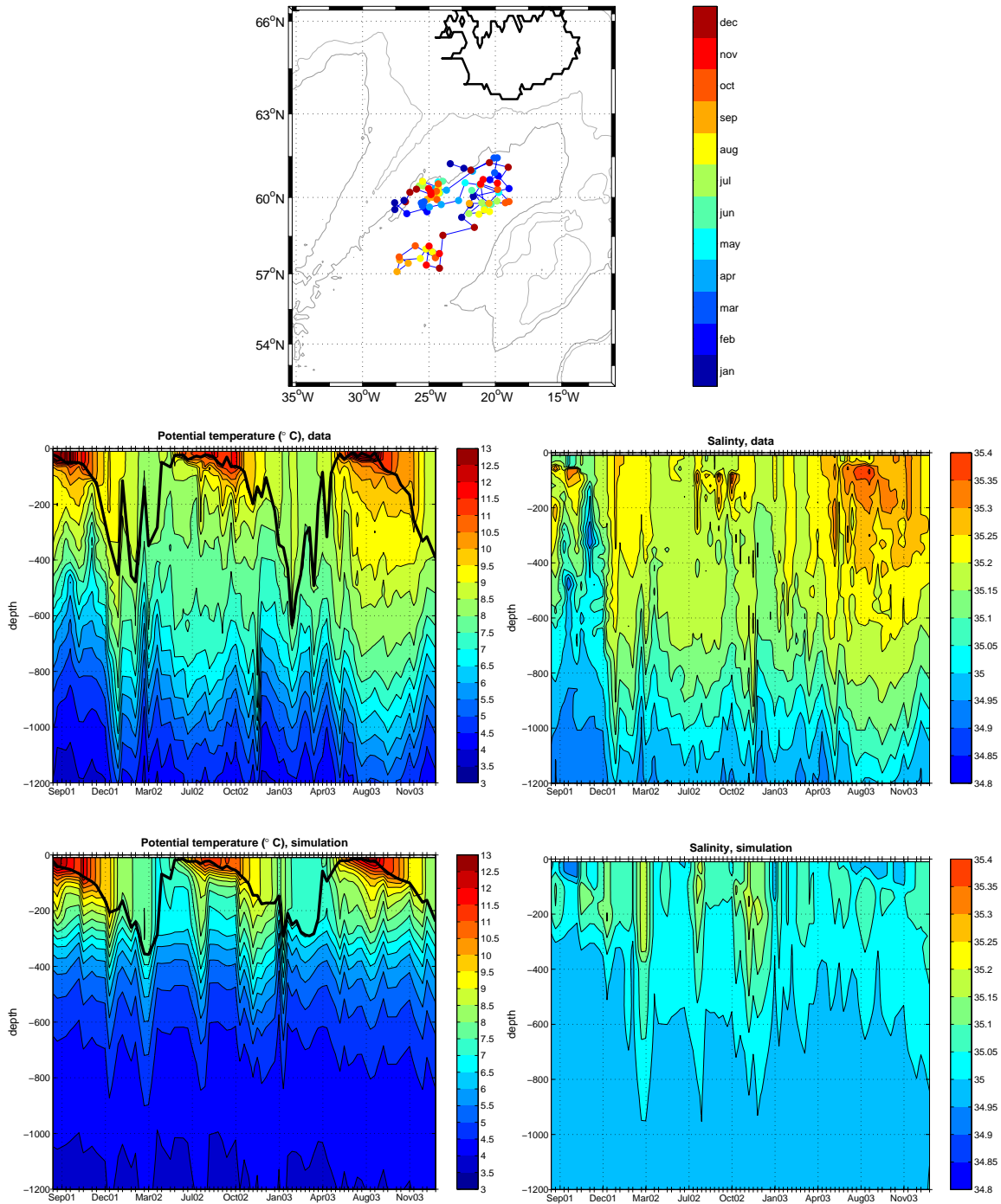


FIG. 1.21 – (Haut) Trajectoire du flotteur Argo 6900154. Les points de couleur se réfèrent à la date des profils. (Milieu) Profils verticaux du flotteur Argo 6900154 dérivant dans le Bassin d’Islande. (Bas) Profils colocalisés dans ORCA025-G70. Gauche : température potentielle ; droite : salinité.

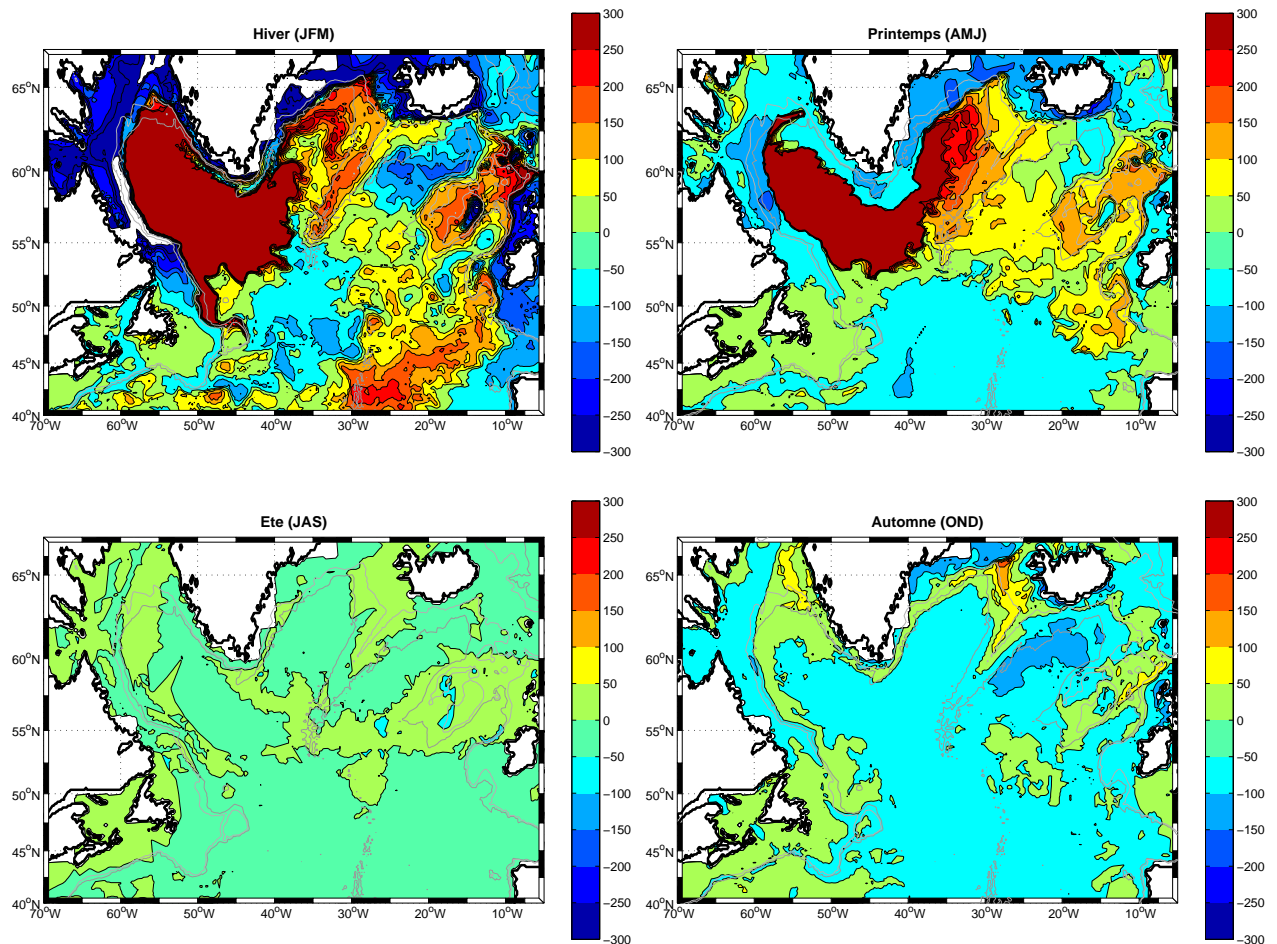


FIG. 1.22 – Différence saisonnière (Hiver-printemps-été-automne) entre la profondeur de couche de mélange ORCA025-G70 en 1990 et celle de la climatologie de *de Boyer Montégut et al.* (2004).

la SPMW est froide, peu salée et dense. Après le shift NAO de 1996, la SPMW devient plus chaude, plus salée, moins dense et semble-t-il moins épaisse.

La répartition spatiale des SPMW dans les observations laisse transparaître une contrainte qui, d'après les résultats de *Flatau et al.* (2003) *Treguier et al.* (2005), est beaucoup moins forte (cf section 1.2.3 et Figs.1.3 et 1.4) que dans la simulation car probablement concurrencée par des processus de fine échelle qui déstabiliseraient le courant longeant la bathymétrie et limiteraient la propagation des propriétés observées dans le Bassin d'Islande vers le Bassin d'Irminger (*Treguier et al.*, 2005). Néanmoins, les SPMW observées dans ORCA025-G70 dans le Rockall Trough, sur le Plateau de Rockall et dans le Bassin d'Islande sont une reproduction correcte des SPMW observées à partir des données hydrographiques. De plus, la variabilité des SPMW observées sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes dans ORCA025-G70 est similaire à celle décrite par *Thierry et al.* (2008). Enfin l'échantillonnage au $1/4^\circ$

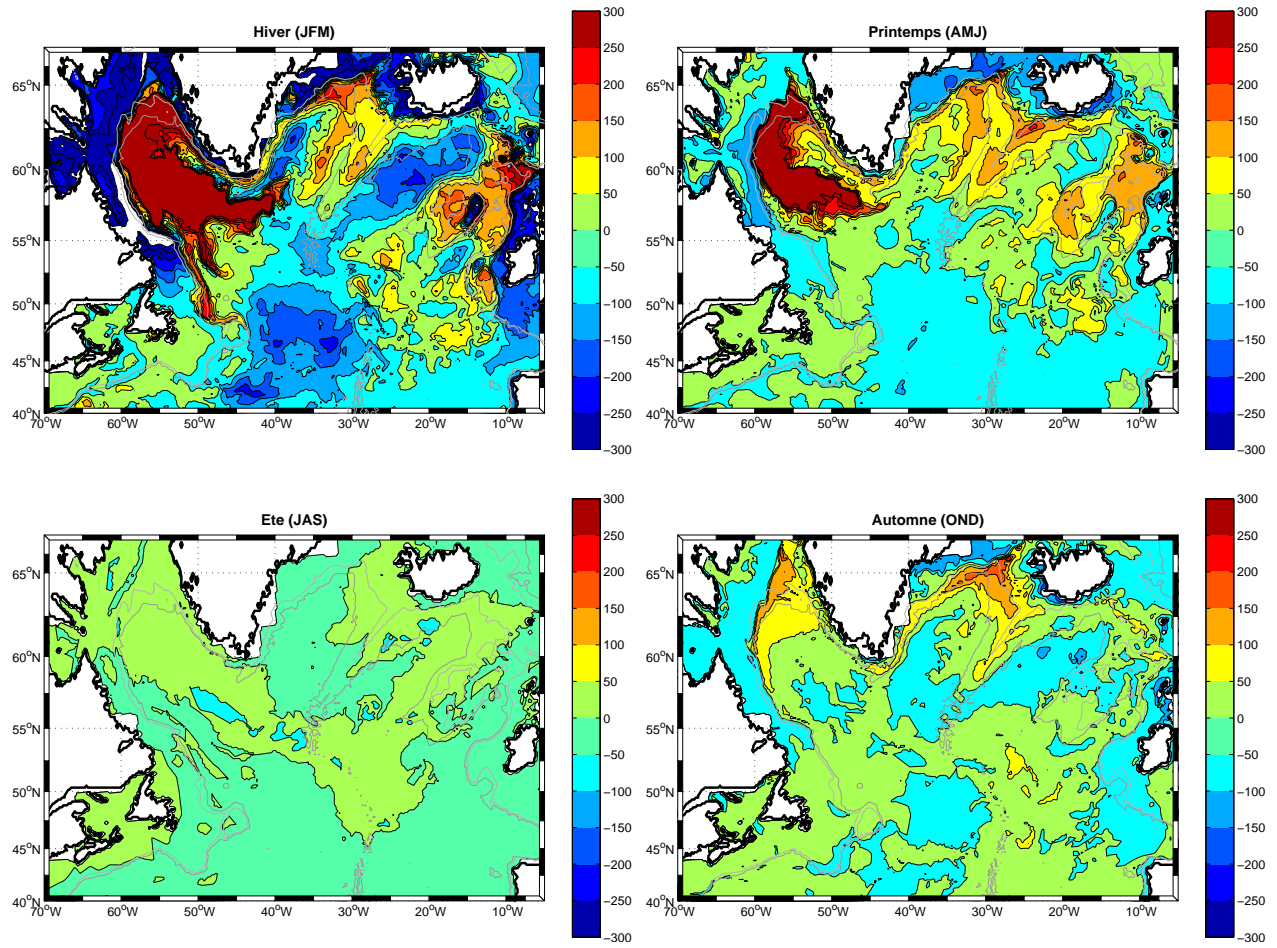


FIG. 1.23 – Différence saisonnière (Hiver-printemps-été-automne) entre la profondeur de couche de mélange ORCA025-G70 en 1999 et celle de la climatologie de *de Boyer Montégut et al.* (2004).

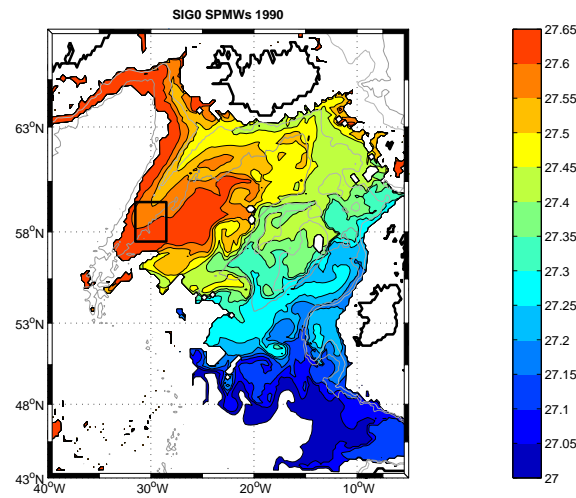


FIG. 1.24 – Densité potentielle (en $kg.m^{-3}$) dans le coeur des eaux modales subpolaires en été dans l'Est du gyre Subpolaire en 1990 à partir des sorties de ORCA025-G70. Le rectangle noir indique la position de la SPMW décrite dans *Thierry et al.* (2008).

permet une description fine de la répartition spatiale des SPMW pour une année donnée ce qui est impossible avec l'analyse de données. Malgré ses limites, la simulation ORCA025-G70 a des atouts rendant pertinente l'étude comparée des SPMW dans les données et le modèle.

1.4.6 ARIANE : un outil d'analyse lagrangienne

L'analyse lagrangienne est basée sur un algorithme développé par *Blanke and Raynaud* (1997) pour le calcul de trajectoires dans un champ de vitesse en trois dimensions. Dans ce travail de thèse, il est appliqué à la grille ORCA025. Cet algorithme calcule les trajectoires vraies pour un champ de vitesse stationnaire. Cette technique peut être étendue à un champ de vitesse dépendant du temps (*Blanke and Raynaud*, 1997). Dans notre cas, ce champ est sous la forme de sorties ORCA025-G70 moyennées sur 5 jours. La vitesse est considérée constante sur chaque intervalle de 5 jours. A partir du champ de vitesse ORCA025-G70, l'outil ARIANE calcule des lignes de courant qui respectent la conservation de la masse. Ces lignes de courant sont donc associées à des trajectoires de particules d'eau fictives dans la grille ORCA025 qui suivent le mouvement "réel" (réel pour ORCA025-G70) des particules sans qu'elles ne soient interceptées ni par le fond ni par la côte. Cet outil permet donc la description d'un point de vue lagrangien de la dynamique simulée par ORCA025-G70. Comme dans *Blanke and Raynaud* (1997), on peut décrire une masse d'eau en l'inséminant sur une section géographique donnée avec plusieurs milliers de particules. Chaque particule est associée à un transport infinitésimal et donc à un volume infinitésimal qui est conservé le long des lignes de courant du modèle. L'intégration des trajectoires peut se faire dans le sens

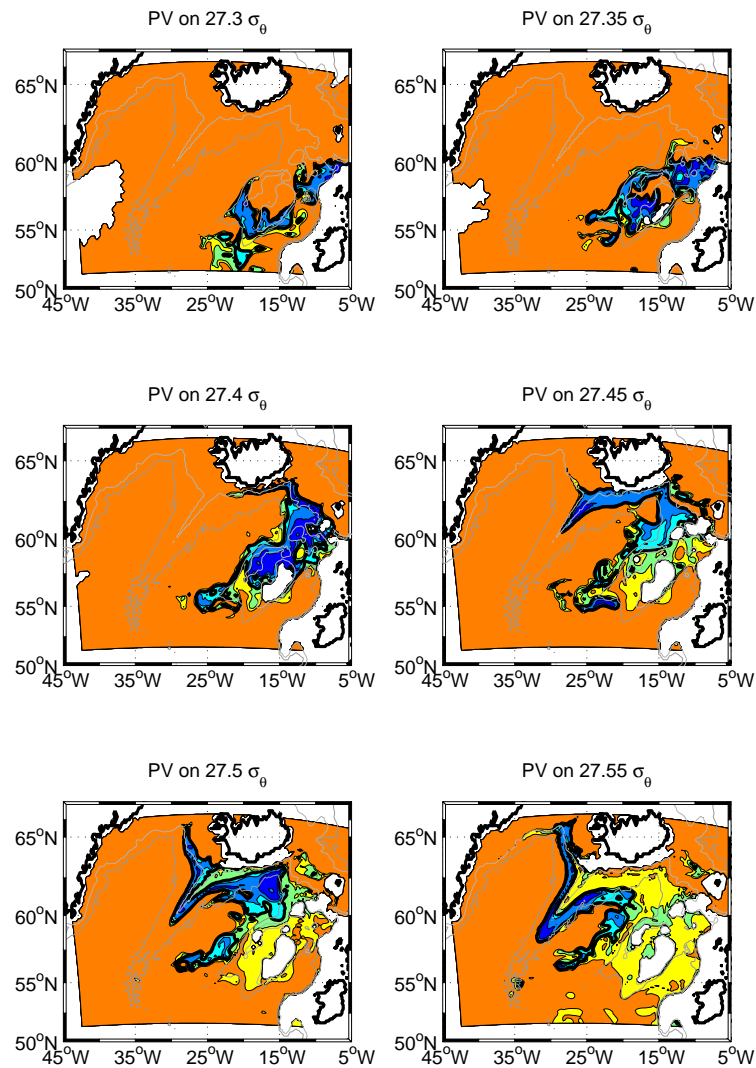


FIG. 1.25 – Vorticité potentielle ORCA025-G70 projetée sur les surfaces isopycnales de 27.3 à 27.55 $kg.m^{-3}$ en juillet 1990. Le contour épais noir représente $6 \times 10^{-11} m^{-1}.s^{-1}$, soit le coeur de la SPMW intersectée par l'isopycne. Les valeurs de vorticité potentielle diminuent (resp. augmentent) de $2 \times 10^{-11} m^{-1}.s^{-1}$ en allant vers le bleu foncé (vers l'orangé). La couleur orange représente les vorticités potentielles supérieures à $10 \times 10^{-11} m^{-1}.s^{-1}$ associées à des masses d'eau stratifiées.

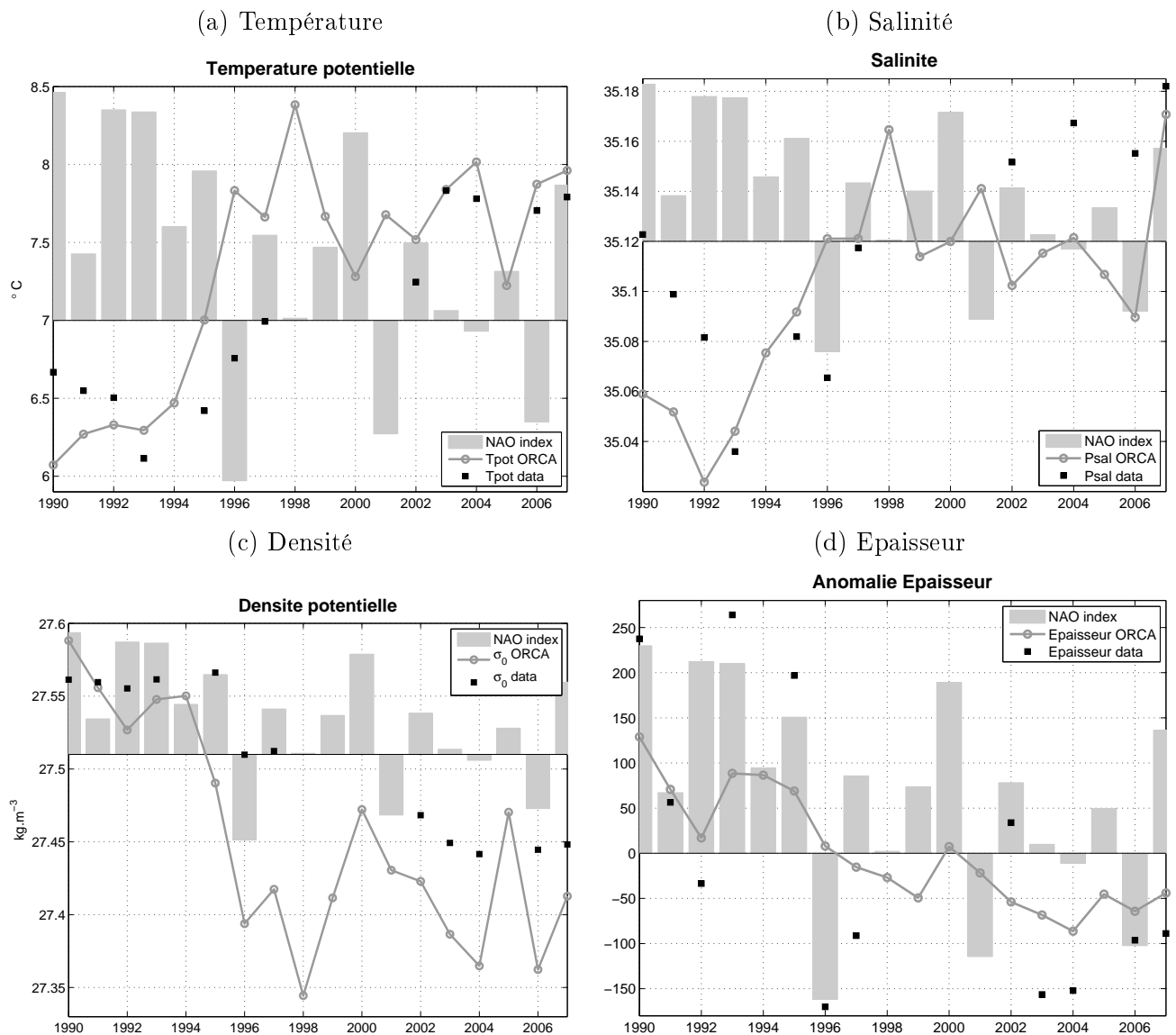


FIG. 1.26 – Evolution interannuelle des propriétés (température potentielle (a), salinité (b), densité (c), anomalies d'épaisseur (d)) du coeur de la SPMW observée sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes par *Thierry et al.* (2008) (dans la boîte noire de la Fig.1.24). Les valeurs moyennes de l'épaisseur issues des observations et de la simulation sont respectivement : 344 et 172m. Les propriétés issues de ORCA025-G70 sont tracées en gris sur la période 1990-2007 (champs ORCA025-G70 pour 1990-1999 et ORCA025-G70fo pour 2000-2007). Les carrés noirs sont les propriétés observées dans les données hydrographiques pour la période 1990-2007. Les barres gris clair représentent l'indice NAO pour la période ORCA025-G70.

du mouvement des particules ("forward") ou à rebours ("backward"). Ainsi *Blanke et al.* (2002a) ont utilisé ARIANE pour étudier l'origine et le devenir de la "Salinity Maximum Water" en traçant les particules d'eau qui la composent.

Il y a deux modes d'utilisation d'ARIANE. Le mode qualitatif permet de suivre individuellement la trajectoire et les propriétés de chaque particule inséminée dans la grille ORCA025. Le mode quantitatif est une version intégrale du mode qualitatif. Il a pour objet l'évaluation du transport de masse établi entre une section (dite "initiale" etensemencée par les particules) du domaine d'étude et des sections finales d'interception. La section initiale et la surface de l'océan font partie des sections d'interception. Les sections et zones côtières doivent fermer le domaine. Ce mode permet le calcul d'une fonction de courant horizontale moyenne (cf. Chapitre 2, Fig.2.4) qui correspond à l'intégration verticale du transport en 3D déterminé par le déplacement des particules de la section initiale jusqu'aux sections d'interception (*Blanke and Raynaud, 1997*). En intégrant les propriétés des particules dans l'algorithme d'ARIANE, on peut aussi suivre l'évolution intégrée sur la verticale des propriétés des particules associées à la fonction de courant horizontale moyenne (cf. Chapitre 2, Fig.2.8 par exemple). Le mode quantitatif est utilisé par *Lique et al.* (2009) pour décrire l'export des masses d'eau Arctiques vers l'Atlantique Nord par les passages de Fram et Davis. Dans le même esprit, *Koch-Larrouy et al.* (2009) utilisent ARIANE pour quantifier les multiples transports reliant l'Océan Pacifique et l'Océan Indien à travers l'archipel indonésien. *Koch-Larrouy et al.* (2009) quantifie et explicite aussi les transformations de masse d'eau d'un océan à l'autre.

Dans ce travail de thèse, le nombre de particules interceptées par la surface de l'océan (correspondant à une évaporation) est insignifiant (un rapport $\sim 1/100000$ dans nos expériences). Par contre, le transport associé aux particules interceptées par la section initiale est souvent non négligeable. Ce transport est lié aux méandres ou aux circulations tourbillonnaires ramenant les particules vers la section initiale. Néanmoins, si la période d'ensemencement est suffisamment longue et si la dynamique locale n'est pas exclusivement tourbillonnaire (ce qui est le cas de l'Est du gyre subpolaire), ces particules sont réinjectées dans le domaine et finissent par être advectées dans les branches de circulation principales vers les sections d'interception. Des tests ont été réalisés pour vérifier que les expériences réalisées au cours de cette thèse sont représentatives de cette circulation de sorte que les particules interceptées par la section initiale ne sont pas prises en compte. A chaque pas de temps de l'intégration le long de sa trajectoire, la température, la salinité et la densité d'une particule vont évoluer en accord avec les sorties ORCA025-G70 correspondantes. La transformation d'une masse d'eau dans ARIANE est dirigée par le mélange et le forçage atmosphérique. En mode quantitatif, ces processus modifient les propriétés des particules lors de leur trajet de la section initiale à la section finale d'interception. Les transformations de masses d'eau sont déduites de la distribution en température, salinité et densité

du transport sur ces deux sections (cf Chapitre 2 section 2.3 les Figs.2.9 et 2.12).

Dans cette thèse, le mode quantitatif est utilisé pour tracer les SPMW de l'Est du gyre subpolaire. Le transport maximal alloué à chaque particule détermine le nombre de particules ensemencée sur la section initiale : il est fixé à 5 mSv . Les tests de sensibilité à ce transports maximal montrent que les transports estimés avec ARIANE ont une précision de 0.1Sv. En fonction du temps d'intégration et de la taille de la section initiale, le nombre de particules ensemencées au cours des différentes expériences varie de 10^5 à 3.10^6 . Le pas de temps d'ensemencement puis d'intégration est de 5 jours. Ces expériences ont pour but de déterminer l'origine et le devenir des SPMW et de quantifier le transport qui leur est associé. Elles servent aussi à décrire d'un point de vue lagrangien les propriétés des particules alimentant les SPMW et les transformations qu'elles subissent. Enfin, l'analyse lagrangienne permet de mettre en évidence le rôle de l'advection dans la variabilité inter-annuelle à décennale des SPMW (notamment de celles observées sur dorsale de Reykjanes dans *Thierry et al. (2008)*).

1.5 Conclusion

La description des données et méthodes utilisées dans ce travail de thèse donne une première vision des propriétés de l'Est du gyre subpolaire dans les données et détermine des limites de la simulation ORCA025-G70 pour l'étude des SPMW. D'après l'altimétrie, la circulation de surface moyenne de l'Est du gyre subpolaire est dominée par plusieurs branches issu du NAC après sa traversée de la MAR. En moyenne, d'après les mesures de flux de surface, la région est soumise à un régime de vents d'Ouest et à une circulation cyclonique, les couches de surface perdent de la chaleur au profit de l'atmosphère et gagnent de l'eau douce. Ceci contribue au refroidissement et la désalinisation des eaux de surface dont la variabilité est aussi vraisemblablement influencée par la variabilité de la circulation de surface observée à partir de l'altimétrie. L'atlas Hydrobase 2 permet d'obtenir une vision climatologique des SPMW de l'Est du gyre subpolaire. Les SPMW sont localisées dans le Rockall Trough, sur le Plateau de Rockall, dans le Bassin d'Islande et sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes. Leur densité évolue continuellement d'abord du Sud du Plateau de Rockall vers le Nord du Bassin d'Islande, puis vers le Sud-Ouest le long de la dorsale. Au cours des années 2000, la répartition spatiale des SPMW obtenue à partir des campagnes hydrographiques et des profileurs Argo est conforme à la climatologie. Ces SPMW sont présentes dans ORCA025-G70. Malgré les limites du modèle dans la simulation de la circulation de surface et du cycle annuel de la couche de mélange et malgré l'ajout d'un rappel en salinité, les propriétés des SPMW (exceptée en épaisseur) et leur variabilité ainsi que la variabilité de la circulation de surface sont conformes aux observations. Dans les chapitres suivants, l'outil d'analyse lagrangienne ARIANE déterminera du cycle de vie des

SPMW dans ORCA025-G70 à comparer aux observations. Enfin, le point de vue lagrangien apporté par ARIANE permettra d'évaluer le rôle de l'advection dans la variabilité des SPMW de l'Est du gyre subpolaire.

Chapitre 2

Cycle de vie des SPMW

2.1 Introduction

Ce chapitre vise à décrire l'origine, la formation, la distribution spatiale et le devenir des SPMW de l'Est du gyre subpolaire dans la simulation ORCA025-G70. Le cycle de vie moyen de ces SPMW a déjà été décrit à partir des observations dans la littérature. A partir de mesures hydrographiques réalisées dans les années 1950 et 1960, *McCartney and Talley* (1982) décrivent pour la première fois la distribution spatiale des SPMW de l'Atlantique Nord. Les SPMW, formées par convection hivernale, suivraient la circulation cyclonique du gyre subpolaire et se densifieraient graduellement sous l'effet du refroidissement atmosphérique. Les SPMW alimentant les Mers Nordiques et la Mer du Labrador sont supposées faire partie d'un même écoulement cyclonique dans le gyre subpolaire. *Talley* (1999a) et *Perez-Brunius et al.* (2004) suggèrent, a posteriori, que l'évolution des SPMW formées le long de la circulation du gyre subpolaire ne serait pas aussi linéaire que celle décrite par *McCartney and Talley* (1982). A partir de mesures hydrographiques (bouteilles et CTD) sur la période 1900-2003 et de données de flotteurs lagrangiens couvrant la période 1990-2002, *Brambilla and Talley* (2008a) proposent une vision climatologique des SPMW en association avec un schéma détaillé de la circulation de surface et de subsurface dans l'Est du gyre subpolaire. Les propriétés des SPMW sont proches de celles décrites dans la même zone par *McCartney and Talley* (1982). Cependant, *Brambilla and Talley* (2008a) contredisent l'hypothèse initiale de *McCartney and Talley* (1982) d'un écoulement purement cyclonique des SPMW dans le gyre subpolaire alimentant la LSW en s'appuyant sur la circulation de surface dans l'Est du gyre subpolaire. Celle-ci est composée de plusieurs branches intenses issues du NAC et dirigées principalement vers le Nord-Est. La vision climatologique de *Brambilla and Talley* (2008a) associe des SPMW distinctes à chacune de ces branches. Ces travaux suggèrent de plus que les SPMW évoluent en suivant la direction de la branche associée et n'apparaissent aucunement connectées par l'écoulement cyclonique décrit par *McCartney and Talley* (1982). Malgré ce point de désaccord, *Brambilla et al.* (2008b) sug-

gèrent, comme *McCartney and Talley* (1982), que les SPMW d'une certaine densité se transforment de manière générale en des SPMW plus denses principalement sous l'effet des flux atmosphériques le long de l'écoulement jusqu'à ce qu'elles atteignent les Mers Nordiques ou la Mer du Labrador.

Ces travaux considèrent que les SPMW de l'Est du gyre subpolaire font partie de la circulation générale du gyre subpolaire et sont alimentées en majorité par les branches du NAC. De plus la répartition spatiale et l'évolution des SPMW seraient associées à ces branches. Néanmoins, les travaux de *McCartney and Talley* (1982), *McCartney and Mauritzen* (2001), *Perez-Brunius et al.* (2004), *Brambilla and Talley* (2008a), *Brambilla et al.* (2008b) et *Thierry et al.* (2008) n'abordent le schéma d'alimentation des SPMW que sous un aspect qualitatif à partir de mesures moyennées sur des échelles décennales voire plus. L'alimentation des SPMW est déduite de leur position par rapport aux lignes de courant moyennes des couches de surface estimées par *Perez-Brunius et al.* (2004), et *Brambilla and Talley* (2008a) notamment. Cependant le suivi des eaux alimentant les SPMW des branches du NAC jusqu'aux zones de formation des SPMW n'a jamais été fait. La réalité du schéma d'alimentation issu de la littérature pour les SPMW d'une année donnée, ses échelles de temps et le détail des contributions des différentes structures de la dynamique régionale sont donc à préciser. Depuis l'étude de *McCartney and Talley* (1982), tous les travaux qui ont suivi suggèrent que la formation des SPMW se ferait principalement sous l'effet des flux air-mer hivernaux au moment et à l'endroit où les isopycnes délimitant chaque gamme de SPMW affleurent. D'après *McCartney and Mauritzen* (2001), cette formation se ferait plutôt à l'intérieur de la couche de mélange au cours de l'advection par la circulation de l'Est du gyre subpolaire. *Read* (2001) précise qu'en dehors de l'advection et de l'action des flux air-mer hivernaux, le mélange vertical et latéral ainsi que l'activité tourbillonnaire sont des acteurs potentiels dans la détermination du volume et des propriétés des SPMW au moment de leur formation. Si tous les processus potentiels de formation sont identifiés, rien ne permet jusqu'à présent de visualiser leur action au cours de l'alimentation des SPMW. Enfin, bien que d'après *McCartney and Talley* (1982) et *Schmitz and McCartney* (1993), les SPMW soient les précurseurs des eaux denses plongeant en zone de convection (Mer du Labrador et Mers Nordiques) le devenir des SPMW après leur formation reste flou. En adaptant la méthode de *Walín* (1982) à l'étude climatologique des SPMW, *Brambilla et al.* (2008b) déduisent des taux de transformation d'eau de surface que les SPMW de l'Est du gyre subpolaire d'une certaine densité sont généralement transformées en des SPMW plus denses le long des branches du NAC se dirigeant vers les zones de convection. Elles suggèrent aussi qu'une partie du volume des SPMW les plus denses peut être entraîné dans les circulations d'overflow (ISOW et DSOW) venant des Mers Nordiques. Leur méthode permet d'estimer les processus de transformation de chaque gamme de SPMW mais ne précise pas en totalité leur devenir. En effet, rien ne permet de visualiser vers où se dirigent

les gammes de SPMW après leur formation, vers quelles autres gammes et quelles régions de l'Est du gyre subpolaire elles évoluent, vers quelle zone de convection elles se dirigent de préférence. De plus, *Brambilla et al.* (2008b) restent évasives sur l'entraînement par les overflows et le comportement des SPMW en zone de convection n'a jamais vraiment été décrit. Les divers comportements des SPMW après leur formation sont donc à préciser.

Tout les résultats de ce chapitre sont obtenus à partir d'une analyse lagrangienne des champs ORCA025-G70. La première partie vise à détailler ce schéma d'alimentation de l'Est du gyre subpolaire et des SPMW par un suivi lagrangien des particules d'eau circulant dans la région. Ce schéma est comparé avec celui esquissé à partir des observations. La seconde partie décrit l'action simultanée et les échelles de temps des processus de formation des différents types de SPMW de l'Est du gyre subpolaire. Enfin, la troisième partie se focalise sur le devenir des SPMW d'une année donnée.

2.2 Schéma d'alimentation des SPMW.

2.2.1 Schéma d'alimentation esquissé à partir des observations

A partir des observations, *Bower et al.* (2002), *Perez-Brunius et al.* (2004) et *Brambilla and Talley* (2008a) ont calculé une fonction de courant moyenne pour les couches de surface de l'Est du gyre subpolaire. Ces travaux suggèrent que le NAC est la principale contribution du schéma d'alimentation et que le transport des différentes branches balaie la totalité du domaine. Ces fonctions de courant représentent le transport moyen des masses d'eau dans les couches de surface et notamment dans les couches de SPMW. Dans ce cas, en surface, les branches Est-NAC et Rockall dirigées vers le Nord-Est transportent les eaux des couches de surface observées dans le Rockall Trough et sur le Plateau de Rockall (*Perez-Brunius et al.*, 2004; *Brambilla and Talley*, 2008a) et vont poursuivre vers les Mers Nordiques. La branche Ouest-NAC transporte vers le Nord-Est les eaux de surface de l'Est du Bassin d'Islande puis se sépare en une branche rejoignant les Mers Nordiques et une autre transportant les eaux de surface observées sur la dorsale. Sur l'isopycne 27.5 kg.m^{-3} , la fonction de courant moyenne calculée par *Bower et al.* (2002) reflète un transport de masses d'eau cyclonique longeant les contours bathymétriques des Bassins d'Islande et d'Irminger et rejoignant la Mer du Labrador.

Les contours climatologiques d'affleurement des isopycnes en mars dans l'Est du gyre subpolaire sur la Fig.2.1 sont représentatifs de la densité des couches de mélange profondes précédant la formation des SPMW lors de la restratification printanière. Ces contours coïncident avec la position climatologique des gammes de SPMW de la Fig.1.3. Sur la Fig.2.1, le passage du NAC par la Charlie Gibbs Fracture Zone vers 52°N en surface est marqué par le resserrement des isopycnes 27.1 à 27.4 kg.m^{-3} . De même le resserrement des isopycnes 27.55 à 27.7 kg.m^{-3} à l'Est de l'Islande correspond au front Islande-Féroé

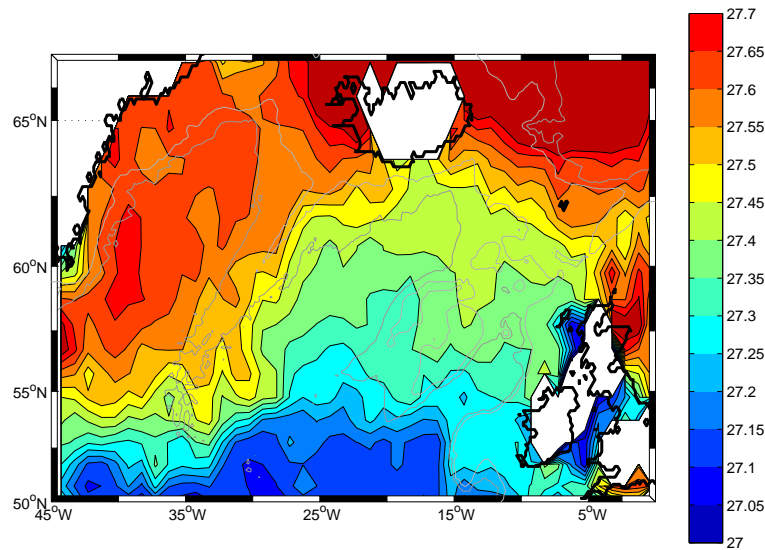


FIG. 2.1 – Contour climatologique d'affleurement des isopycnes dans le Bassin d'Islande en mars à partir de l'atlas Hydrobase 2.

et celui, plus lâche, des isopycnes 27.45 à 27.55 kg.m^{-3} le long du flanc Est de la dorsale de Reykjanes correspond à la recirculation cyclonique d'une partie des branches du NAC (*Orvik and Niiler, 2002*). Les isopycnes 27.25 à 27.4 kg.m^{-3} affleurent en mars au centre et à l'Est du Bassin d'Islande ainsi qu'au niveau du Plateau de Rockall et du Rockall Trough (cf Fig.2.1) coïncidant avec les SPMW de même densité (cf Fig.1.3). Dans cette région, les fonctions de courant de surface de *Perez-Brunius et al. (2004)* et *Brambilla and Talley (2008a)* suggèrent une alimentation des couches de SPMW par les branches du NAC dirigées vers le Nord-Est (branches Est-NAC et Rockall). Les isopycnes 27.45 , 27.5 et 27.55 kg.m^{-3} affleurent en mars au Sud de l'Islande au niveau du front Islande-Féroé et le long du flanc Est de la dorsale de Reykjanes principalement entre les isobathes 1000 et 2000 m (cf Fig.2.1) coïncidant avec les SPMW de même densité. Les fonctions de courants de *Bower et al. (2002)* et *Brambilla and Talley (2008a)* sur l'isopycne 27.5 kg.m^{-3} et en surface suggèrent une alimentation par recirculation cyclonique des branches du NAC le long de la dorsale à partir du Nord du Bassin d'Islande (essentiellement la branche Ouest-NAC d'après *Brambilla and Talley (2008a)*). En notant que la circulation sur l'isopycne 27.5 kg.m^{-3} (*Bower et al., 2002*) est représentative de la circulation de surface moyenne en hiver (car correspondant à la zone d'affleurement des isopycnes 27.45 , 27.5 et 27.55 kg.m^{-3}) et que la température de surface hivernale (un proxy de la température du coeur des SPMW locales) évolue de façon similaire le long de la dorsale, *Thierry et al. (2008)* font d'ailleurs appel à cette recirculation cyclonique pour expliquer l'alimentation des SPMW observées sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes.

Les estimations de la circulation moyenne de surface (*Niiler et al., 2003*) et à 700 m

(*Lavender et al.*, 2005) à partir de flotteurs suggèrent que les branches du NAC mettent globalement (pour des vitesses moyennes comprises entre 4 et 8 $cm.s^{-1}$) entre 1 et 2 ans à partir de la MAR pour alimenter les zones de SPMW localisées sur les Figs.1.3 et 1.4. S'il n'y a aucun flotteur Argo qui fait le lien entre la MAR et les SPMW, de nombreuses trajectoires font le lien direct entre le Nord du Bassin d'Islande et la dorsale de Reykjanes en 3 à 6 mois en suivant une circulation cyclonique le long des contours topographiques du Bassin d'Islande (cf Fig.1.1). Le flotteur Argo 6900450 (cf Fig.2.2) qui longe la dorsale de Reykjanes de décembre 2006 à mi-juin 2007 à partir du Nord du Bassin d'Islande est représentatif de cette circulation vers le Sud-Ouest à 1000db. Il échantillonne les couches de mélange hivernales de la dorsale dont les densités, comprises entre 27.4 et 27.55 $kg.m^{-3}$, suggèrent qu'elles seraient à l'origine des SPMW observées sur le flanc Est de la dorsale (cf Fig.1.4). Ces SPMW seraient donc alimentées depuis le Nord du Bassin d'Islande par les eaux advectées par une circulation proche de celle transportant les flotteurs à 1000db.

Le schéma d'alimentation moyen des SPMW de l'Est du gyre subpolaire esquissé à partir des observations est déduit de la correspondance des positions moyennes des SPMW avec les lignes de courant moyennes des couches de surface. Il implique un rôle prépondérant de l'advection par les branches du NAC. Si ce dernier est admis par *McCartney and Talley* (1982) et *Brambilla and Talley* (2008a), les travaux de *Perez-Brunius et al.* (2004), *Johnson and Gruber* (2007), *Lozier and Stewart* (2008) et *Sarafanov et al.* (2008) suggèrent que l'apport d'eaux très salées en provenance des bassins européens (notamment de la Méditerranée) pourrait jouer un rôle significatif dans la transformation des eaux de surface transportées dans l'Est du gyre subpolaire. *Perez-Brunius et al.* (2004) ajoutent que ces eaux influenceraient les couches de surface soit par des processus de diffusion soit par un écoulement moyen des bassins européens vers l'Est du gyre subpolaire. Les trajectoires de flotteurs analysées dans la littérature et celles des flotteurs Argo suggèrent que les échelles de temps du schéma de circulation seraient interannuelles. Des échelles de temps aussi courtes remettent en question la pertinence de la vision des SPMW sur des périodes pluri-annuelles à pluridécennales. L'analyse lagrangienne des champs ORCA025-G70 est utilisée pour conforter la réalité du schéma d'alimentation proposé à partir des observations mais aussi pour en montrer les limites.

2.2.2 Le schéma d'alimentation des SPMW dans ORCA025-G70

Dans le Chapitre 1 (cf section 1.4.2), les branches du NAC en surface dans ORCA025-G70 sont proches des observations tant en direction qu'en intensité. De plus, les SPMW ORCA025-G70 de l'année 1990 ont un volume conséquent et toutes les gammes de densité observées dans les données (cf Fig.1.3 et Fig.1.4) sont représentées et correctement positionnées dans l'Est du gyre subpolaire. Par conséquent, l'échantillonnage ORCA025-G70 au 1/4° et à 5 jours allié à l'analyse lagrangienne permet de déterminer précisément l'ori-

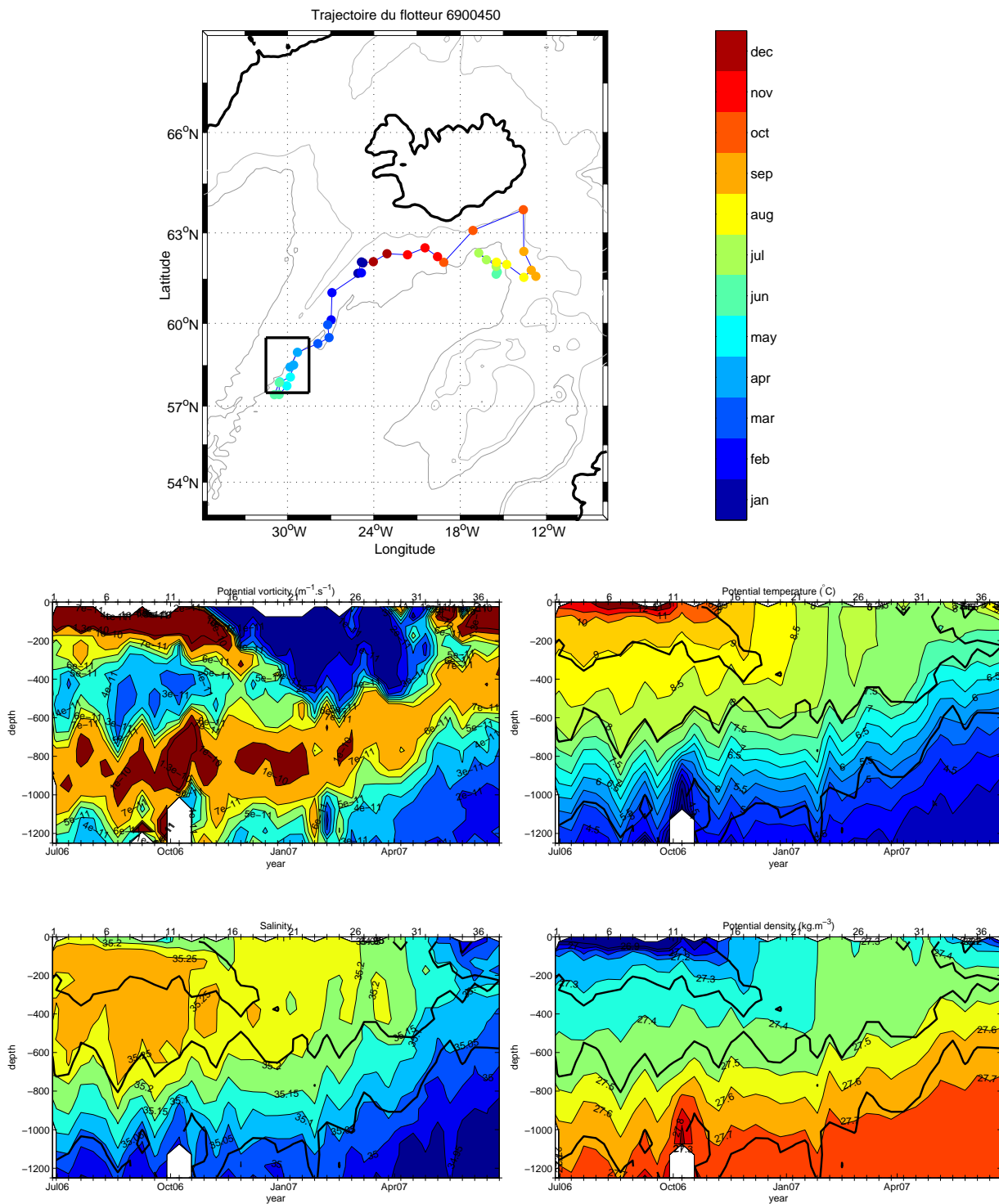


FIG. 2.2 – (Haut) Trajectoire du flotteur Argo 6900450 de juillet 2006 à juin 2007. La barre de couleur indique le mois correspondant à la position du flotteur. (Bas) Evolution temporelle le long de la trajectoire du flotteur 6900450 des profils de vorticité potentielle (haut gauche), température potentielle (haut droite), salinité (bas gauche) et densité potentielle (bas droite). Le contour $6 \times 10^{-11} m^{-1}.s^{-1}$ est représenté sur toutes les figures par un trait noir accentué.

gine des diverses SPMW de l'Est du gyre subpolaire. A partir de là, on détaille la structure spatiale et temporelle du schéma d'alimentation des SPMW pour l'année 1990.

L'expérience lagrangienne de référence

L'utilisation de l'analyse lagrangienne vise à déterminer le schéma d'alimentation des SPMW de l'été 1990. Le domaine d'étude est défini tel que l'Est du gyre subpolaire reçoit les contributions des courants provenant de l'Ouest de la MAR (le NAC) ou du Sud d'une section comprise entre la MAR et la péninsule ibérique (cf Fig.2.4). Deux expériences sont dans un premier temps réalisées. La première (exp.REF) ne prend en compte que la contribution des branches de surface du NAC provenant de l'Ouest de la MAR. La seconde est le négatif de l'exp.REF : elle prend en compte la contribution des eaux profondes traversant la MAR et des eaux de toute profondeur traversant la section comprise entre la MAR et la péninsule ibérique. Dans l'exp.REF, la section initiale (ou section MAR) longe la MAR entre 44 et 53°N (cf Fig.2.4) et estensemencée de particules. Elle échantillonne la totalité du transport du NAC qui traverse la MAR et poursuit vers le Nord dans le gyre subpolaire. La zone est fermée par 5 sections d'interception : la section (A) relie la péninsule ibérique à la section MAR, la section (B) relie la France à l'Angleterre, la section (C) relie l'Islande au Nord de l'Ecosse, la section (D) relie le Groenland à l'Islande et la section (E) relie la pointe Sud du Groenland à la section MAR. On définit aussi un critère tel qu'il intercepte les particules issues de la section MAR qui feront partie des couches de SPMW de l'été 1990 (critère SPMW). Ce critère correspond à la définition d'une SPMW dans ORCA025-G70 (vorticité potentielle inférieure à $6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, densité potentielle inférieure à $27.65 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et profondeur comprise entre 100 et 800 m). Pour restreindre l'expérience eaux de surface, la section MAR estensemencée par des particules de densité inférieure à $27.7 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ de début juin 1988 à fin mai 1990. Leur trajectoire est ensuite intégrée jusqu'à ce qu'elles atteignent le critère SPMW ou bien une section d'interception. Le principe de la seconde expérience est identique à celui de l'exp.REF avec pour section initiale la section (A) plus les particules de densité supérieure à $27.7 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ de la section MAR. Au final, le transport de particules interceptées par le critère SPMW dans la seconde expérience représente environ 0.5% de celui de l'exp.REF. Les courants de surface traversant la section MAR contribuent donc à 99.5% au volume de SPMW intercepté. La contribution aux SPMW des eaux salées venant du Sud par un écoulement moyen à travers la section (A) évoqué par *Perez-Brunius et al.* (2004) est donc négligeable dans ORCA025-G70. La même conclusion est tirée des expériences équivalentes à l'exp.REF et son négatif réalisés pour les SPMW des années 1965, 1975 et 1999. Par la suite, les particules qui quittent le domaine par la section (A) (la branche du NAC recirculant vers le Sud) et (B) (les quelques particules qui vont vers la Mer du Nord) ne sont pas prises en compte pour l'étude des SPMW. Les particules étudiées sont celles interceptées à l'intérieur du domaine

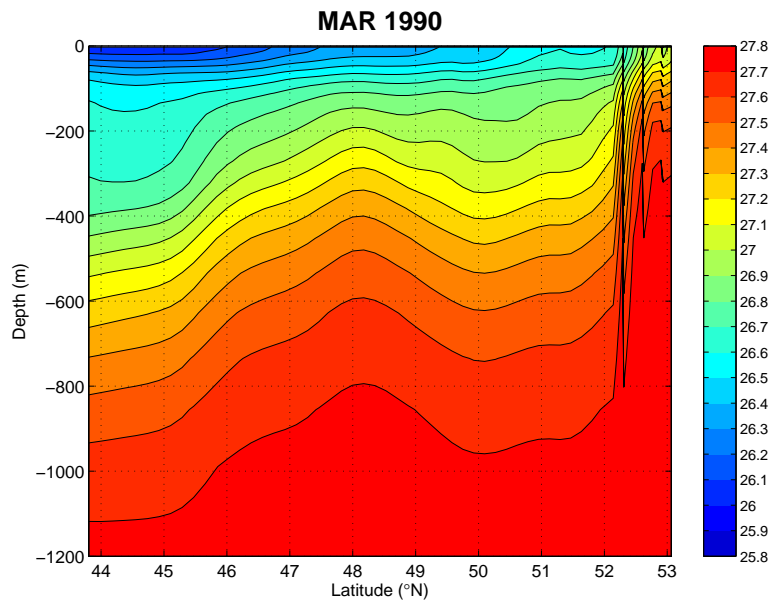


FIG. 2.3 – Section verticale de densité potentielle (en $kg.m^{-3}$) de la section MAR en moyenne sur l'année 1989 dans ORCA025-G70.

par le critère SPMW et celles atteignant les sections (C) et (D) pour un transfert vers les Mers Nordiques et la section (E) pour un transfert vers la mer du Labrador ou vers le Sud. L'exp.REF fournit donc une vision des particules transportées dans l'Est du gyre Subpolaire par les branches de surface du NAC passant ou non par le stade SPMW durant l'été 1990.

Alimentation de l'Est du gyre subpolaire par les branches du NAC

Dans cette section, le critère SPMW n'est pas pris en compte. A partir de données hydrographiques, *Harvey and Arhan* (1988) ont observé qu'à la traversée de la MAR le NAC est divisé en deux branches principales. La branche Sud traverse à 47-48°N alors que la branche Nord traverse à 51-53°N. *Sy* (1988) suggère l'existence d'une troisième branche et de méandres entre les branches Nord et Sud. Les branches Nord et Sud du NAC sont la principale voie d'alimentation de l'Est du Gyre Subpolaire. La densité moyenne de la section MAR sur le période d'ensemencement (début juin 1988 à fin mai 1990, cf. Fig.2.3) est représentative - via la pente des isopycnes - des branches Nord et Sud du NAC dans la simulation ORCA025-G70. La branche Sud s'étend de 45 à 48°N et la branche Nord de 50 à 53°N. La pente des isopycnes et donc l'intensité de la branche Nord apparaissent beaucoup plus importantes que celles de la branche Sud (cf Fig.2.3).

La Fig.2.4 est la fonction de courant moyenne suivie par les particules issues de la section MAR superposée à l'épaisseur de la couche de SPMW de l'année 1990 (issue des champs

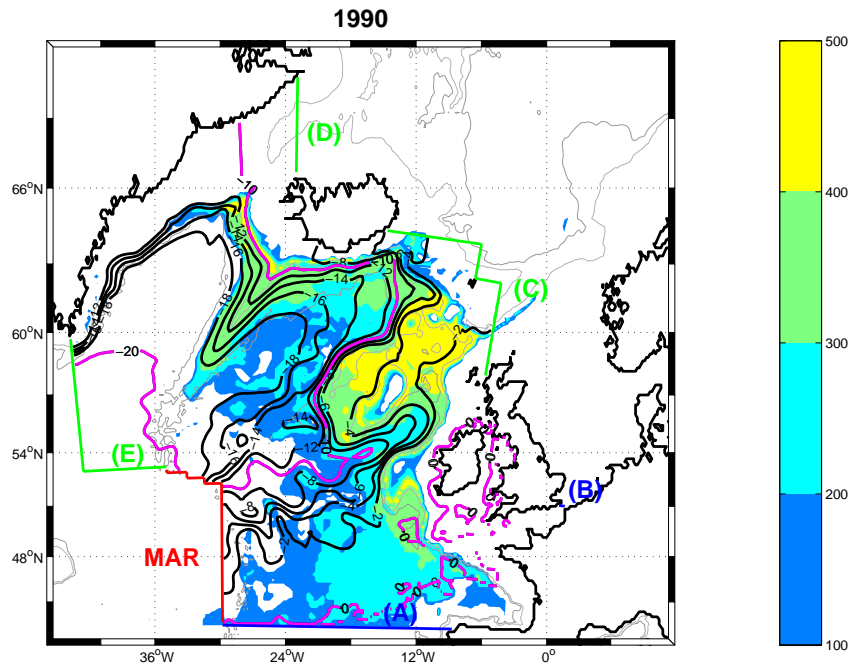


FIG. 2.4 – Fonction de courant (en Sv) des particules transportées dans l'Est du gyre subpolaire par les branches du NAC superposée à l'épaisseur de la couche de SPMW de l'été 1990. Le critère SPMW n'est pas appliqué dans cette figure. Les particules quittant le domaine par les sections (A) et (B) ne sont pas prises en compte dans la construction de la fonction de courant. On estime le transport associé à une veine de courant en faisant la différence des valeurs en Sv reportées sur les deux lignes de courant qui la délimitent. Les contours 0, -10 et -20 Sv sont surlignés en magenta.

ORCA025-G70). La répartition des SPMW par rapport aux courants est évoqué dans la section 2.2.2. Les lignes de courants sont labelisées de -20 à 0 Sv (le 0 est au niveau des côtes françaises et irlandaises). Le transport d'une structure de circulation s'estime en intégrant le transport compris entre les lignes de courant qui la définissent. Les branches du NAC décrites dans le Chapitre d'Introduction et alimentant l'Est du gyre subpolaire sont toutes présentes sur la fonction de courant de la Fig.2.4. La branche Rockall qui s'engage dans Rockall Trough puis traverse la dorsale Islande-Féroé est similaire à celle décrite à partir des flotteurs de surface par *Brambilla and Talley* (2008a). La branche Est-NAC longeant le flanc Ouest du Plateau de Rockall et traversant la dorsale Islande-Féroé fait partie d'une structure de circulation intense mais est moins directe que dans le schéma de circulation de surface présenté par *Brambilla and Talley* (2008a). Comme sur le schéma de *Bower et al.* (2002) (sur l'isopycne 27.5 kg.m^{-3}), celle-ci se dirige d'abord dans le Rockall Trough puis bifurque vers le Sud Ouest en longeant la bathymétrie du Plateau de Rockall. Ensuite elle longe le flanc Ouest du Plateau de Rockall puis une partie de la branche alimente les Mers Nordiques en traversant la dorsale Islande-Féroé et l'autre recircule sur la dorsale de Reykjanes. La branche Ouest-NAC s'engageant dans le centre du Bassin d'Islande recircule entièrement sur la dorsale contrairement au schéma de circulation de surface de *Brambilla and Talley* (2008a) indiquant une séparation entre recirculation et export vers les Mers Nordiques. Par contre, cette branche est conforme au schéma de *Bower et al.* (2002). La jonction entre la section MAR et les sections (C), (D) et (E) se fait, pour la majorité des particules, dans un intervalle de temps variant de 1 à 3 ans.

D'après le tableau 2.1, le transport total de particules traversant la MAR et se dirigeant vers le Nord est de 20.5 Sv dont 16 Sv par la branche Nord et 4.5 Sv par la branche Sud du NAC. Ce transport est conforme aux 20 ± 5 Sv estimés par *Sy* (1988), *Krauss* (1995) et *Perez-Brunius et al.* (2004) à partir des observations. 6.8 Sv sont exportés vers les Mers Nordiques via la dorsale Islande-Féroé (6.2 Sv) et le détroit du Danemark (0.6 Sv). Cet export est proche des estimations de *Hansen et al.* (2008) qui annoncent 7 Sv à travers la dorsale Islande-Féroé et 0.8 Sv à travers le détroit du Danemark. Enfin, d'après les multiples expériences réalisées au cours de cette thèse, les 13.7 Sv qui quittent le domaine par la section (E) se dirigent principalement vers la Mer du Labrador. Ce transport est, lui aussi, proche des 13 Sv estimés par *Schott et al.* (2004) pour le transport par le NAC vers le Bassin d'Irminger. Dans l'exp.REF, quelle que soit la section par laquelle les particules quittent le domaine, le transport par la branche Nord domine. Les particules transportées par la branche Sud quittent la région principalement par la section (C) qui relie l'Islande à l'Ecosse. Le trajet section MAR - section (C) est celui où la répartition du transport par les deux branches du NAC est le plus équitable. On note aussi que le transport du NAC traversant la section MAR et recirculant vers les latitudes subtropicales par section (A) est de 7.5 Sv.

Branches	Sud	Nord	Total
Total	4.5	16	20.5
Islande-Ecosse (C)	2.8	3.4	6.2
Groenland-Islande (D)	0.1	0.5	0.6
Irminger (E)	1.6	12.1	13.7

TAB. 2.1 – Transport de particules en Sv dans la zone délimitée par les sections visibles sur la Fig.2.4. Discrimination du transport par les branches Nord et Sud du NAC et discrimination de la section par laquelle ce transport quitte la région.

Origine et répartition spatiale des SPMW

Le tableau 2.2 représente le transport associé à chaque gamme de SPMW alimentée par les particules de l'exp.REF. Les transports par les branches Sud et Nord du NAC observées sur la section NAC sont discriminés. La répartition spatiale par gammes de densité des SPMW alimentées par chacune de ces branches est représentée sur la Fig.2.6. Le critère SPMW de l'exp.REF intercepte les particules issues de la section MAR dans un volume de SPMW dont l'éventail de densité est représentatif des gammes de SPMW de 1990 dans ORCA025-G70 (cf Fig.2.6 à comparer avec la Fig.1.24). Comme le considèrent *McCartney and Talley* (1982) et *Brambilla and Talley* (2008a) avec les observations, l'advection par les branches de surface du NAC domine l'alimentation des SPMW de 1990 dans ORCA025-G70. Sur les 20.5 Sv transportés vers le gyre subpolaire par les branches du NAC à travers la section MAR seuls 6.4 Sv sont interceptés par le critère SPMW durant l'été 1990 (cf tableau 2.2). Les eaux transportées par les branches supérieures du NAC peuvent donc atteindre les zones de convection sans alimenter de SPMW. Dans ORCA025-G70, les SPMW ne constituent donc pas l'intégralité du transport de la branche supérieure de la circulation thermohaline comme le suggèrent *Brambilla et al.* (2008b) à partir des données hydrographiques. L'analyse lagrangienne permet de positionner les particules interceptées par le critère SPMW sur la section initiale et d'estimer la proportion de transport associée aux branches du NAC traversant la section MAR (cf Fig.2.5). Bien que le transport par la branche Sud (44-49°N) ne soit pas négligeable, plus de 75% des particules de SPMW viennent de la branche Nord du NAC (49-53°N). L'origine et le transport des particules alimentant les différentes gammes de SPMW sont déterminés dans le tableau 2.2. La branche Sud du NAC alimente en majorité les SPMW de densité inférieure à 27.3 kg.m^{-3} . Ces SPMW se concentrent dans l'Est du Bassin d'Islande, sur le Plateau de Rockall et dans le Rockall Trough (cf. Fig.2.6). Il y en a très peu sur la dorsale de Reykjanes. La branche Nord alimente aussi les SPMW peu denses observées dans le Rockall Trough et sur le Plateau de Rockall. Mais d'après les transports du tableau 2.2, cette branche alimente en priorité les SPMW plus denses localisées dans le Nord du Bassin d'Islande et sur la dorsale de

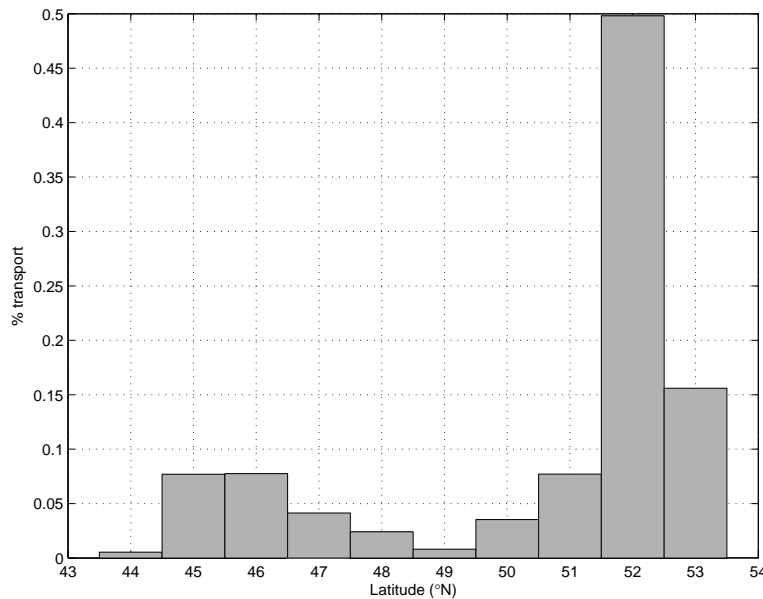


FIG. 2.5 – Proportion du transport associée aux positions sur la section MAR des particules alimentant les SPMW de 1990.

Reykjanes (cf. Fig.2.6).

Perez-Brunius et al. (2004) et *Brambilla and Talley* (2008a) suggèrent qu'à chaque branche du NAC alimentant l'Est du gyre subpolaire est associée un volume de SPMW localisé sur le côté chaud de la branche (*Hanawa and Talley*, 2001) et dont la densité augmente en aval de celle-ci (cf Fig.7). On retrouve cette association sur la fonction de courant de l'exp.REF superposée à l'épaisseur de la couche de SPMW de 1990 (cf. Fig.2.4). Les couches de SPMW les plus épaisses (de 300 à 500 m d'épaisseur) sont localisées dans le Rockall Trough et sur le Plateau de Rockall du côté chaud de la branche Est-NAC. On retrouve des couches SPMW épaisses (200-300 m d'épaisseur) au Nord du Bassin d'Islande entre les recirculations vers le Sud-Ouest de la branche Ouest-NAC et de la branche Est-NAC. Enfin sur la dorsale de Reykjanes, les couches de SPMW de 300-400 m d'épaisseur sont localisées entre les multiples branches de circulation traversant la dorsale. 3 sections du domaine sont choisies pour une visualisation sur la verticale des couches de SPMW par rapport aux branches du NAC de l'été 1990 (Fig.2.7) : elles sont localisées vers 54°N à l'entrée du Bassin d'Islande et du Rockall Trough (section 54°N), vers 59°N au milieu du Bassin d'Islande (section 59°N) et vers 63°N au Nord du Bassin d'Islande (section 63°N).

A l'entrée du Bassin d'Islande et du Rockall Trough, la section 54°N échantillonne trois branches de circulation vers le Nord (Fig.2.7). Les particules de SPMW sont comprises entre 100 et 500 m. La couche de SPMW la plus épaisse (donc contenant le plus de particules) est à l'Est de 20°W entre la branche Rockall et la branche Est-NAC, la plus intense, qui recircule à l'entrée de Rockall Trough puis longe la bathymétrie de l'Est du Bassin

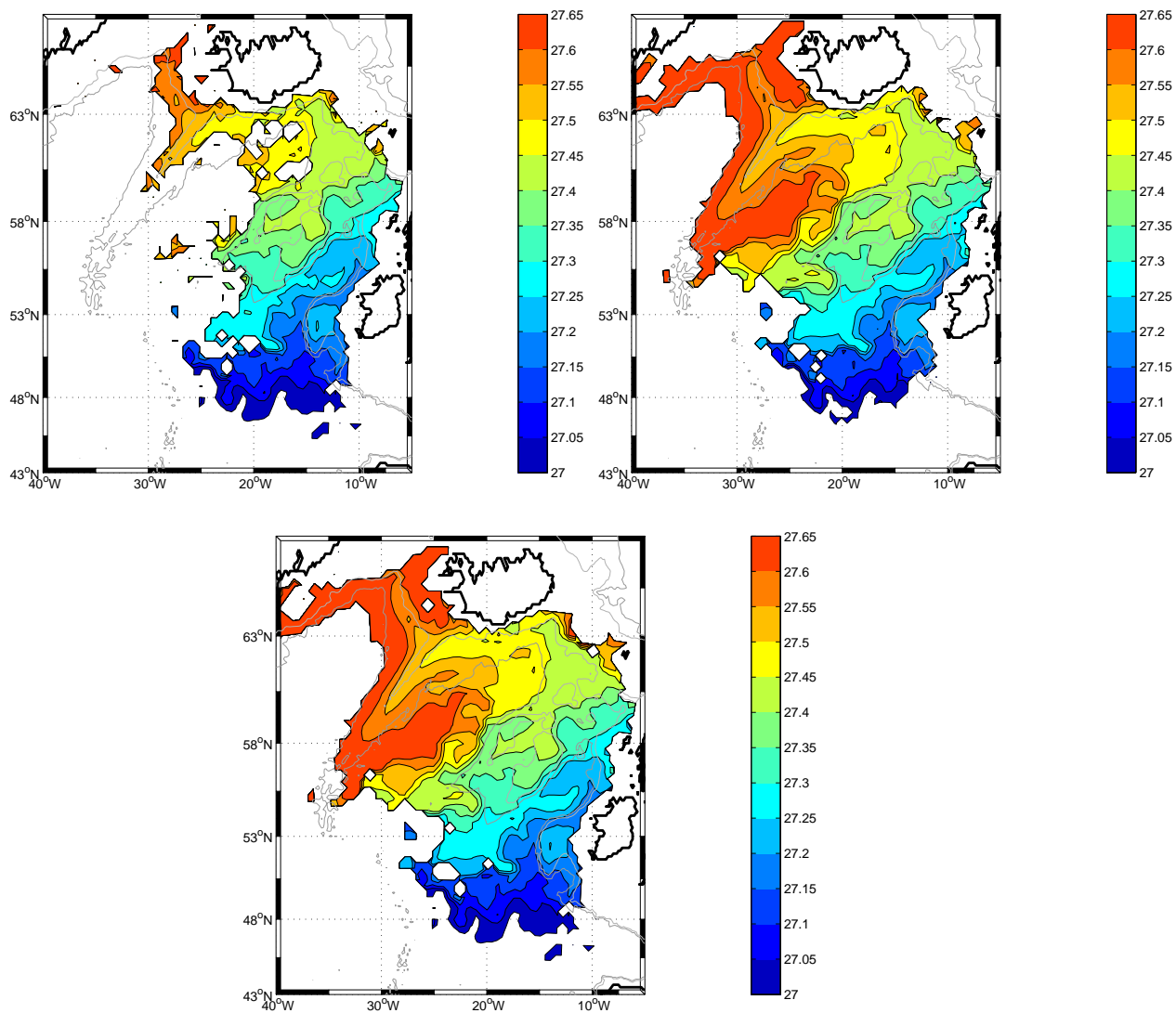


FIG. 2.6 – Densité potentielle moyenne (en $kg.m^{-3}$) des particules interceptées par le critère SPMW pendant l'été 1990. (Haut gauche) Particules venant de la branche Sud du NAC ; (Haut droite) particules venant de la branche Nord du NAC ; (Bas) somme des deux branches.

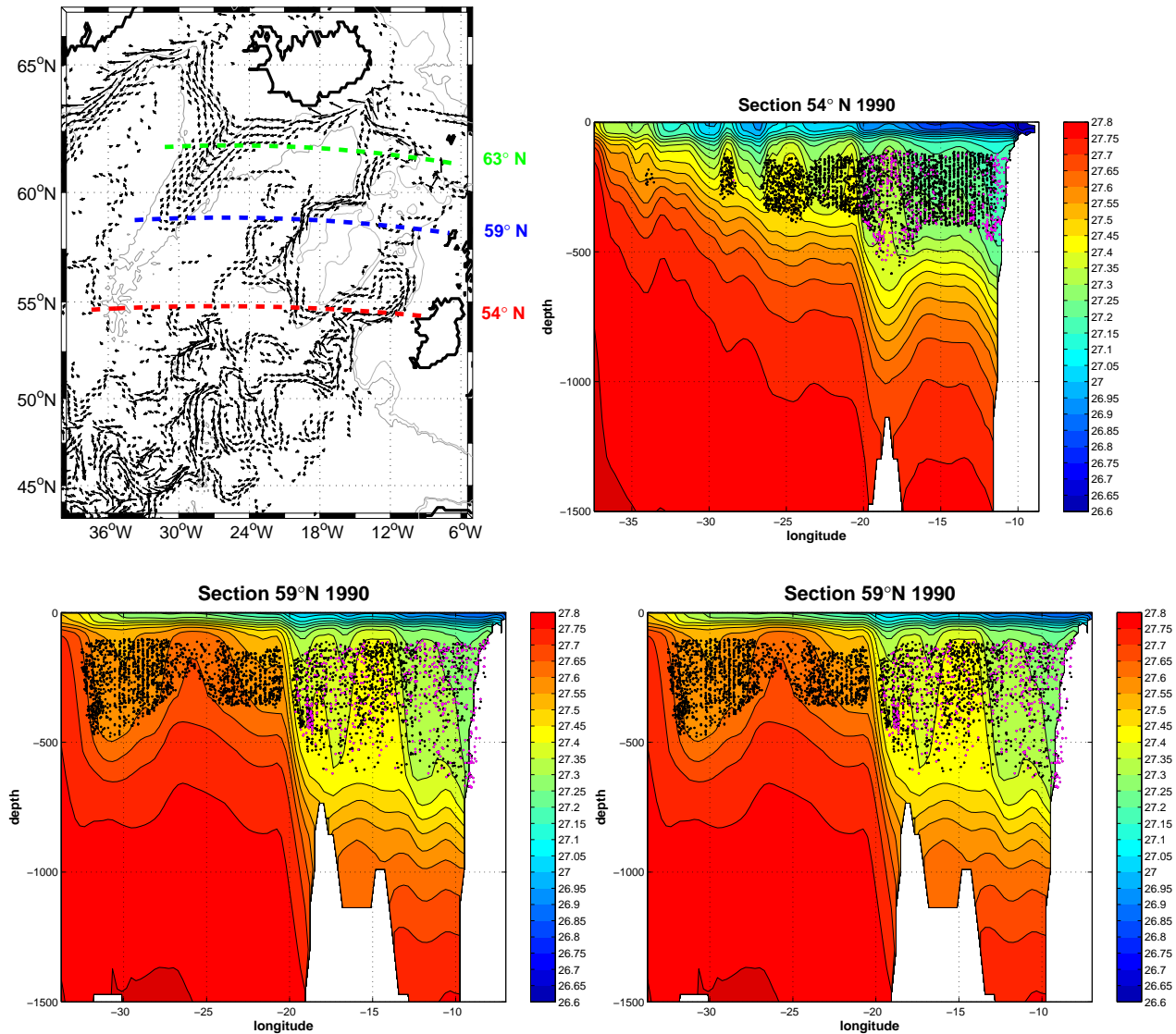


FIG. 2.7 – (Haut gauche) Champ de vitesse moyen ORCA025-G70 sur la couche d'eau modale (100-500 m) pendant l'été 1990. Les vitesses inférieures à $1\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ne sont pas représentées. Les sections positionnées vers 54, 59 et 63 °N sont représentées en pointillés rouges, bleus et verts respectivement. (Haut droite et bas) Positions des particules superposées à la densité de l'été 1990 des sections 54°N (haut droite), 59°N (bas gauche) et 63°N (bas droite). Les points noirs (resp. magentas) sont les particules de SPMW issues de la branche Nord (resp. Sud) du NAC.

Gammes SPMW ($\pm 0.05 \text{ kg.m}^{-3}$)	Sud	Nord	Total
≤ 27.1	0.44	0.17	0.61
27.2	0.27	0.48	0.75
27.3	0.24	0.88	1.12
27.4	0.21	1.11	1.32
27.5	0.04	1.35	1.39
27.6	0.02	1.19	1.21
Total	1.22	5.18	6.4

TAB. 2.2 – Transport de particules alimentant chaque gamme de SPMW en Sv dans la zone délimitée par les sections visibles sur la Fig.2.4. Discrimination du transport par les branches Nord et Sud du NAC.

d'Islande. Entre 20 et 27°W, les particules sont entourées par la branche Est-NAC et la branche Ouest-NAC de faible intensité. Les particules localisées vers 29°W correspondent à un tourbillon qui s'est probablement détaché du NAC.

La section 59°N échantillonne à la fois la branche Rockall (entre 10 et 13°W), la branche Est-NAC (entre 19 et 20°W) et la branche Ouest-NAC et sa recirculation sur la dorsale de Reykjanes (à l'Ouest de 20°W) (cf. Fig.2.7). A 20°W, le front en densité formé par la branche Est-NAC est particulièrement marqué. Les particules de SPMW sont réparties de part et d'autre du front marqué par un saut de densité très net d'Est en Ouest. De plus, comme sur la Fig.2.4, l'épaisseur de la couche de SPMW passe du simple au double au passage du front (de 200 m à plus de 400 m d'Ouest en Est du front). Seul un transfert tourbillonnaire peut faire le lien entre les particules de SPMW situées de part et d'autre du front à cette latitude. A l'Est de 20°W, les SPMW du Plateau de Rockall et du Rockall Trough sont en contact. A l'Ouest de 20°W, la structure en dôme de l'isopycne 27.65 kg.m^{-3} est liée à la branche Ouest-NAC et sa recirculation cyclonique. Cette structure n'est pas une barrière aussi nette que la branche Est-NAC à 19-20°W. Les particules de SPMW sont situées de part et d'autre du dôme, au centre du Bassin d'Islande (côté Est du dôme) et sur la dorsale de Rekjanes (côté Ouest du dôme) et leur densité est homogène sur cette partie du Bassin (cf. Fig.2.7). Le lien entre les deux côtés du dôme se fait par la recirculation cyclonique le long de la dorsale de la branche Ouest-NAC vers 61°N.

Au Nord du Bassin d'Islande, la section 63°N échantillonne les deux parties de la branche Est-NAC : celle qui traverse la dorsale Islande-Féroé vers 15°W et celle plus à l'Ouest qui recircule cycloniquement sur la dorsale. Les particules de SPMW se répartissent quasi-uniformément sur la couche 100-500 m (cf. Fig.2.7). A cette latitude, la recirculation cyclonique vers le Sud-Ouest permet aux particules de SPMW situées à l'Est de la branche Est-NAC d'entrer en contact avec l'Ouest de la région.

Ces trois sections montrent que les couches de SPMW les plus épaisses sont localisées du côté chaud et peu dense (à l'Est) du front formé par la branche Est-NAC et sur la dorsale de Reykjanes entre les lignes de courant la contournant. Des SPMW peu épaisses sont localisées entre les branches Ouest-NAC et Est-NAC au centre et au Nord du Bassin d'Islande. Les particules issues de la branche Nord du NAC sur la section MAR se répartissent dans chaque volume de SPMW alors que particules issues la branche Sud sont concentrées à l'Est de la branche Est-NAC. Cette branche forme un front net entre les SPMW peu épaisses et épaisses de l'Ouest et l'Est de la zone. S'il n'y a pas de lien, hormis par activité tourbillonnaire, entre les SPMW situées de part et d'autre de cette branche au Sud de 61°N, le lien devient possible lorsqu'une partie de cette branche recircule cycloniquement à l'extrême Nord du Bassin. Si l'existence d'un tel lien dans la réalité est évoquée par *Brambilla and Talley* (2008a), elle est effective dans ORCA025-G70.

2.3 Formation des SPMW

Tous les processus potentiels de formation des SPMW sont identifiés dans la littérature. La coïncidence entre la position climatologique des SPMW et l'affleurement des isopycnes associées en fin d'hiver (cf Figs.1.3 et 2.1) suggèrent que les SPMW se forment localement sous l'effet des flux air-mer hivernaux. Cependant, dans ORCA025-G70 tout comme dans les observations (*McCartney and Talley*, 1982; *Perez-Brunius et al.*, 2004; *Brambilla and Talley*, 2008a), l'advection par les branches du NAC joue un rôle prépondérant dans l'alimentation des SPMW et *McCartney and Mauritzen* (2001) suggèrent même que c'est au cours de l'advection dans la couche de mélange que se forment les SPMW. *Read* (2001) ajoute que le mélange et l'activité tourbillonnaire sont des acteurs potentiels du conditionnement des SPMW au cours de leur formation. Le rôle de l'advection dans la formation des SPMW est décrit dans ORCA025-G70 par le schéma d'alimentation de la section 2.2.2. L'analyse lagrangienne permet de s'affranchir de l'advection et de distinguer l'action des autres processus. Dans ARIANE, les processus potentiels de transformation des particules au cours de leur advection sont l'action des flux atmosphériques, et le mélange (latéral et/ou vertical paramétrés dans ORCA025-G70). Deux nouvelles expériences lagrangiennes sont réalisées pour approfondir le schéma d'alimentation de ces SPMW et observer la transformation en SPMW des particules traversant la MAR. Ces expériences se focalisent sur les SPMW observées sur la section 59°N (cf Fig.2.7) et celles observées au sommet de la dorsale de Reykjanes (du Sud de l'Islande jusqu'à 54°N).

2.3.1 Les expériences lagrangiennes

Le but de ces expériences lagrangiennes est de déterminer les processus agissant sur les propriétés des particules alimentant les SPMW de l'Est du gyre subpolaire. Les deux expé-

riences sont réalisées en modes quantitatif et qualitatif (décrits dans le Chapitre 1 section 1.4.6). Le principe des deux expériences est le même. Dans les deux modes, une section initiale (section 59°N ou section RR - Reykjanes Ridge -) estensemencée par les particules comprises dans la couche de SPMW de l'été 1990. En qualitatif, on intègre la trajectoire des particules de SPMW à rebours pendant deux ans. Ce mode donne accès au détail des trajectoires individuelles de la centaine de milliers de particules des sections initiales. En quantitatif, la trajectoire des particules est intégrée à rebours de la section initiale vers les sections d'interception MAR, (A) et (B) (cf Fig.2.8). La section d'interception (C) n'intervient que pour les SPMW de la section RR (cf Fig.2.10). Le mode quantitatif est une vision intégrée du mode qualitatif. Dans les deux expériences quantitatives plus de 99% des particules des sections initiales sont interceptées par la section MAR confirmant ainsi l'importance des branches du NAC dans l'alimentation des SPMW. L'apport de particules venant de l'Atlantique Nord-Est (notamment des particules d'eau méditerranéenne) à l'Est de la branche Est-NAC est négligeable. En moyenne, les particules de SPMW circulent essentiellement dans les couches de surface (0-700 m) de la section MAR aux sections 59°N et RR. L'analyse des trajectoires individuelles issues des expériences qualitatives montre qu'il est rare que les particules s'approfondissent ou remontent de plus de 100 m au cours de leur trajectoire dans l'Est du gyre subpolaire. Elles sont donc particulièrement sensibles aux échanges océan-atmosphère lorsqu'elles sont incluses dans les couches de mélange profondes de l'Est du gyre subpolaire. Les expériences quantitatives donnent accès à l'évolution de la densité et de la vorticité potentielle moyennes des particules de la section MAR vers les sections 59°N et RR superposée à leur fonction de courant moyenne (cf Figs.2.8 et 2.10). On visualise ainsi les régions dans lesquelles les particules perdent leur stratification avant leur entrée dans le volume de SPMW. On a relancé les deux expériences quantitatives en interceptant les particules à l'instant où elles perdent leur stratification en passant sous la barre des $6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (cf Fig.2.13), le critère de détection majeur des SPMW. La majorité des particules alimentant les SPMW des sections 59°N et RR perdent leur stratification l'hiver précédent la formation des SPMW (soit 3 à 9 mois avant d'atteindre les sections 59°N et RR) au fur et à mesure qu'elles sont incluses dans les couches de mélange de la région alors en phase d'approfondissement. Elles sont alors influencées par les fortes pertes de chaleur de l'océan sous l'effet des flux atmosphériques hivernaux. Les flux de chaleur et d'eau douce impactent la température et la salinité des particules comprises dans la couche de mélange.

A partir des expériences quantitatives, on obtient les Figs.2.9 et 2.12 représentant la distribution pondérée par le transport en gammes de température, salinité, vorticité potentielle et densité des particules sur la section initiale (sections 59°N/RR) et sur la section finale (section MAR). La distribution en gammes de température (ou salinité ou vorticité potentielle ou densité) des particules sur la section initiale (resp. finale) est représentée sous

la forme d'un escalier dirigé vers les transports négatifs (resp. positifs). A ces distributions en escaliers sont associés des histogrammes. L'histogramme dirigé vers les transports négatifs (resp. positifs) représente une différence positive entre l'escalier de la section initiale (resp. finale) et celui de la section finale (resp. initiale). Ces histogrammes représentent la transformation nette des propriétés des particules d'une section à l'autre : X Sv de transport de particules appartenant à une gamme de propriétés s'est transformée en un transport équivalent réparti dans des gammes de propriétés différentes. La transformation ne peut se faire que via le mélange et les flux air-mer. L'évolution des propriétés (température, salinité, densité) moyennes de la section initiale vers la section finale (cf tableaux 2.3 et 2.4) reflète l'impact de ces processus. Pour mettre en évidence l'effet du mélange, les flux atmosphériques (d'eau douce et de chaleur) sont interpolés sur chaque positions des trajectoires individuelles des expériences qualitatives. En intégrant leur effet au moment où les particules sont incluses dans la couche de mélange, on estime un ordre de grandeur de la variation en température et salinité associée aux flux atmosphériques. Dans chaque expérience, les flux de chaleur induisent en moyenne une diminution de la température des particules. L'ordre de grandeur de cette diminution varie en majorité de 0.5°C à plus de 2°C. Cependant, on estime que ce calcul n'est en général pas assez précis pour déduire par comparaison avec les différences de températures entre sections initiale et finale (tableaux 2.3 et 2.4) que le mélange est un processus non négligeable. Par contre, les flux d'eau douce ont un impact faible sur la salinité. Cet impact est souvent un ordre de grandeur inférieur à la différence de salinité entre les sections initiale et finale. Seul le mélange peut alors expliquer cette différence. Pour chaque SPMW, les Figs.2.8, 2.10, 2.12 et Fig.2.9 sont des indicateurs de l'action des processus de transformation des masses d'eau de la section MAR aux sections 59°N et RR.

2.3.2 Les SPMW de la section 59°N

La première expérience (ou exp.59N) a donc pour section initiale la section 59°N (cf Fig.2.8) qui estensemencée par les particules comprises dans la couche de SPMW de l'été 1990. La couche de SPMW localisée sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes à 59°N (cf section 59°N de la Fig.2.7) n'est pasensemencée car elle est alimentée par la recirculation le long de la dorsale des branches Ouest et Est-NAC au Nord des limites du domaine. La trajectoire des particules est intégrée à rebours vers les sections d'interception MAR, (A) et (B) (cf Fig.2.8). La majorité des particules met entre 6 mois et 1 an et demi pour faire le trajet entre les sections MAR et 59°N. Les particules passent rarement plus de deux hivers dans le domaine de l'exp.59N. On distingue quatre classes de SPMW sur la section 59°N alimentés selon des chemins d'advection différents : la première est localisée dans le Rockall Trough, la seconde et la troisième respectivement sur les parties Ouest et Est du Plateau de Rockall et la dernière au centre du Bassin d'Islande (cf Fig.2.8). Dans l'exp.REF

(section 2.2.2), bien qu'alimentés de préférence, les volumes situés sur le Plateau de Rockall ne sont pas distincts sur la section 59°N (Fig.2.7). Les particules comprises entre chacun de ces volumes font vraisemblablement partie de circulations tourbillonnaires adjacentes aux principales branches du NAC sur le Plateau de Rockall. Dans l'exp.59N, ces particules sont réinterceptées rapidement par la section 59°N. L'exp.59N décrit l'alimentation directe des couches de SPMW de la section 59°N par les branches du NAC.

Les SPMW localisées dans le Rockall Trough sont alimentées par la branche Rockall. En moyenne, la densité des particules transportées par cette branche évolue continuellement de la section MAR vers la section 59°N (cf Fig.2.8). Au cours du trajet, les particules se sont faiblement refroidies, désalinisées et densifiées (cf Fig.2.9 et tableau 2.3). Les particules perdent leur stratification dès 52-53°N lors de la convection hivernale précédant la formation des SPMW de 59°N (cf Fig.2.8). Alors incluses dans la couche de mélange, elles se refroidissent et se densifient sous l'effet des flux de chaleur atmosphériques. L'histogramme en température et densité de la Fig.2.9 est en partie représentatif de cette transformation. D'après l'expérience qualitative associée, l'impact des flux atmosphériques est du même ordre de grandeur que la diminution de température observée sur la Fig.2.9 et le tableau 2.3. Par contre, les flux d'eau douce induiraient un gain de salinité $+2.10^{-3}$ au cours du passage des particules dans la couche de mélange dans le domaine de l'exp.59N. Les flux atmosphériques n'expliquent pas la diminution de salinité de 0.05 observée sur la Fig.2.9 et le tableau 2.3. Le mélange latéral et/ou vertical est donc un processus non négligeable.

Les SPMW localisées sur les parties Est et Ouest du Plateau de Rockall sont alimentées respectivement par la branche Est-NAC et une branche secondaire circulant au sommet du Plateau (cf Fig.2.8). En moyenne les particules se refroidissent, se densifient et se salinisent contrairement à celles advectées par la branche Rockall. La salinisation est surprenante car elle est contraire à l'image que l'on a d'un transport du NAC chaud et salé qui se refroidit et désalinise dans le gyre subpolaire. Comme pour les SPMW du Rockall Trough, les particules perdent leur stratification dès 52-53°N l'hiver précédent la formation des SPMW (cf Fig.2.8) sous l'effet des flux de chaleur atmosphériques. D'après l'expérience qualitative associée, l'impact des flux de chaleur atmosphériques est du même ordre de grandeur que la diminution de température observée sur la Fig.2.9 et le tableau 2.3. Les flux d'eau douce induiraient au maximum un gain de salinité de $+3.10^{-3}$ et donc insuffisant pour expliquer les augmentations de salinité de 0.01 et surtout de 0.05 (respectivement pour l'Est et l'Ouest du Plateau sur le tableau 2.3). Le mélange latéral et/ou vertical est donc un processus actif. La séparation la couche de SPMW de la section 59°N en une partie supérieure ($z < 250$ m) et une partie inférieure ($z > 250$ m) dans l'exp.59N est d'ailleurs révélatrice d'un mélange vertical. En effet, de la section MAR à la section 59°N, la salinité de la couche supérieure diminue alors que celle de la couche inférieure augmente indiquant un mélange vertical entre les particules des couches supérieures plus salées et celles des

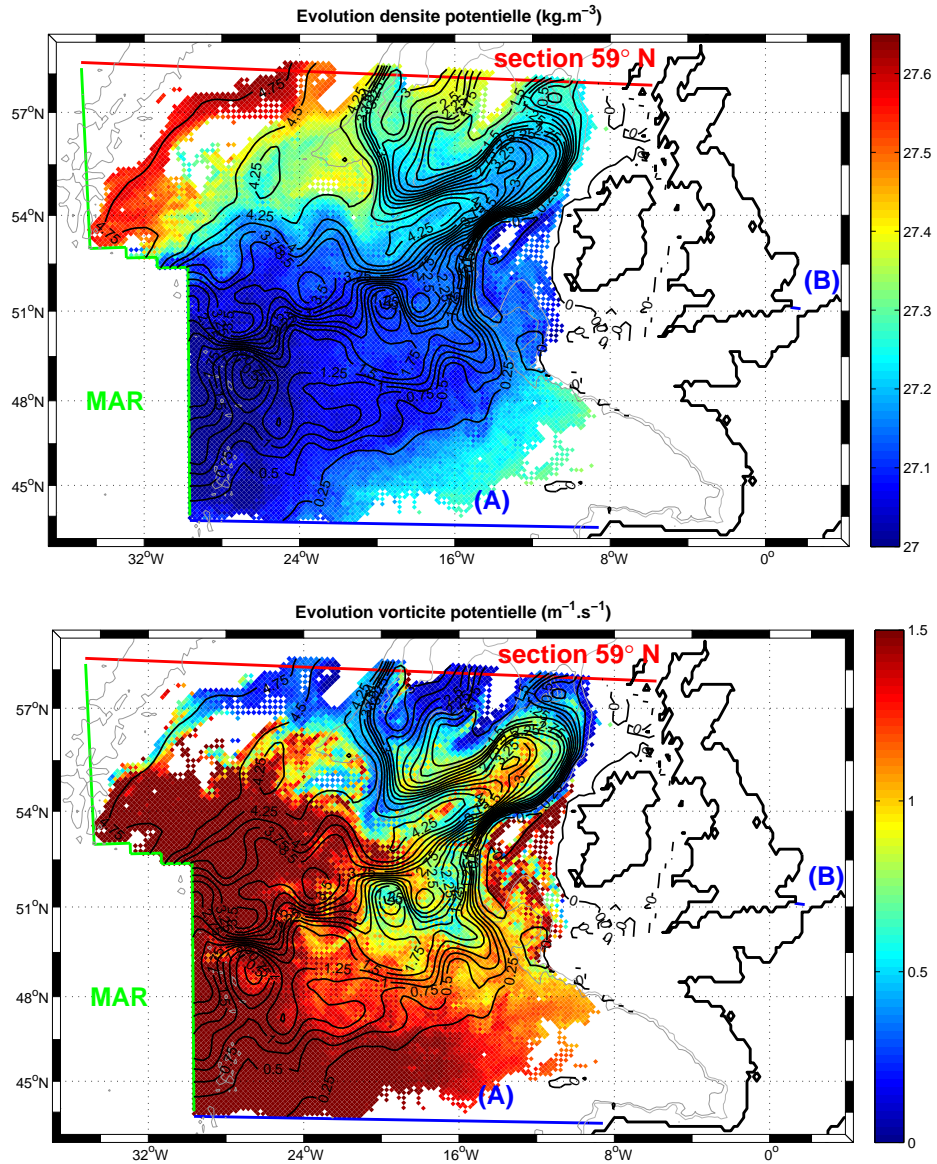


FIG. 2.8 – Densité (haut) et vorticité (bas) potentielles moyennes le long de la trajectoire des particules de SPMW de la section 59°N. Ces propriétés sont superposées aux principales lignes de courant de l'exp.59N.

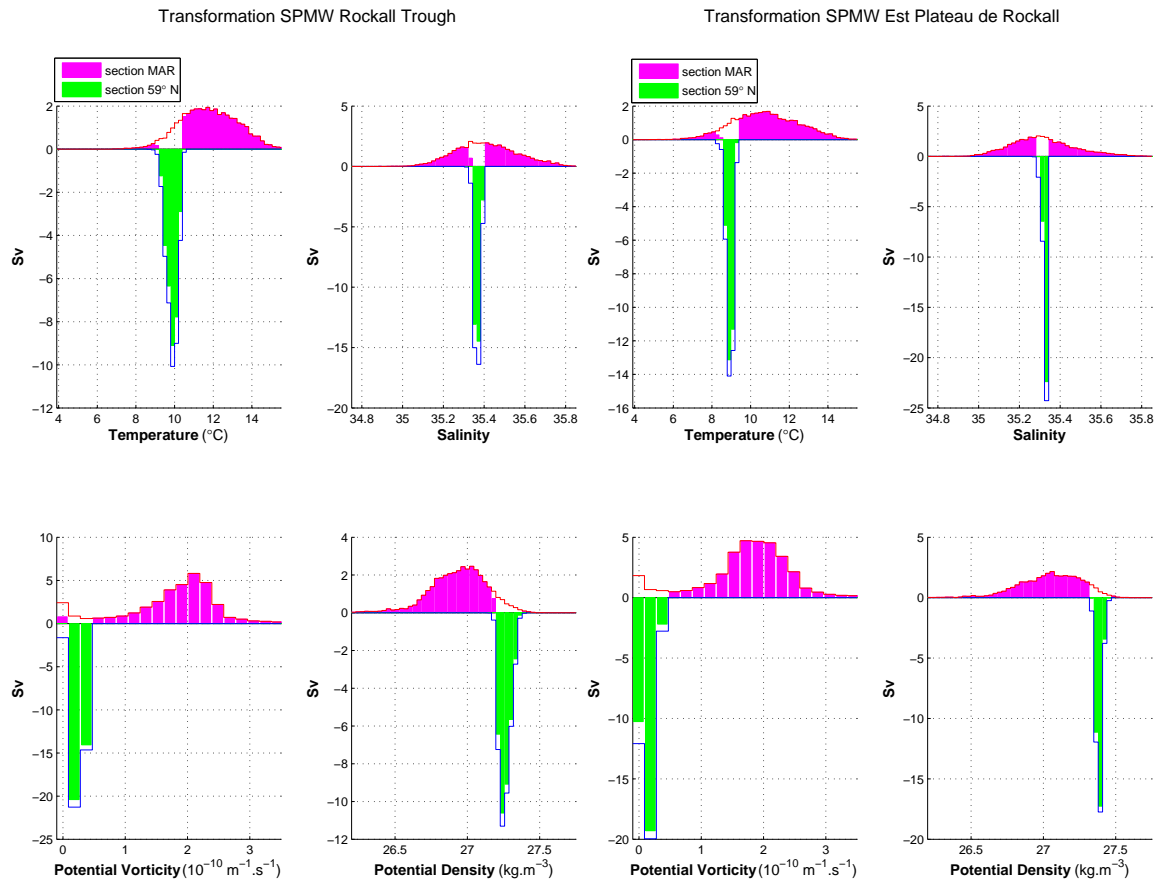


FIG. 2.9 – Histogrammes du transport associé aux propriétés (température, salinité, vorticité potentielle, densité) des particules alimentant les 4 volumes de SPMW de la section 59°N. L'escalier bleu (en transports négatifs) est la distribution sur la section 59°N. L'escalier rouge (en transports positifs) est la distribution sur la section MAR. L'histogramme vert (resp magenta) représente une différence positive entre l'histogramme bleu et rouge (resp rouge et vert) et est dirigé du côté de la section 59°N (resp MAR). Ces histogrammes sont des indicateurs de la transformation des propriétés des masses d'eau d'une section à l'autre.

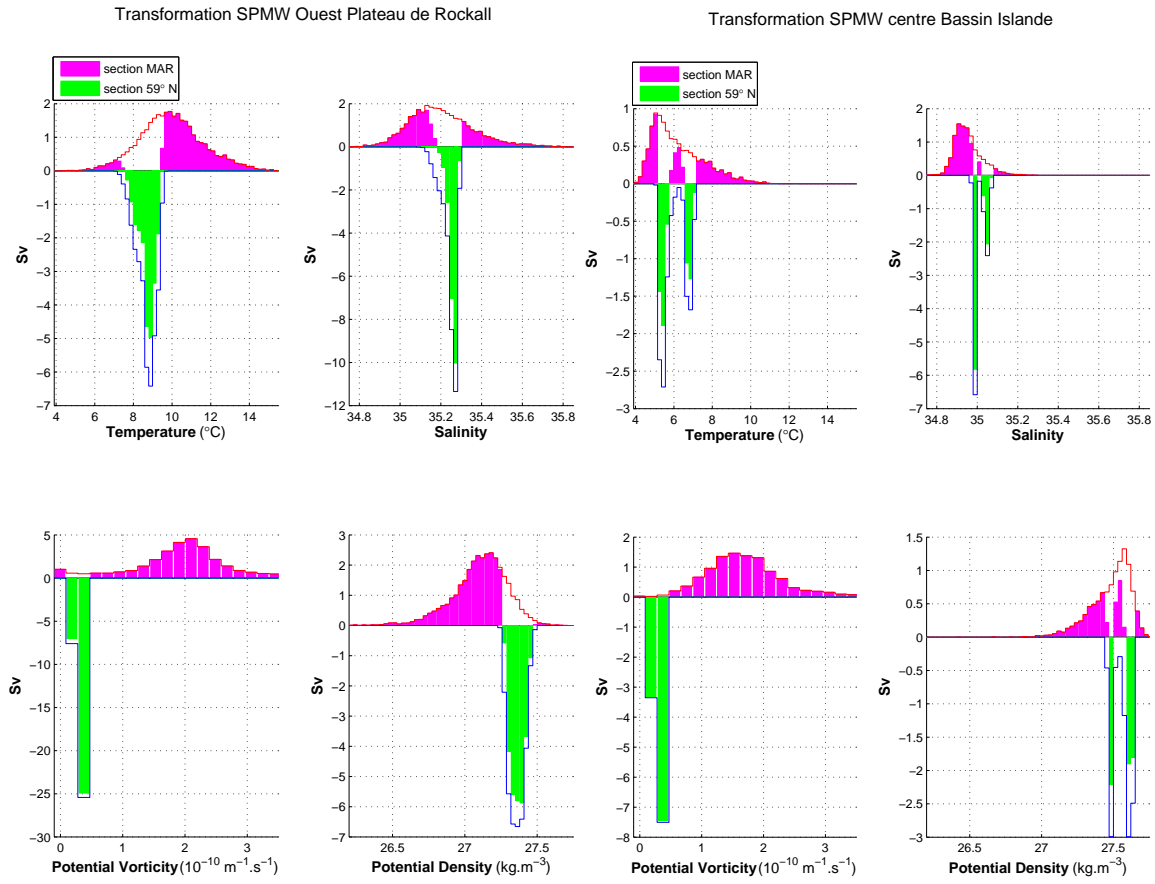


FIG. 2.9 – (Suite)

Position SPMW	T (°C) MAR	T (°C) 59°N	S MAR	S 59°N	σ_0 MAR	σ_0 59°N
Bassin d'Islande	6.2	5.9	34.95	35	27.48	27.56
Rockall Plateau Est	10	8.7	35.2	35.25	27.1	27.36
Rockall Plateau Ouest	10.8	8.9	35.32	35.33	27.05	27.38
Rockall Trough	11.8	9.9	35.41	35.36	26.93	27.26

TAB. 2.3 – Température et salinité moyennes des particules alimentant les 4 classes de SPMW de la section 59°N lorsqu'elles sont sur la section MAR et lorsqu'elles font partie d'une des classes de SPMW sur la section 59°N.

couches inférieures moins salées. Le mélange homogénéise la salinité réduisant celles des couches supérieures au profit des couches inférieures.

Enfin, les SPMW localisées au centre du Bassin d'Islande sont alimentées par la branche Ouest-NAC (cf Fig.2.8). Cette dernière est composée de deux sous-branches : la première fait un lien direct entre les sections MAR et 59°N alors que la seconde méandre vers la dorsale de Reykjanes. Les SPMW alimentées par la première sous-branche sont plus chaudes, plus salées et moins denses que celles alimentées par la seconde. En moyenne, les particules se densifient et se refroidissent légèrement et se salinisent assez nettement. Elles perdent leur stratification à proximité immédiate de la section 59°N - vers 57°N - (cf Fig.2.8) sous l'effet des flux atmosphériques 3 à 9 mois avant la formation des SPMW. L'alimentation par la branche Ouest-NAC est donc beaucoup plus lente que celle des branches Est-NAC et Rockall qui effectuent un trajet beaucoup plus long dans le même laps de temps. D'après l'expérience qualitative associée, les flux de chaleur atmosphériques induisent en général une perte de chaleur supérieure à 0.3°C (perte observée sur le tableau 2.3) de la section MAR à la section 59°N. De plus, comme précédemment, l'impact maximal des flux d'eau douce est insuffisant pour expliquer l'augmentation de salinité observée sur la Fig.2.9 et le tableau 2.3. Le mélange est donc ici aussi un processus à prendre en compte. La section suivante évoque une piste sur la nature de ce mélange dans le Bassin d'Islande.

2.3.3 Les SPMW de la dorsale de Reykjanes

La seconde expérience (exp.RR) a pour section de départ la section dite RR située le long de la dorsale de Reykjanes (cf Fig.2.10). Elle estensemencée par les particules comprises dans la couche de SPMW de l'été 1990 dont la trajectoire est intégrée à rebours jusqu'aux sections d'interception MAR, (A), (B) et (C). Les SPMW de la section RR sont séparées en trois gammes de densité : 27.4-27.5 $kg.m^{-3}$, 27.5-27.6 $kg.m^{-3}$ et ≥ 27.6 $kg.m^{-3}$ positionnées du Nord vers le Sud de la dorsale. Les particules mettent en majorité entre 6 mois et 2 ans pour faire le trajet entre la section MAR et la section RR et passent

au plus deux hivers dans le domaine.

La gamme de SPMW la moins dense ($27.4-27.5 \text{ kg.m}^{-3}$) est principalement alimentée par les particules advectées par la branche Est-NAC (cf Fig.2.10). Elles se dirigent d'abord vers le Rockall Trough puis recirculent en longeant la bathymétrie du Plateau de Rockall et enfin recirculent cycloniquement le long de la dorsale de Reykjanes au Nord du Bassin d'Islande. La contribution des particules advectées par la branche Ouest-NAC et par les branches secondaires sur le Plateau de Rockall et dans le Rockall Trough existe (cf Fig.2.10) mais représente moins de 5% du volume des SPMW les moins denses. En moyenne, la densité des particules transportées évolue continuellement de la section MAR vers la section RR (cf Fig.2.10). Au cours du trajet, les particules se sont refroidies, densifiées et légèrement salinisées (cf Fig.2.12 et tableau 2.4). Les particules perdent leur stratification vers 55°N en plein coeur de la branche Est-NAC (cf Fig.2.10). Alors incluses dans la couche de mélange, elles se refroidissent et se densifient sous l'effet des flux de chaleur atmosphériques et recirculent cycloniquement vers la dorsale. Comme dans l'exp.59N, l'expérience qualitative associée montre que l'impact des flux atmosphériques est du même ordre de grandeur que la diminution de température observée sur la Fig.2.12 et le tableau 2.4. Les flux atmosphériques expliqueraient par contre une variation de salinité maximale de l'ordre de $+3.10^{-3}$ au cours du passage des particules dans la couche de mélange. Cette variation n'explique pas l'augmentation de 0.04 observée sur la Fig.2.12 et le tableau 2.4. Le mélange est donc un processus non négligeable. L'évolution moyenne de la salinité le long de la trajectoire (cf Fig.2.11) montre que celle-ci varie sensiblement à proximité de la branche Est-NAC et à partir de 60°N au moment où les particules perdent leur stratification et où la branche Est-NAC recircule cycloniquement. La branche Est-NAC sépare les fortes salinités du Plateau de Rockall du reste du domaine. Dans la section 2.2.2, on a vu qu'à partir de 61°N le lien entre l'Est et l'Ouest de cette branche et donc le mélange avec les eaux chaudes et salées du Plateau de Rockall devenait possible. La coïncidence entre la variation de salinité et le moment de la déstratification est révélatrice d'un mélange vertical lors de la convection hivernale participant à la transformation en salinité mais aussi en température des particules.

Les SPMW de la gamme $27.5-27.6 \text{ kg.m}^{-3}$ sont principalement alimentées par les particules advectées par les branches Est et Ouest-NAC (cf Fig.2.10). De la section MAR à la section RR, les particules se refroidissent, se densifient et surtout se salinisent fortement (cf Fig.2.12 et tableau 2.4). Les particules perdent leur stratification au Nord du Bassin d'Islande au moment de la recirculation cyclonique vers la dorsale (cf Fig.2.10). Elles se refroidissent et se densifient alors sous l'effet des flux de chaleur atmosphériques. Comme pour les SPMW moins denses, les flux atmosphériques n'expliquent pas la salinisation. Le mélange est donc un processus de transformation important. La salinité moyenne des particules (cf Fig.2.11) varie fortement lors du passage des particules dans le Rockall Trough

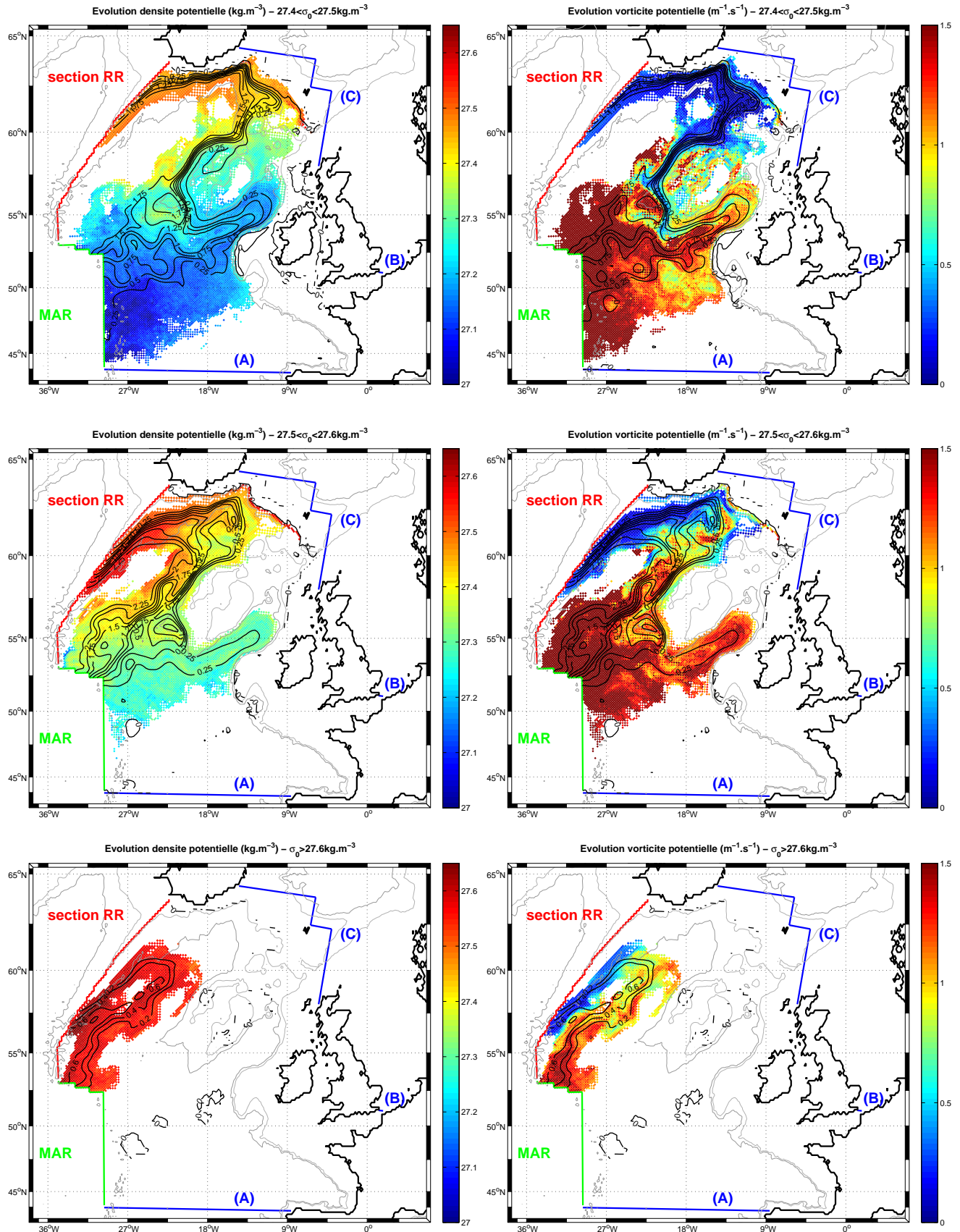


FIG. 2.10 – Comme la Fig.2.8 pour la densité (gauche) et la vorticité (droite) potentielle dans l'exp.RR et pour les gammes de SPMW $27.4\text{-}27.5 \text{ kg.m}^{-3}$ (haut), $27.5\text{-}27.6 \text{ kg.m}^{-3}$ (milieu) et $>27.6 \text{ kg.m}^{-3}$ (bas).

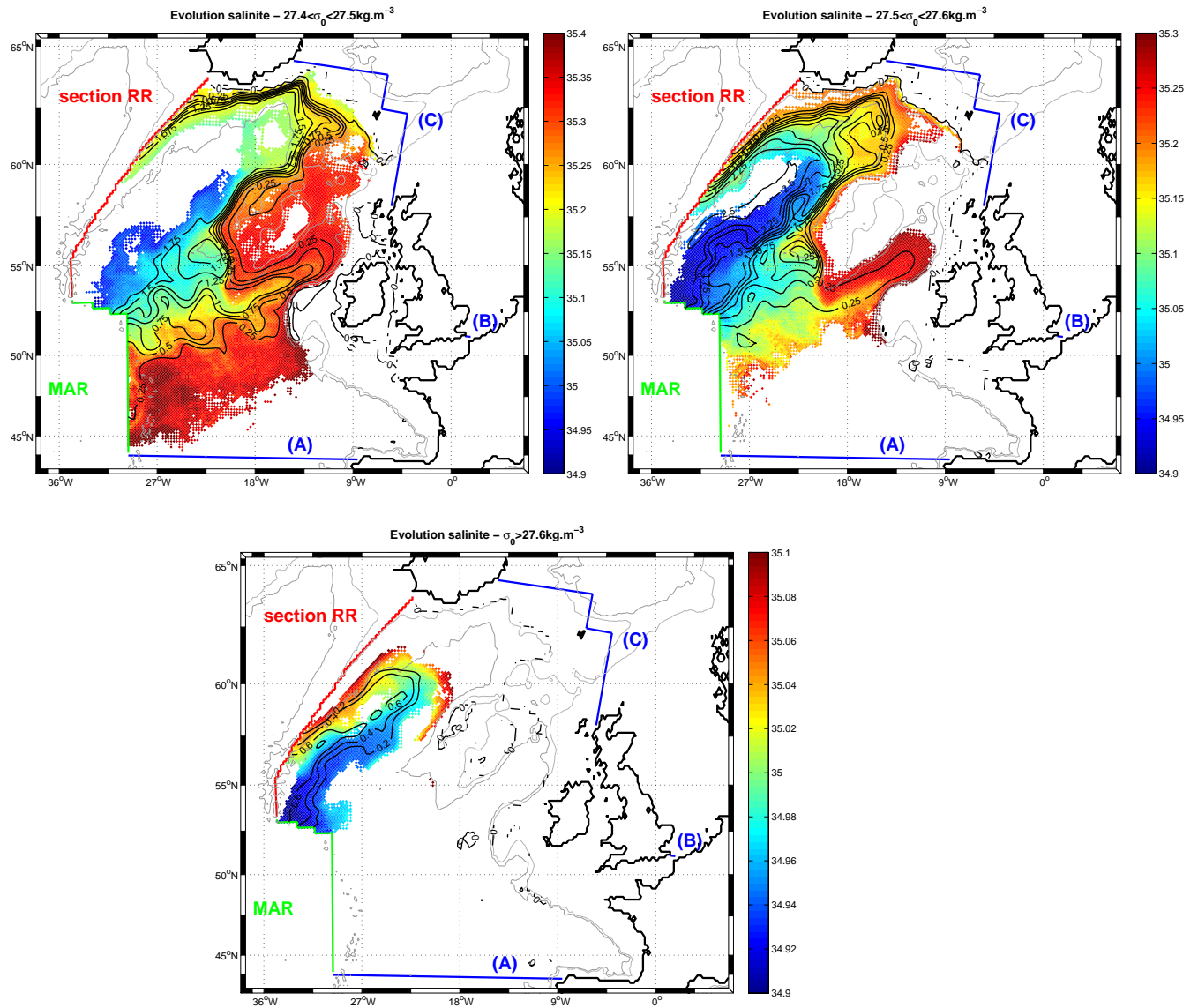


FIG. 2.11 – Comme la Fig.2.10 pour la salinité des gammes de SPMW $27.4-27.5 \text{ kg.m}^{-3}$ (gauche), $27.5-27.6 \text{ kg.m}^{-3}$ (droite) et $>27.6 \text{ kg.m}^{-3}$ (bas). L'échelle de couleur est différente pour chaque gamme de SPMW pour mettre en valeur la variation de salinité.

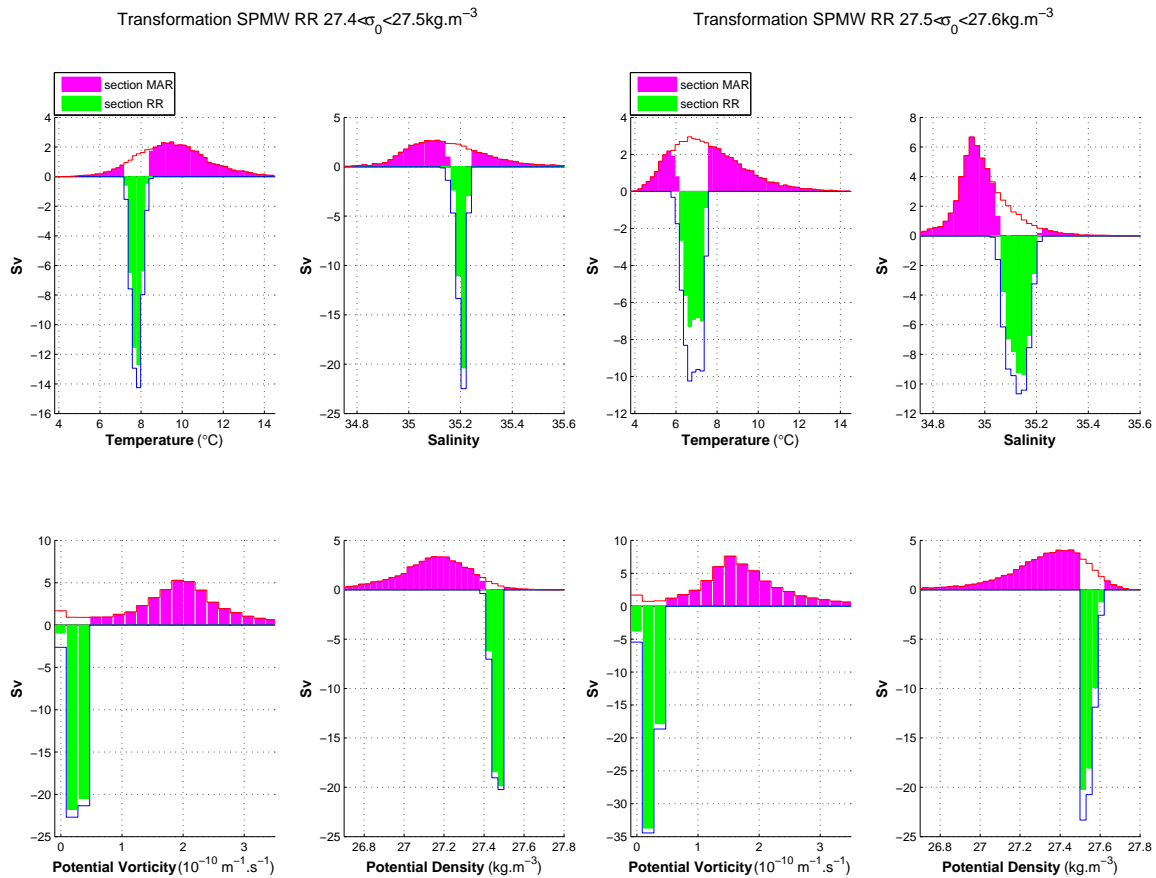


FIG. 2.12 – Comme la Fig.2.9 pour l'exp.RR et pour les gammes de SPMW 27.4-27.5 $kg.m^{-3}$ (gauche), 27.5-27.6 $kg.m^{-3}$ (droite) et $>27.6 kg.m^{-3}$ (suite).

à proximité de la source de sel de la région mais aussi au Nord du Bassin d'Islande au moment de la déstratification comme précédemment. Seul le mélange vertical et/ou latéral peut expliquer ces fortes variations de salinité. Au Nord du Bassin d'Islande, il est probable que le mélange vertical lors de la convection hivernale intervienne comme on l'a supposé pour les particules alimentant les SPMW de la gamme 27.4-27.5 $kg.m^{-3}$.

Les SPMW les plus denses (27.6 $kg.m^{-3}$ et plus) sont alimentées quasi-exclusivement par la branche Ouest-NAC (cf Fig.2.10). Les particules pénètrent au maximum jusqu'à 62°N dans le Bassin d'Islande avant de recirculer cycloniquement le long de la dorsale. De façon inattendue, les particules se réchauffent, se salinisent et se densifient au cours du trajet (cf Fig.2.12 et tableau 2.4). Les particules perdent leur stratification vers 60°N à proximité immédiate de la dorsale (cf Fig.2.10). D'après l'expérience qualitative associée, l'impact des flux atmosphériques induirait une diminution de température. L'effet refroidissant des flux air-mer hivernaux est donc concurrencé par un autre processus expliquant le réchauffement et la salinisation. Les flux d'eau douce ne permettent pas non plus d'expli-

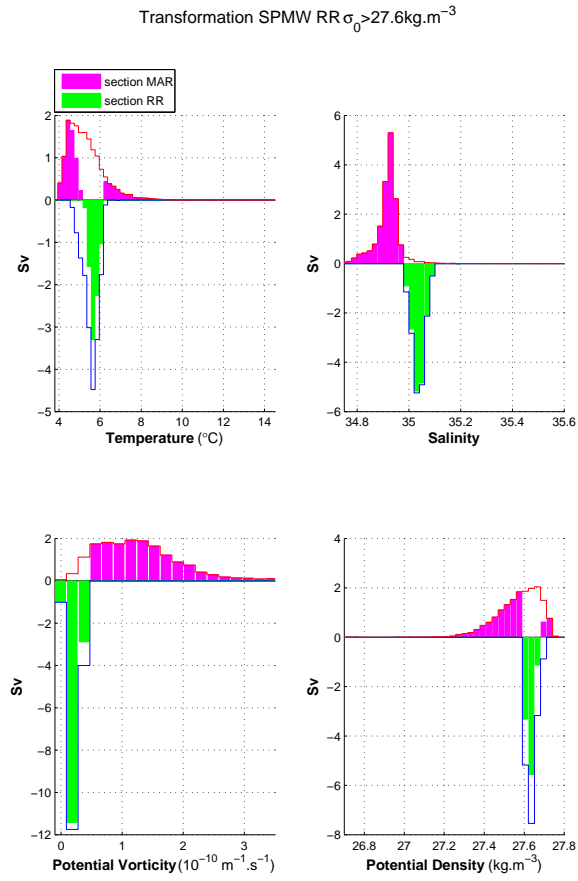


FIG. 2.12 – (Suite)

Gamme SPMW	T (°C) MAR	T (°C) RR	S MAR	S RR	σ_0 MAR	σ_0 RR
27.4-27.5 $kg.m^{-3}$	9.6	7.8	35.16	35.2	27.13	27.46
27.5-27.6 $kg.m^{-3}$	7.6	6.8	35	35.13	27.32	27.54
> 27.6 $kg.m^{-3}$	5.3	5.5	34.92	35.04	27.57	27.64

TAB. 2.4 – Température densité et salinité moyennes des particules alimentant les gammes de SPMW de la section RR lorsqu’elles sont sur la section MAR et lorsqu’elles font partie des SPMW de la section 59°N.

quer la salinisation. Le mélange avec des eaux plus chaudes et plus salées présentes dans le centre du Bassin d’Islande est donc le seul processus expliquant la salinisation et le réchauffement. Ces eaux sont plus ou moins directement issues de l’Est de la branche Est-NAC où se trouve la source de sel et de chaleur du domaine. La salinité moyenne des particules augmentant fortement au moment où elles perdent leur stratification (cf Figs.2.10 et 2.11), il est vraisemblable qu’un mélange vertical entre les différentes masses d’eau agisse au cours de la convection hivernale précédant la formation de la SPMW.

2.3.4 Bilan

Dans ORCA025-G70, les particules qui vont former les SPMW observées dans l’Est du gyre Subpolaire circulent dans la couche de surface dans les branches du NAC traversant la MAR et poursuivant vers le Nord-Est (sous la forme des branches Ouest/Est-NAC et Rockall). Ces particules acquièrent au cours de leur trajet les propriétés des SPMW au gré des interactions océan-atmosphère mais aussi du mélange vertical et/ou latéral. L’existence d’un mélange latéral important à travers les branches du NAC dans l’Est du gyre subpolaire a d’ailleurs été évoqué par *Perez-Brunius et al.* (2004) à partir de champs climatologiques issus d’Hydrobase. Dans le Bassin d’Islande, il apparaît que la transformation des particules coïncide souvent avec le moment où elles entrent dans la couche de mélange hivernale précédant la formation des SPMW. C’est vraisemblablement à ce moment là que les particules acquièrent les propriétés des futures SPMW. Ceci confirme que le taux de formation des SPMW est maximal en hiver comme le suggèrent *Brambilla et al.* (2008b) et que les flux air-mer hivernaux sont le moteur de cette formation. Les particules formant les SPMW de l’Est du gyre subpolaire dans ORCA025-G70 sont donc conditionnées par une dynamique de couche de mélange. Ce schéma rejoint celui suggéré par *McCartney and Mauritzen* (2001) à partir de l’hydrographie. Les échelles de temps d’alimentation des SPMW sont très courtes notamment dans la branche Est-NAC qui transporte les particules vers les zones de SPMW en moins d’un an. Bien que le modèle surestime l’intensité de la circulation dans le Bassin d’Islande, les observations (cf section 2.2.1) suggèrent tout de même que les

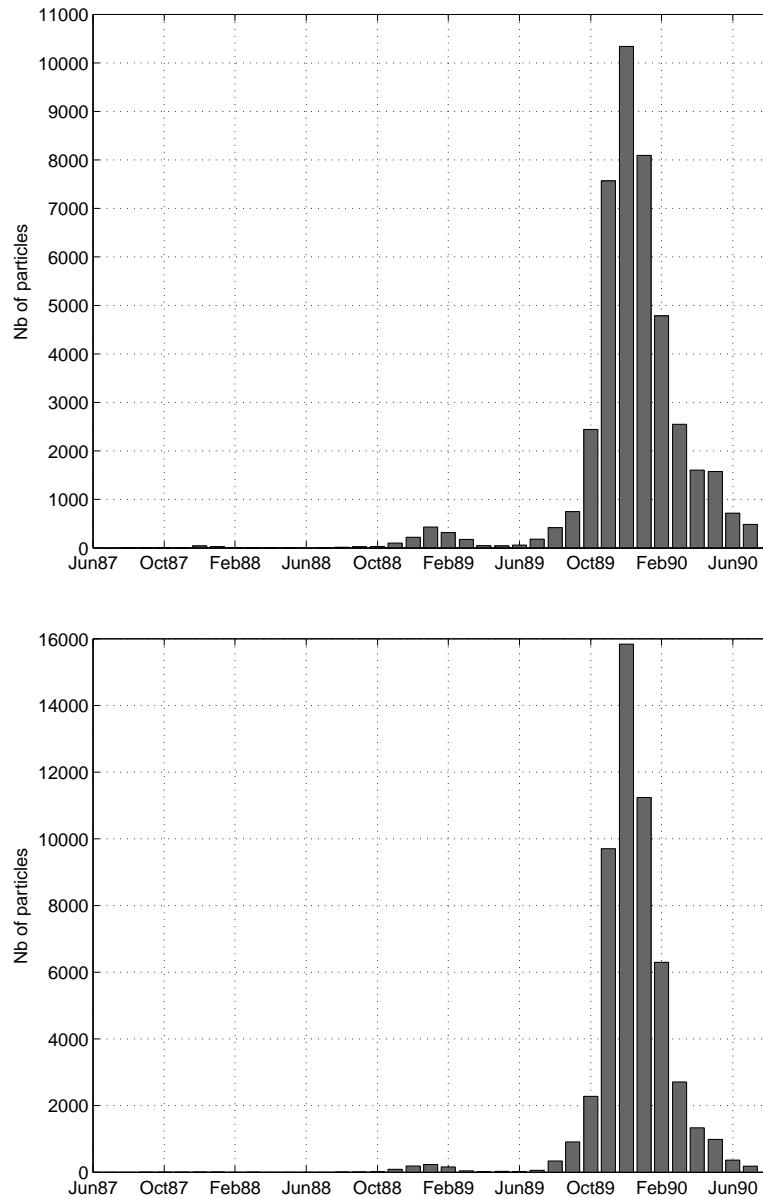


FIG. 2.13 – Nombre de particules issues des couches de SPMW des sections 59°N (haut, exp.59N) et RR (bas, exp.RR) en fonction du mois auquel ces particules ont passé le seuil de faible vorticité potentielle ($6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$). A partir de cette date là, la particule garde une faible vorticité jusqu'à l'été 1990 où elle fait partie des SPMW des sections 59°N ou RR.

échelles de temps du schéma d'alimentation des SPMW seraient interannuelles. Un état annuel moyen des masses d'eau de surface dans la région ne permet donc pas de refléter cet aspect. Les particules de SPMW d'une saison donnée ne sont généralement pas celles de la saison suivante car elles se sont déplacées en accord avec la circulation des couches de surface du gyre Subpolaire. Une description saisonnière des couches de surface semble donc plus adéquate. Concernant les SPMW de la dorsale de Reykjanes, elles sont effectivement alimentées par la recirculation cyclonique le long de la dorsale comme le suppose *Thierry et al. (2008)* et *Brambilla and Talley (2008a)*. *Thierry et al. (2008)* suggèrent que ces SPMW se forment localement le long de la dorsale lors de la convection hivernale. Si c'est le cas pour les SPMW les plus denses, dans ORCA025-G70, les SPMW moins denses se forment plus en amont dans l'Est et le Nord du Bassin d'Islande.

2.4 Devenir des SPMW

D'après *McCartney and Talley (1982)* et *Schmitz and McCartney (1993)*, à long terme, les SPMW seraient les précurseurs des eaux denses qui vont convecter dans les Mers Nordiques et dans la Mer du Labrador. D'après *McCartney and Talley (1982)*, la progression continue des densités des eaux de surface transformées par les interactions océan-atmosphère montrerait qu'une SPMW d'une certaine densité peut être en général considérée comme le prédécesseur d'une SPMW plus dense ou plus légère localisée dans l'écoulement cyclonique du gyre subpolaire. Dans leur logique de contestation du schéma cyclonique, *Brambilla et al. (2008b)* décrivent plutôt des évolutions continues de densité associées aux différentes branches du NAC circulant vers le Nord-Est dans l'Est du gyre subpolaire. De plus elles suggèrent qu'un mode de SPMW n'est pas entièrement transformé en un mode plus dense. En effet, une partie des SPMW denses ($>27.4 \text{ kg.m}^{-3}$) serait entraînées par les overflows du Bassin d'Islande et de la Mer d'Irminger. Cependant, l'analyse de *Brambilla et al. (2008b)* est une moyenne climatologique de la formation et du devenir des SPMW selon le principe de *Walín (1982)*. Avec une telle vision, le devenir des SPMW se résume à une transformation en une gamme de SPMW plus ou moins dense le long d'une branche du NAC ou bien à un entraînement par les overflow. Le rôle de l'advection n'est que brièvement évoqué pour estimer le chemin suivi par les SPMW entraînées par les overflow. Or dans ORCA025-G70, les échelles de temps d'advection des masses d'eau sont trop courtes pour adopter une tel point de vue. On s'attend à trouver des comportements bien plus variés que ceux décrit par *Brambilla et al. (2008b)*. Cette section prend donc en compte le rôle de l'advection à travers la mise en place d'une nouvelle expérience lagrangienne. Dans un premier temps, on décrit l'état des particules des différentes gammes de SPMW de l'été 1990 un an après la formation : à savoir quelles particules font de nouveau partie d'une couche de SPMW, ont été entraînées sous la couche de SPMW ou dans les couches

$\sigma_0 \pm 0.05 kg.m^{-3}$	(C)	(D)	(E)	SPMW 1991	Entr	Destr
≤ 27.1	0.19	0	0	0.63	0.01	0.15
27.2	0.23	0.01	0.02	0.34	0.02	0.07
27.3	0.28	0.02	0.11	0.46	0.03	0.15
27.4	0.28	0.04	0.38	0.35	0.05	0.14
27.5	0.02	0.03	0.77	0.3	0.02	0.16
27.6	0.03	0.01	0.65	0.23	0.01	0.25
Total	1	0.11	1.93	2.3	0.14	0.92

TAB. 2.5 – Devenir des particules de chaque gamme de SPMW de l’été 1990 en terme de transport (en Sv) dans la zone délimitée par les sections visibles sur la Fig.2.4. Discrimination du transport intercepté par les sections (C), (D) ou (E), par le critère SPMW en été 1991 et par le critère d’entraînement (Entr). La destruction est le résidu du transport total associé à la gamme de densité (Destr).

de LSW du Bassin d’Irminger, restent dans la couche de surface sans être des SPMW ou ont quitté le domaine par une des sections d’interception.

2.4.1 Devenir à court terme

Le principe de la nouvelle expérience (ou exp.DEV) est identique à celui de l’exp.REF mis à part que la section MAR n’estensemencée que par les particules interceptées par le critère SPMW de l’exp.REF. Le but de cette expérience est de connaître en été 1991 la situation des particules de SPMW de 1990. Lors de l’été 1991, une partie des particules ont déjà quitté le domaine par une des sections (C), (D) ou (E). Pour les particules qui restent dans le domaine de l’exp.REF, deux nouveaux critères sont définis. Le premier est un critère SPMW identique à celui de l’exp.REF mis à part qu’il intercepte les SPMW lors de l’été 1991. Le second est un critère d’entraînement tel qu’il intercepte les particules qui sont sous les 900 m (sous la couche de SPMW) dans le domaine de l’exp.REF lors de l’été 1991. Le reste des particules est dans la couche de surface (0-900 m) mais n’est pas intercepté par le critère SPMW. On considère ce résidu comme de la destruction de SPMW. Ces SPMW sont soit dans des couches stratifiées, soit dans des branches de courant intenses (branches du NAC) ou dans les couches de surface (0-900 m) de densité supérieure à $27.65 kg.m^{-3}$ localisées dans le Bassin d’Irminger. Les transports de particules de SPMW en fonction de leur devenir sont présentés dans le tableau 2.5. Sur les 6.4 Sv de SPMW de 1990, 2.3 Sv sont des SPMW en 1991. Le reste a soit quitté le domaine par une des sections d’interception ((C), (D) ou (E)), soit été entraîné sous la couche de SPMW, soit été détruit.

Les particules quittent le domaine soit en traversant la dorsale Islande-Féroé (section

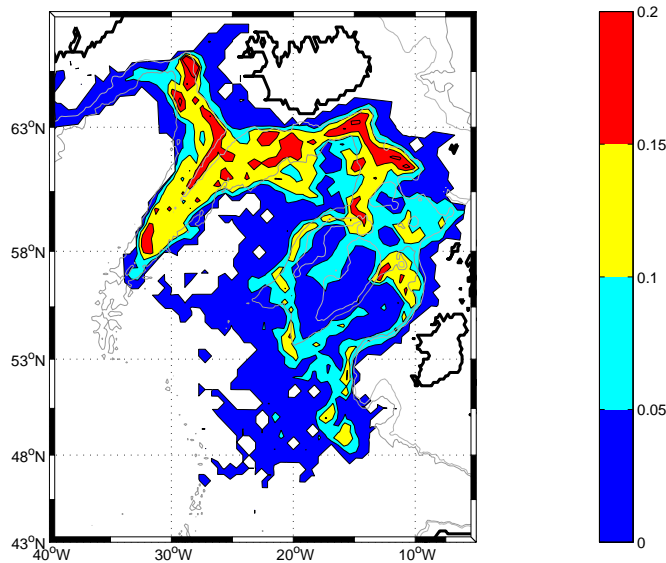


FIG. 2.14 – Répartition spatiale des particules de SPMW de l'été 1990 qui quittent le domaine par les sections (C), (D) et (E). L'échelle de couleur représente la proportion en % de particules comprises dans chaque maille du domaine.

(C), 1 Sv) ou le détroit du Danemark (section (D), 0.1 Sv) en direction des Mers Nordiques soit en quittant le Bassin d'Irminger (section (E), 1.93 Sv) pour rejoindre la Mer du Labrador ou continuer vers le Sud (cf tableau 2.5). La répartition spatiale de la proportion de particules de SPMW dans chaque maille du domaine est représentée sur la Fig.2.14. Les particules quittant le domaine avant l'été 1991 sont, en majorité, localisées à proximité du coeur des branches Est-NAC et Rockall à l'est de 22°W mais surtout au Nord du Bassin d'Islande et sur la dorsale de Reykjanes. Les particules de SPMW de 1990 peu denses ($\sigma_0 < 27.4 \text{ kg.m}^{-3}$) localisées sur le Plateau de Rockall et dans le Rockall Trough (cf Fig.2.6) quittent le domaine principalement par la section (C). Elles sont advectées par les branches Rockall et Est-NAC et traversent la dorsale Islande-Féroé vers la Mer de Norvège (cf Fig.2.4). La majorité des SPMW 1990 denses ($\sigma_0 \geq 27.4 \text{ kg.m}^{-3}$) localisées au Nord du Bassin d'Islande et le long de la dorsale de Reykjanes (cf Fig.2.6) quittent le domaine par la section (E). Elles sont advectées par la recirculation le long de la dorsale des branches Ouest et Est-NAC, puis traversent la dorsale et sont majoritairement advectées par la circulation cyclonique longeant les contours du Bassin d'Irminger (cf Fig.2.4) vers la Mer du Labrador.

Les particules qui restent dans le domaine lors de l'été 1991 sans être des SPMW (1.06 Sv) sont entraînées sous la couche de SPMW ou font partie des couches de surface (0-900 m) trop stratifiées ou trop denses pour être des SPMW. La répartition spatiale de la proportion de ces particules dans chaque maille du domaine en 1990 et 1991 est représentée sur la Fig.2.15. En 1990, les particules de SPMW vouées à l'entraînement ou la destruction

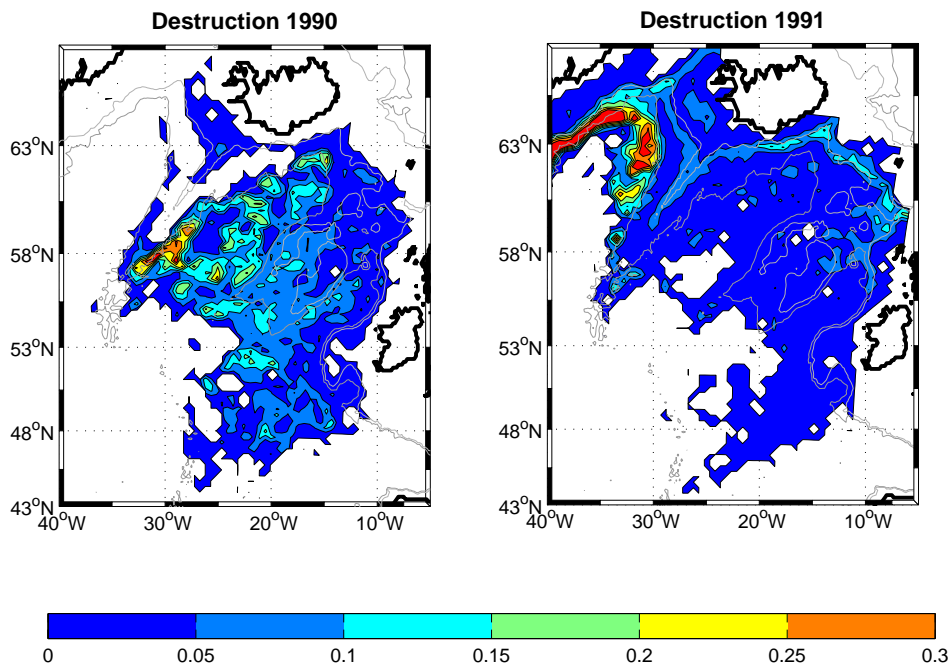


FIG. 2.15 – Répartition spatiale des particules de SPMW de l'été 1990 qui sont entrainées sous la couche de SPMW ou détruites (ne sont ni SPMW ni entrainées) en 1991. L'échelle de couleur représente la proportion en % de particules comprises dans chaque maille du domaine en 1990 (gauche) et en 1991 (droite).

sont principalement localisées au centre du Bassin d'Islande et sur le plateau de Rockall. Une faible partie de ces particules est entrainée sous la couche de SPMW principalement au Nord du Bassin d'Islande, le long de la dorsale de Reykjanes et des contours du Bassin d'Irminger (cf Fig.2.18). Une partie plus importante passe dans des couches fortement stratifiées en surface ou dans les branches intenses du NAC (où le gradient vertical de densité et donc la vorticité potentielle sont élevés). Les autres font principalement partie des eaux denses ($\sigma_0 > 27.65 \text{ kg.m}^{-3}$) transportées par le courant d'Irminger qui les advecte rapidement vers la section (E). La majorité de ces particules ne sont plus dans le domaine en 1992.

Enfin la Fig.2.17 représente, la distribution en densité en 1991 des différentes gammes de SPMW de 1990 restant des SPMW en 1991 : cette figure permet de visualiser la transformation des différentes gammes de SPMW de 1990 à 1991. Les particules de SPMW en 1990 qui forment une partie des SPMW de 1991 sont rarement à proximité du coeur de la branche Est-NAC (très énergétique) et des recirculations cycloniques qui advectent rapidement les particules hors du domaine. Elles sont plutôt localisées à l'entrée du Rockall Trough, à l'intérieur du Rockall Trough, sur le Plateau de Rockall et dans le centre du Bassin d'Islande. En 1991, on retrouve ces particules principalement sur le Plateau de Ro-

ckall, la dorsale de Reykjanes et le contour Nord du Bassin d'Irminger. Ce sont en majorité des particules issues des gammes de densité $\sigma_0 < 27.4 \text{ kg.m}^{-3}$: le transport qui leur est associé est de 1.42 Sv sur un total de 2.3 Sv transformés en SPMW en 1991 (cf tableau 2.5). Sur la Fig.2.16, elles sont localisées à l'entrée du Rockall Trough ($\sigma_0 < 27.3 \text{ kg.m}^{-3}$), sur le Plateau de Rockall et dans le Rockall Trough ($27.3 \geq \sigma_0 \leq 27.4 \text{ kg.m}^{-3}$) en 1990. De 1990 à 1991, elles se transforment en un mode plus dense. Ainsi, les particules de SPMW de densité inférieure à 27.15 kg.m^{-3} deviennent des SPMW des gammes 27.1, 27.2 et 27.3 kg.m^{-3} (cf Fig.2.17). Localisées à l'entrée du Rockall Trough en 1990, elles se répartissent vers le Nord dans le Rockall Trough ainsi que sur le Plateau de Rockall (cf Fig.2.16). Les particules des gammes 27.2 et 27.3 kg.m^{-3} deviennent des SPMW des gammes 27.3 et 27.4 kg.m^{-3} . Elles sont généralement localisées dans le Rockall Trough et sur le partie Sud (au Sud de 58°N) du Plateau de Rockall en 1990. En 1991, elles recouvrent tout le Plateau de Rockall, atteignent le Nord du Bassin d'Islande et une partie d'entre elles - advectées par la recirculation de la branche Est-NAC - commencent à recirculer vers le Sud-Ouest au Sud de l'Islande (cf Fig.2.16). La gamme de SPMW 27.4 kg.m^{-3} est localisée exclusivement sur le Plateau de Rockall en 1990. Une partie importante de ces particules reste dans gamme 27.4 kg.m^{-3} en 1991 et est advectée vers le Nord du Bassin d'Islande. Les autres particules de la gamme 27.4 kg.m^{-3} deviennent des SPMW des gammes 27.5 et 27.6 kg.m^{-3} (cf Fig.2.17). Elles sont advectées dans la recirculation de la branche Est-NAC le long de la dorsale de Reykjanes et atteignent le Bassin d'Irminger (cf Fig.2.16). Enfin les particules de SPMW des gammes 27.5 et 27.6 kg.m^{-3} remplissent le centre du Bassin d'Islande en 1990 et se densifient peu en 1991 (cf Fig.2.17). Elles sont entièrement advectées par les recirculations le long de la dorsale de Reykjanes qu'elles recouvrent en 1991 (cf Fig.2.16). La plupart de ces particules de SPMW de 1991 finit par quitter définitivement la région en moins de deux ans principalement par les sections (C) et (E).

Pour quantifier et localiser l'entraînement total des particules de SPMW de 1990 sous la couche de SPMW, on réalise une expérience (exp.ENT) qui reprend les particules de l'exp.DEV. Cette fois-ci le critère est tel qu'il intercepte les particules dès leur passage sous les 900 m dans le domaine de l'exp.REF après formation de la SPMW. On a vérifié à partir des champs ORCA025-G70 qu'il n'y a pas de couche de mélange hivernale supérieure à 900 m dans le domaine (sauf à la limite entre le Bassin d'Irminger et la Mer du Labrador). De plus, sur les 55,000 particules interceptées seules 8,000 le sont en hiver. Les particules interceptées sont donc entraînées sous la couche de SPMW dans la thermocline permanente. Sur les 6.4 Sv de SPMW, 1.11 Sv passent sous la couche de SPMW avant de quitter le domaine. La position et la densité moyennes des particules au moment de l'entraînement sont représentés sur la Fig.2.18. L'entraînement a lieu sur la partie Nord du Plateau de Rockall pour les SPMW les moins denses. Les plus denses sont entraînées le long des contours bathymétriques du Sud de l'Islande, de la dorsale de Reykjanes et du Bassin d'Irminger. La

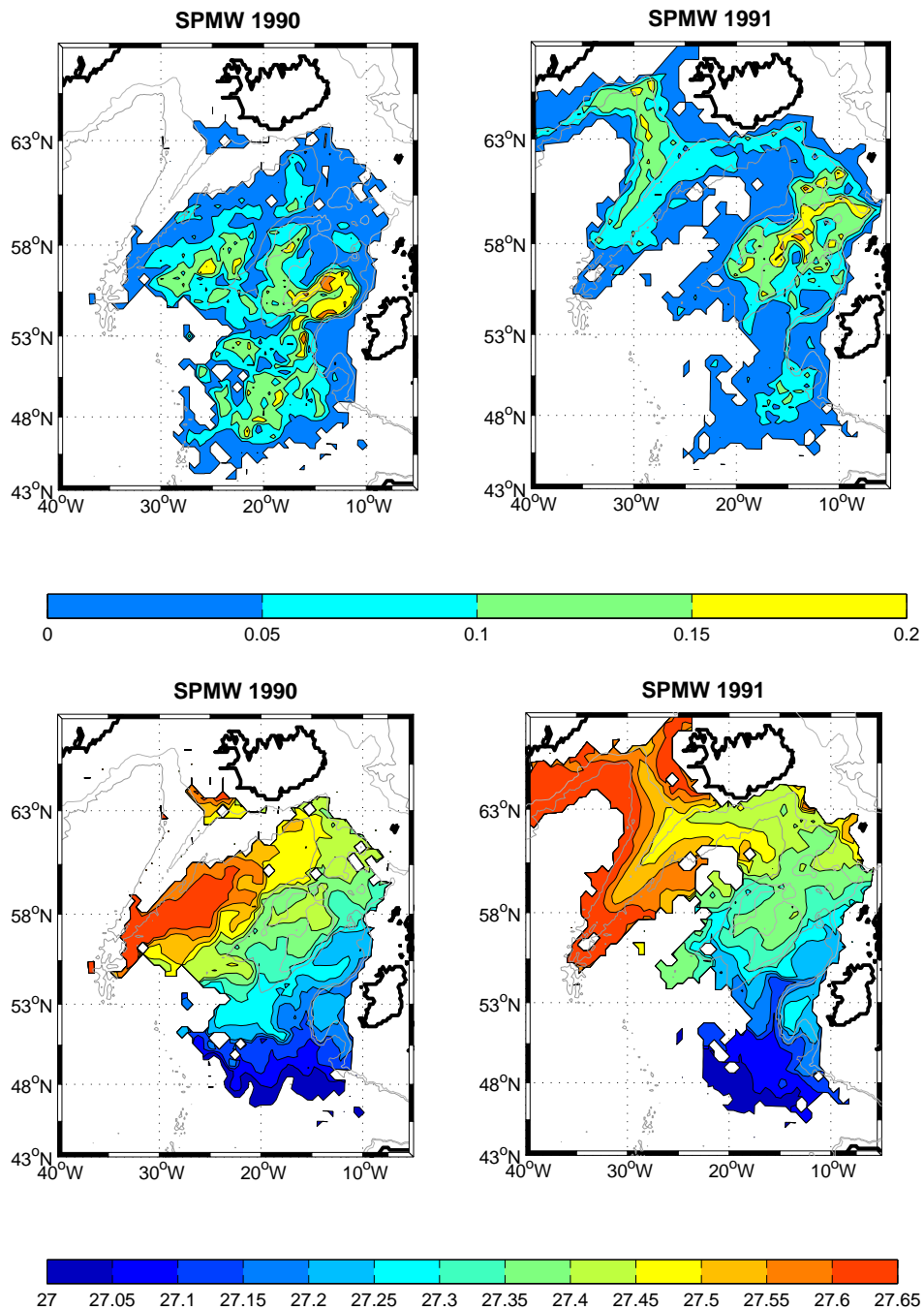


FIG. 2.16 – (Haut) Répartition spatiale des particules de SPMW de l'été 1990 qui sont aussi des SPMW pendant l'été 1991. L'échelle de couleur représente la proportion en % de particules comprises dans chaque maille du domaine en 1990 (gauche) et en 1991 (droite). (Bas) Densité potentielle moyenne (en $kg.m^{-3}$) des particules de SPMW de l'été 1990 qui sont aussi des SPMW pendant l'été 1991. Densité de ces particules en 1990 (gauche) et en 1991 (droite).

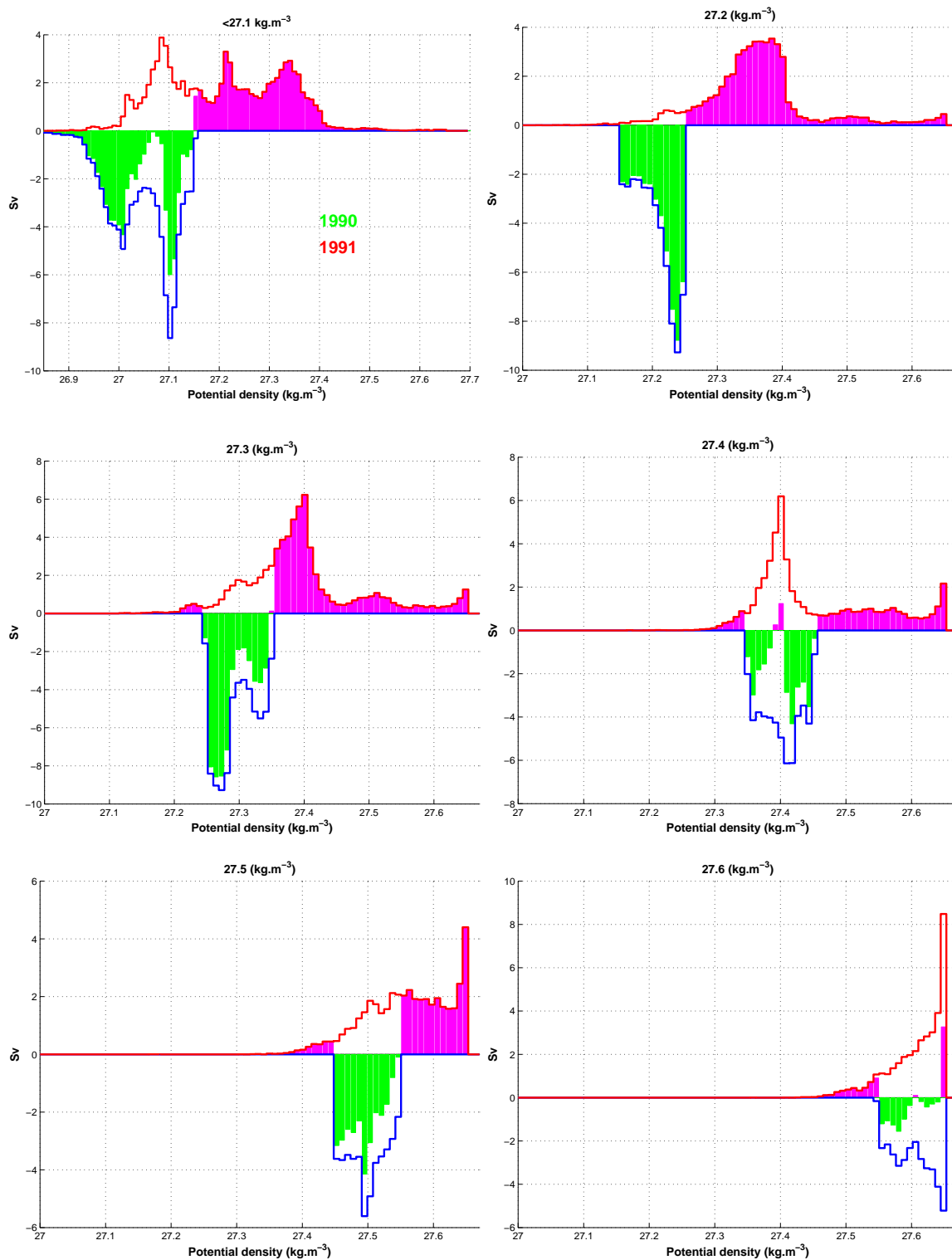


FIG. 2.17 – Histogrammes du transport associé à la gamme de densité (en $kg.m^{-3}$) des particules de SPMW de 1990 qui sont SPMW en 1991. L'escalier bleu est la densité de 1990 (transport négatif) et l'escalier rouge est la densité de 1991 (transport positif). L'histogramme vert (resp magenta) représente une différence positive entre l'escalier bleu et rouge (resp rouge et vert) et est dirigé du côté SPMW 1991 (resp 1990). Ces histogrammes permettent de visualiser la transformation des SPMW de 1990 à 1991.

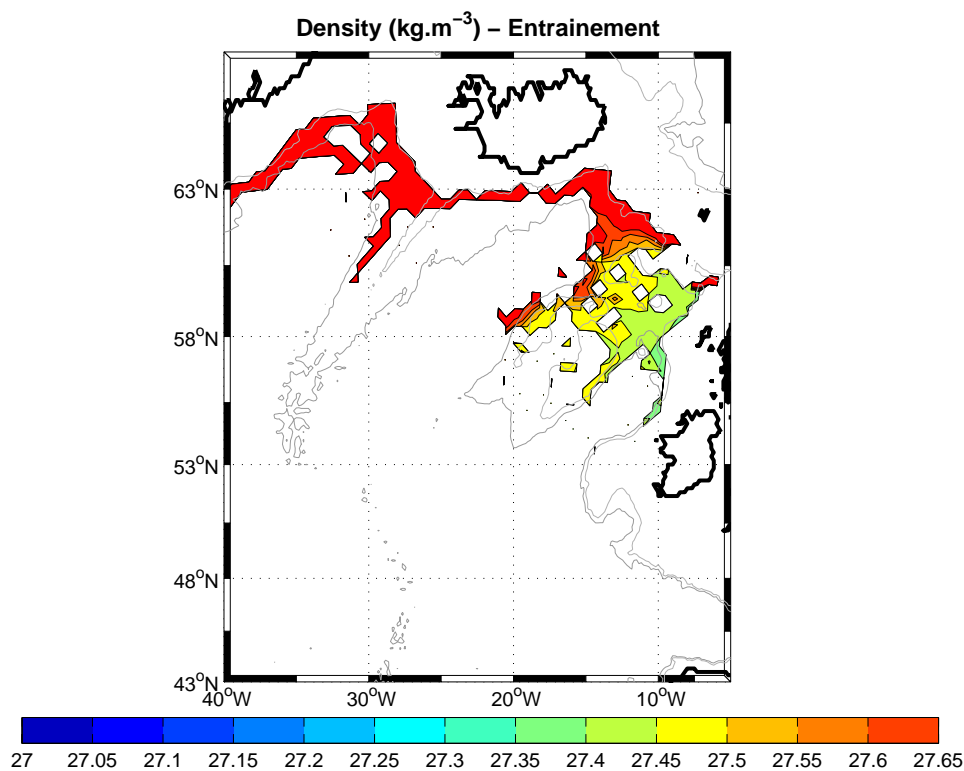


FIG. 2.18 – Densité potentielle moyenne (en kg.m^{-3}) des particules alimentant les SPMW de l'été 1990 au moment où elle sont entraînées sous la couche de SPMW.

contrainte bathymétrique est forte et potentiellement associée à des circulations d'overflow. En effet, d'après *McCartney and Talley* (1982) et *Read* (2001), ces zones sont caractérisées par des circulations d'overflow denses (ISOW et DSOW) franchissant les seuils que sont la dorsale Islande-Féroé et le détroit du Danemark et plongeant vers le fond des Bassins d'Islande et d'Irminger en entraînant avec elles une partie des SPMW. De plus on note que sur les 6.4 Sv de SPMW de 1990, 0.5 Sv quittent le domaine à une profondeur supérieure à 1000 m et 0.15 Sv à une profondeur supérieure à 1500 m. La branche profonde de la cellule méridienne de retournement étant localisée en moyenne vers 1500 m dans ORCA025-G70 (cf Fig.1.16), ces particules ont le potentiel pour faire partie de cette branche.

2.4.2 Vers les zones de convection

Dans le contexte du projet OVIDE de suivi de l'évolution de la cellule méridienne de retournement, il est intéressant de suivre plus en détail le devenir des SPMW dans les zones de convection à partir de deux expériences quantitatives supplémentaires.

La première expérience (exp.NS) consiste à ensemercer les SPMW de la section 59°N. Les trajectoires des particules sont intégrées jusqu'à ce qu'elles atteignent une des cinq sections d'arrivée (cf Fig.2.19). La première relie l'Islande à la section 59°N (section RR2).

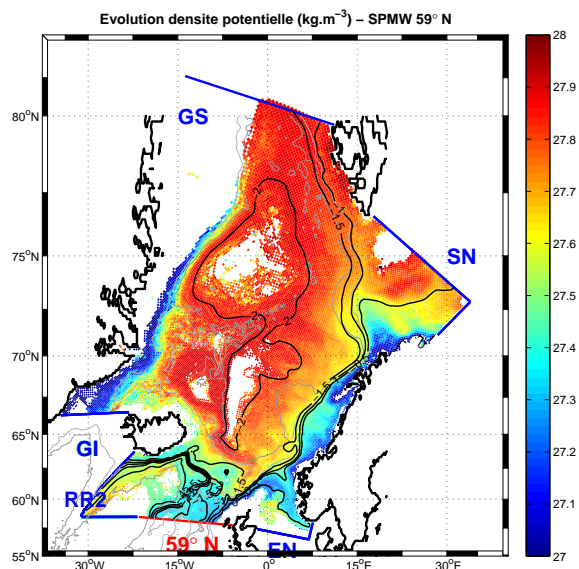


FIG. 2.19 – Densité moyenne des particules de l'exp.NS le long de leur trajectoire superposée à leur fonction de courant moyenne.

La seconde relie l'Ecosse et la Norvège (section EN) et les deux suivantes font le lien Groenland-Norvège en passant par le Spitzberg (sections GS et SN). La dernière relie le Groenland et l'Islande (section GI). Sur la Fig.2.19, la densité moyenne des particules est superposée à la fonction de courant moyenne. Plus de la moitié du transport de particules de SPMW de la section 59°N est advectée à travers la dorsale de Reykjanes. Le transport non négligeable de particules de SPMW qui traverse la dorsale Islande-Féroé provient essentiellement de la partie Est de la section 59°N. Il est associé à la branche Rockall et à la partie de la branche Est-NAC qui alimente les Mers Nordiques. Les particules se densifient rapidement en Mer de Norvège. Une partie des particules semble suivre une circulation cyclonique dans l'océan Arctique. Cette circulation permet le retour de certaines particules dans l'Est du gyre subpolaire via la dorsale Islande-Féroé et le détroit du Danemark. Au passage des seuils, leur forte densité va les faire plonger et elles feront partie des overflow ISOW et DSOW. Le long de la côte Ouest-groenlandaise, les particules perdent en densité vraisemblablement par mélange avec la glace de mer fondue (cf Fig.2.19). Une partie de ces eaux peu salées et peu denses est advectée en surface vers le Bassin d'Irminger le long de la côte Ouest-groenlandaise comme *Krauss* (1995) le déduit des observations.

La deuxième expérience (exp.LAB) consiste à ensemençer les SPMW de la section RR de l'été 1990. On intègre les trajectoires des particules jusqu'à ce qu'elles atteignent une des trois sections d'arrivée (cf Fig.2.20). La première relie le Groenland et l'Islande (section GI). La seconde relie la sortie de la Mer du Labrador à la dorsale de Reykjanes (section LAB). La troisième relie le Groenland et le Canada (section GC). Plus de 97% des

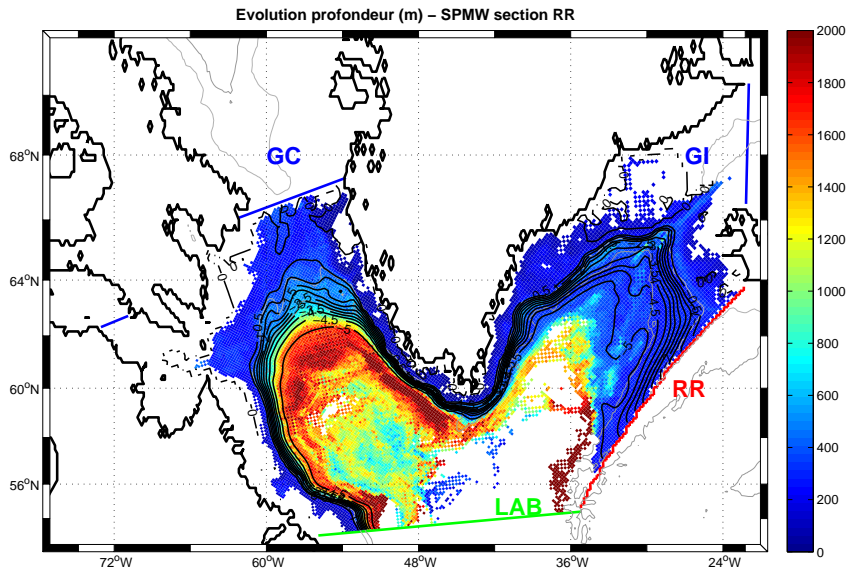


FIG. 2.20 – Profondeur moyenne des particules de l'exp.LAB le long de leur trajectoire superposée à leur fonction de courant moyenne.

particules de SPMW de la dorsale sont interceptées par la section LAB. Sur la Fig.2.20, la profondeur moyenne des particules est superposée à leur fonction de courant moyenne. En moyenne, la trajectoire des particules est cyclonique et suit les contours bathymétriques du Bassin d'Irminger et du Bassin du Labrador. 90% des particules atteignent la section LAB au bout de deux ans. Sur la Fig.2.20, les particules de SPMW s'écoulant dans les courants côtiers (East Greenland Current, West Greenland Current et Labrador Current) restent en majorité (68% du transport de SPMW) dans les 1000 premiers mètres. Les autres peuvent plonger jusqu'à 3000 m lors d'évènements de convection ou être entraînées par des courants profonds. On a vu précédemment que les profondeurs associées aux évènements de convection sont largement surestimées dans ORCA025-G70. Cette expérience donne tout de même des indications sur le comportement que sont susceptibles d'avoir les SPMW observées sur la dorsale. Une grande partie d'entre elles semble rester en surface et vouée à rejoindre le système Gulf Stream - NAC via le courant du Labrador dans le Bassin de Terre Neuve. L'autre partie plonge et rejoint le courant profond de bord Ouest qui contribue à la branche profonde de la circulation Nord Atlantique dirigée vers l'Equateur.

2.5 Conclusion

Les conclusions de ce Chapitre sont valables dans les limites du réalisme de ORCA025-G70. A partir des observations et des résultats obtenus par *McCartney and Talley* (1982), *Perez-Brunius et al.* (2004) et *Brambilla and Talley* (2008a), les SPMW apparaissent être

alimentées par les branches du NAC. L'analyse lagrangienne confirme ce schéma d'alimentation. La contribution d'un écoulement moyen d'eaux chaudes et salées d'influence méditerranéenne évoquée par *Perez-Brunius et al.* (2004) est négligeable. Les masses d'eau de l'Est du gyre subpolaire sont advectées vers le Nord-Est de la région par les branches Rockall, Est-NAC et Ouest-NAC. Comme le suggèrent *Brambilla and Talley* (2008a), les SPMW sont effectivement associées au côté chaud de ces branches (les plus épaisses étant localisées du côté chaud de la branche Est-NAC). Cependant, les différentes SPMW ne sont pas aussi indépendantes les unes des autres que le suggèrent *Brambilla and Talley* (2008a). En effet, la seule séparation nette entre les SPMW est le front formé par la branche Est-NAC, les SPMW du Rockall Trough et du Plateau de Rockall étant en contact. De plus, à partir de 61°N , la recirculation cyclonique d'une partie de la branche Est-NAC permet le contact entre les particules situées de part et d'autre de cette branche. Les propriétés des particules advectées par les branches de surface du NAC se transforment au gré des interactions océan-atmosphère par mais aussi par mélange. Les particules formant les SPMW de l'Est du gyre subpolaire dans ORCA025-G70 sont conditionnées au cours de leur advection par une dynamique de couche de mélange dont le moteur sont les flux atmosphériques comme le suggèrent *McCartney and Mauritzen* (2001) à partir d'observations. Les échelles de temps d'alimentation et d'advection des SPMW sont très courtes et rendent inconsistente la description d'un état annuel moyen des masses d'eau de surface dans la région. L'évolution continue d'une gamme de SPMW à l'autre jusqu'à l'export vers les zones de convection suggérée par *McCartney and Talley* (1982) et *Brambilla and Talley* (2008a) est une vision trop réductrice du devenir des SPMW compte tenu des échelles de temps d'advection interannuelles. En effet, une fois formées, les SPMW les plus proches des branches de circulation quittent rapidement la région pour les zones de convection profondes. Les autres sont soit entraînées sous la couche de SPMW, soit détruites (trop denses et/ou trop stratifiées), soit à nouveau des SPMW l'été suivant. Dans le dernier cas, les SPMW ont effectivement évolué vers des gammes de densité plus élevées à mesure qu'elles ont été advectées par la circulation moyenne. Le devenir des SPMW dépend donc en partie de leur position par rapport aux coeur des branches du NAC. L'entraînement en profondeur des SPMW a lieu essentiellement à proximité de la dorsale Islande-Féroé et du Détroit du Danemark ce qui suggère un entraînement par les circulations d'overflow en provenance des Mers Nordiques. A plus long terme, les SPMW sont effectivement advectées vers les zones de convection où elles se densifient rapidement. Elles sont alors des candidats à la convection profonde et des acteurs potentiels de la branche froide de la circulation thermohaline. ORCA025-G70 permet donc de raffiner la description du cycle de vie des SPMW fournie dans la littérature. On pourrait craindre que le réalisme de cette description soit limité. Cependant, les observations suggèrent des échelles de temps d'advection proches de celles du modèle malgré la surestimation de l'intensité de la circulation de surface dans

le Bassin d'Islande. De plus, les flux d'eau douce influant peu sur la transformation des propriétés des SPMW dans l'Est du gyre subpolaire, le rappel en salinité à la climatologie ne fausse pas les résultats. Par contre, cette description du cycle de vie des SPMW dans ORCA025-G70 ne prend pas en compte la variabilité interannuelle. Le Chapitre suivant va donc décrire l'impact de cette variabilité sur les SPMW.

Chapitre 3

Variabilité des SPMW

3.1 Introduction

La variabilité des couches de surface de l'Est du gyre subpolaire - et donc des SPMW - en lien avec la NAO au cours des années 1990-2000 est un sujet abordé à de nombreuses reprises dans la littérature. *Thierry et al.* (2008) décrivent en détail la variabilité interannuelle d'une SPMW localisée sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes sur la période 1990-2006. A partir du shift NAO de 1996, la SPMW devient brutalement plus chaude, plus salée, moins dense et moins épaisse. De même *Johnson and Gruber* (2007) observent que les SPMW du Bassin d'Islande à 20°W sont plus chaudes, plus salées et plus légères en 2003 qu'en 1993. *Bersch* (2002), *Holliday* (2003) et *Bersch et al.* (2007) décrivent une variabilité similaire pour les couches de surface à l'Ouest du Bassin d'Islande et dans le Rockall Trough. D'après *Johnson and Gruber* (2007), la baisse de densité des eaux de surface et intermédiaires de l'Est du gyre subpolaire après le shift NAO entraînerait un approfondissement des isopycnes et une augmentation de la stratification et donc de la vorticité potentielle à la base des SPMW (Fig.11.b de *Johnson and Gruber* (2007)) et donc un affaiblissement de la ventilation de la pycnocline permanente (la limite profonde de la couche de SPMW). La variabilité interannuelle du profil moyen de vorticité potentielle sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes (dans la zone 57.5-59.5°N / 28.5-31.5°W définie par *Thierry et al.* (2008)) est repr sent e sur la Fig.3.1. De 1990/1995 à 1997/2006, l'épaisseur de la couche de SPMW diminue de près de 200 m (cf. Fig.10) et la vorticité potentielle à la base de la couche de mélange augmente comme le décrivent *Johnson and Gruber* (2007)   20°W. Cette tendance touche l'ensemble du Bassin d'Islande. D'après *Thierry et al.* (2008), les flux air-mer locaux ne peuvent expliquer cette variabilité. Ils suggèrent que la variabilité de la SPMW de la dorsale de Reykjanes est potentiellement li e aux modifications de la dynamique du gyre subpolaire. *Hakkinen and Rhines* (2004) utilisent le premier EOF de hauteur de mer altimétrique comme indicateur de l'intensité de la circulation en gyre dans l'Atlantique Nord. L'EOF estimé dans le Chapitre 1 reproduit le signal spatio-temporel de *Hakkinen and*

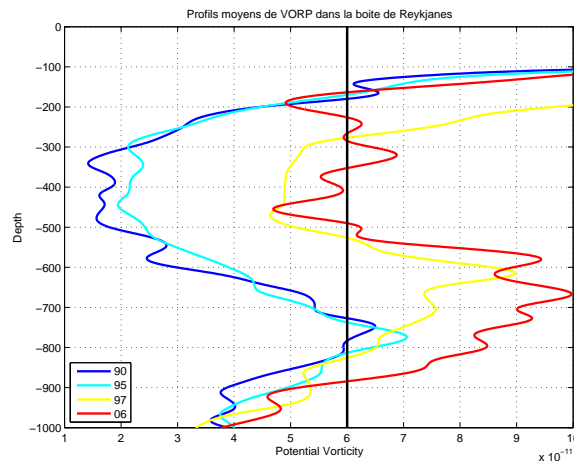


FIG. 3.1 – Profils annuels moyens de vorticité potentielle (en $m^{-1}.s^{-1}$) dans la boîte 57.5-59.5°N / 28.5-31.5°O définie par *Thierry et al.* (2008) pour les années 1990 (bleu foncé), 1995 (bleu clair), 1997 (jaune) et 2006 (rouge). Le critère à $6 \times 10^{-11} m^{-1}.s^{-1}$ de détection des SPMWs est tracé en noir.

Rhines (2004) (cf Fig.1.6) et indique un affaiblissement de l'intensité du gyre subpolaire de la période NAO positive de 1992-1995 à la période post-shift NAO (1996-2006). A partir d'une simulation numérique, *Hatun et al.* (2005) observent cet affaiblissement du gyre subpolaire et ajoutent qu'il serait associé au déplacement vers le Nord-Ouest du front subarctique permettant aux eaux chaudes, salées et peu denses d'origine subtropicale d'envahir l'Est du gyre subpolaire et d'influer sur les propriétés des couches de surface. A la lumière de ces travaux, *Bersch et al.* (2007), *Johnson and Gruber* (2007) et *Thierry et al.* (2008) suggèrent donc que le déplacement du front subarctique au moment du shift NAO est un acteur important de cette variabilité. *Thierry et al.* (2008) concluent d'ailleurs que la variabilité de la SPMW de la dorsale de Reykjanes est probablement directement liée aux modifications de la dynamique océanique résultant de la variabilité de l'indice NAO. En effet, ces modifications de la circulation induiraient une variation de la contribution relative des eaux d'origine subtropicale et des eaux d'origine subpolaire dans le Bassin d'Islande influençant les couches de surface.

Dans le Chapitre 1, on observe que la simulation ORCA025-G70 reproduit correctement la circulation horizontale du gyre subpolaire et sa variabilité de 1992 à 2004 (cf Fig.1.26), la répartition des SPMW dans l'Est du gyre subpolaire ainsi que la variabilité sur la période 1990-2006 de la SPMW observée sur la dorsale de Reykjanes par *Thierry et al.* (2008). Ce chapitre vise à répondre à plusieurs questions à partir des champs ORCA025-G70 et de l'analyse lagrangienne : le signal de variabilité des SPMW et de l'intensité du gyre observé dans les années 1990-2000 fait-il partie d'un cycle décennal ou d'une tendance à plus long terme ? ce signal coïncide-t-il avec les événements NAO intenses sur la période de la simu-

lation? observe-t-on des déplacements du front subarctique dans ORCA025-G70? si oui, coïncident-ils avec les signaux de variabilité précédents? reflètent-ils une variabilité globale de la structure de la dynamique océanique du gyre subpolaire? quels sont les mécanismes dirigeant la variabilité des couches de surface de l'Est du gyre subpolaire sur la période de la simulation? sont-ce uniquement les modifications de la dynamique océanique résultant de la variabilité de l'indice NAO comme le suggèrent *Thierry et al.* (2008) pour les années 1990-2000? ou bien les flux atmosphériques jouent-ils un rôle important? enfin, comment les résultats obtenus à partir de ORCA025-G70 se comparent-ils aux observations? En résumé, on cherche à décrire les liens entre variabilité atmosphérique, variabilité de la dynamique océanique et variabilité des propriétés des masses d'eau de surface dans l'Est du gyre subpolaire sur les cinquante dernières années.

Pour répondre à ces questions, ce chapitre est divisé en deux parties. La première partie met en évidence le signal de variabilité des couches de surface, des SPMW et de la dynamique océanique dans ORCA025-G70 depuis le début des années 1960 jusqu'à la fin des années 1990. On vérifie que ce signal est conforme aux observations en particulier au cours des années 1990 qui sont particulièrement bien documentées dans la littérature. Cette partie permet de plus d'identifier les mécanismes de la variabilité dans l'Est du gyre subpolaire. Dans la seconde partie, l'analyse lagrangienne permet de situer ces mécanismes dans un contexte de variabilité pluriannuelle de l'influence relative des gyres subpolaire et subtropical dans l'Est du gyre subpolaire.

3.2 La variabilité dans ORCA025-G70

3.2.1 Variabilité des SPMW

Curry and McCartney (2001) observent que les SPMW de l'Atlantique Nord se sont refroidies et désalinisées sur une décennie des années 1960 aux années 1970 lors de la transition NAO négative (1962-1971)/ NAO positive (1972-1976). Du début à la fin des années 1990, *Bersch* (2002), *Holliday* (2003) et *Johnson and Gruber* (2007) observent une tendance non linéaire au réchauffement, à la salinisation et à la perte de densité des couches de surface suite au shift NAO de 1996. La variabilité dans ORCA025-G70 de la distribution spatiale des SPMW (en densité) lors de ces transitions (1966-1975 et 1990-1999) est représentée sur la Fig.3.2. La forte contrainte exercée par les contours bathymétriques sur la distribution spatiale des gammes de SPMW est visible quelle que soit la période considérée. Les SPMW sont localisées dans le Bassin d'Islande, sur le Plateau de Rockall et dans le Rockall Trough. Elles recouvrent la dorsale de Reykjanes et pénètrent plus ou moins loin dans le Bassin d'Irminger. De 1966 (phase NAO négative) à 1975 (phase NAO positive), la variation de volume de SPMW est frappante. En effet, les SPMW présentes dans le Bassin d'Irminger et le centre du Bassin d'Islande au Nord de 60°N en 1966 ont disparu en 1975.

Par contre la densité des SPMW varie peu dans l'ensemble de la région. Elle augmente faiblement sur la dorsale de Reykjanes et stagne sur le Plateau de Rockall. Le comportement de la température et de la salinité sur la Fig.3.3 expliquent cette faible variabilité. De 1966 à 1975, les SPMW se refroidissent et se désalinisent sensiblement (respectivement de plus de 1°C et 0.1) dans tout l'Est du gyre subpolaire. La variabilité en salinité est telle qu'elle compense le refroidissement expliquant la faible variabilité en densité. De 1990 (phase NAO positive) à 1999 (phase post-shift NAO), la densité des SPMW diminue d'au moins 0.1 kg.m^{-3} dans toute la région. En 1999, les SPMW localisées au centre du Bassin d'Islande en 1990 ont disparu et de nouvelles SPMW ont investi le Bassin d'Irminger. La section en vorticité potentielle traversant l'Est du gyre subpolaire vers 62°N de la Fig3.4 permet de visualiser les raisons de la présence ou de l'absence de SPMW dans le centre du Bassin d'Islande et dans le Bassin d'Irminger. En 1966, la couche de faible vorticité potentielle est bien délimitée par la thermocline saisonnière et la thermocline permanente (entre 100 et 500 m de profondeur) dans tout le Bassin d'Islande. Dans le Bassin d'Irminger, la thermocline permanente est moins marquée mais sépare tout de même une couche de SPMW de la LSW. En 1975, la thermocline permanente a disparu en même temps que les SPMW dans le centre du Bassin d'Irminger. Dans le Bassin d'Islande la couche de SPMW est discontinue (il y a des eaux très stratifiées vers 14°W) et plus fine du fait d'une thermocline permanente moins profonde qu'en 1966. En 1990, il n'y a plus de SPMW dans le Bassin d'Irminger. Par contre la couche de SPMW du Bassin d'Islande est continue et épaisse avec une thermocline permanente profonde et moins intense qu'en 1966 et 1975. En 1999, la thermocline permanente est intense et peu profonde dans le Bassin d'Islande. Plus au Sud, la stratification est telle qu'elle ne permet pas la présence de SPMW au centre du Bassin d'Islande (cf Fig.3.2). La thermocline permanente fait son retour dans le Bassin d'Irminger jusqu'à 34°W où elle sépare la couche de SPMW des couches de LSW. Cette invasion de l'Ouest du Bassin d'Irminger est observée entre 1992 et 2004 sur les sections A01E et OVIDE (cf Introduction Fig.9). Ceci montre que la distribution spatiale des SPMW sur la dorsale de Reykjanes ne se limite pas toujours au flanc Est de la dorsale.

La SPMW observée sur le flanc Est de la dorsale par *Thierry et al.* (2008) est présente des années 1960 jusqu'aux années 2000 (cf Fig.3.2). La variabilité interannuelle de ses propriétés sur toute la durée de la simulation est représentée sur la Fig.3.5. Les valeurs moyennes des propriétés de cette SPMW sont très proches de celles des données sur la période 1990-2004 sauf pour l'épaisseur qui est largement sous-estimée dans ORCA025-G70. Dans le Chapitre 1 (cf Fig.1.26), la variabilité de cette SPMW dans ORCA025-G70 s'est avérée similaire à celle observée par *Thierry et al.* (2008) sur la période 1990-2004 avec une perte de densité, un réchauffement et une salinisation au passage du shift NAO de 1996. Sur toute la période de la simulation, il semble qu'il y ait une variabilité décennale particulièrement visible sur les tracés de température et salinité. Ainsi dans les années 1960,

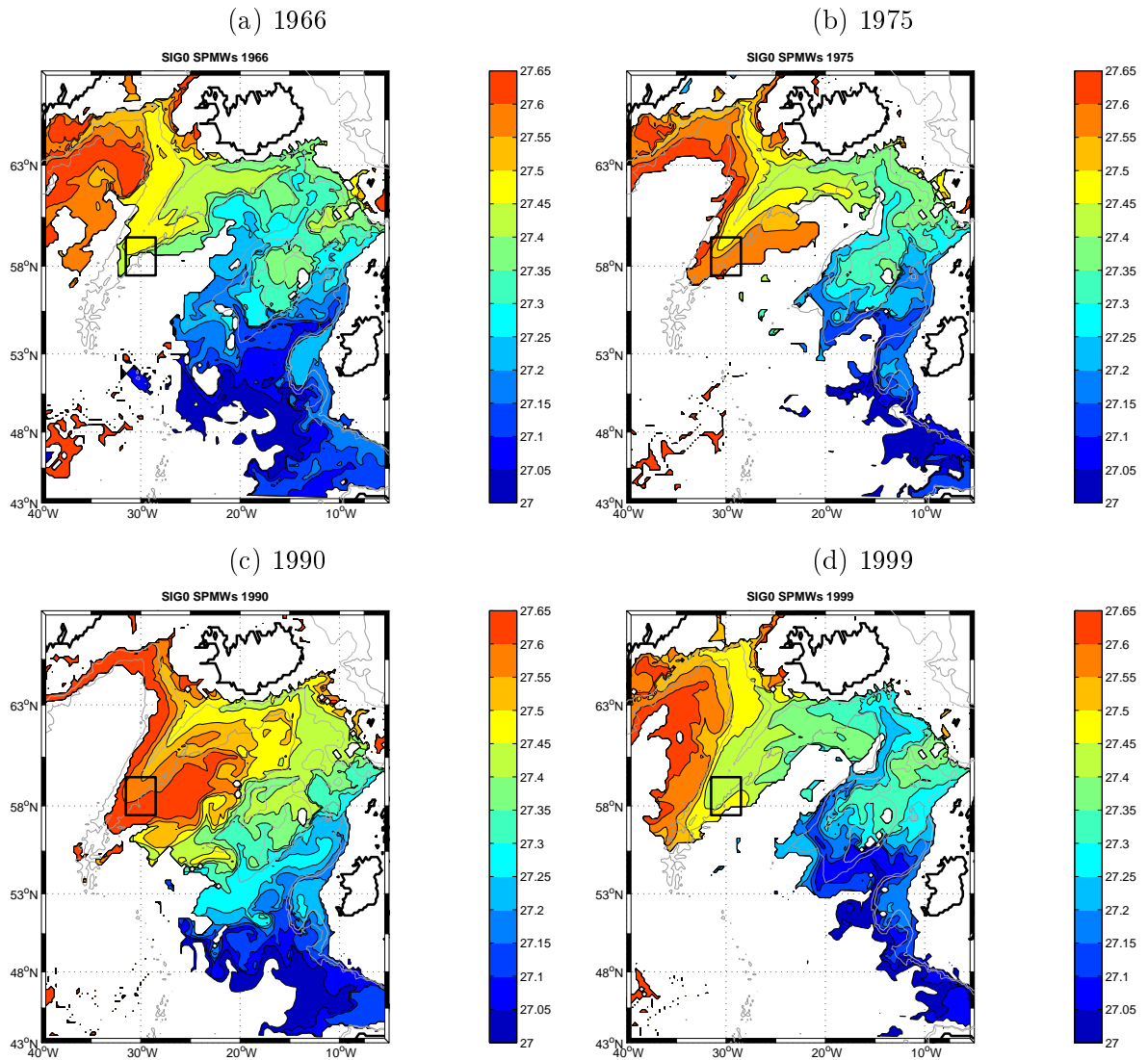


FIG. 3.2 – Densité potentielle (en $kg.m^{-3}$) dans le coeur des SPMW (au minimum de vorticité potentielle) en été dans l'Est du gyre subpolaire en 1966 (a), 1975 (b), 1990 (c) et 1999 (d) à partir des sorties de ORCA025-G70. La boîte noire est celle utilisée dans *Thierry et al.* (2008) pour échantillonner les SPMW du flanc Est de la dorsale de Reykjanes.

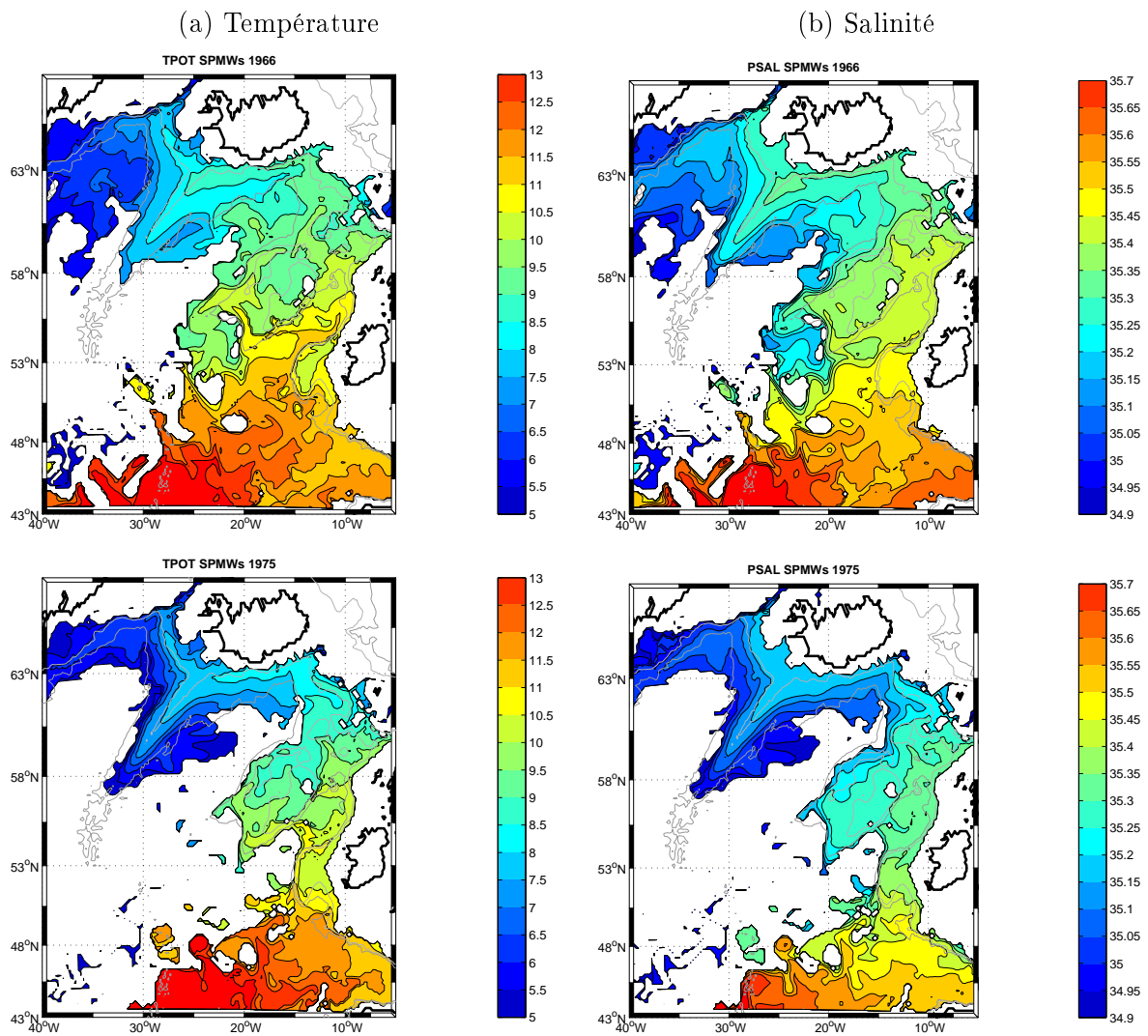


FIG. 3.3 – Température potentielle (en °C, a) et salinité (b) dans le coeur des SPMW en été dans l'Est du gyre subpolaire en 1966 (haut) et 1975 (bas) à partir des sorties de ORCA025-G70.

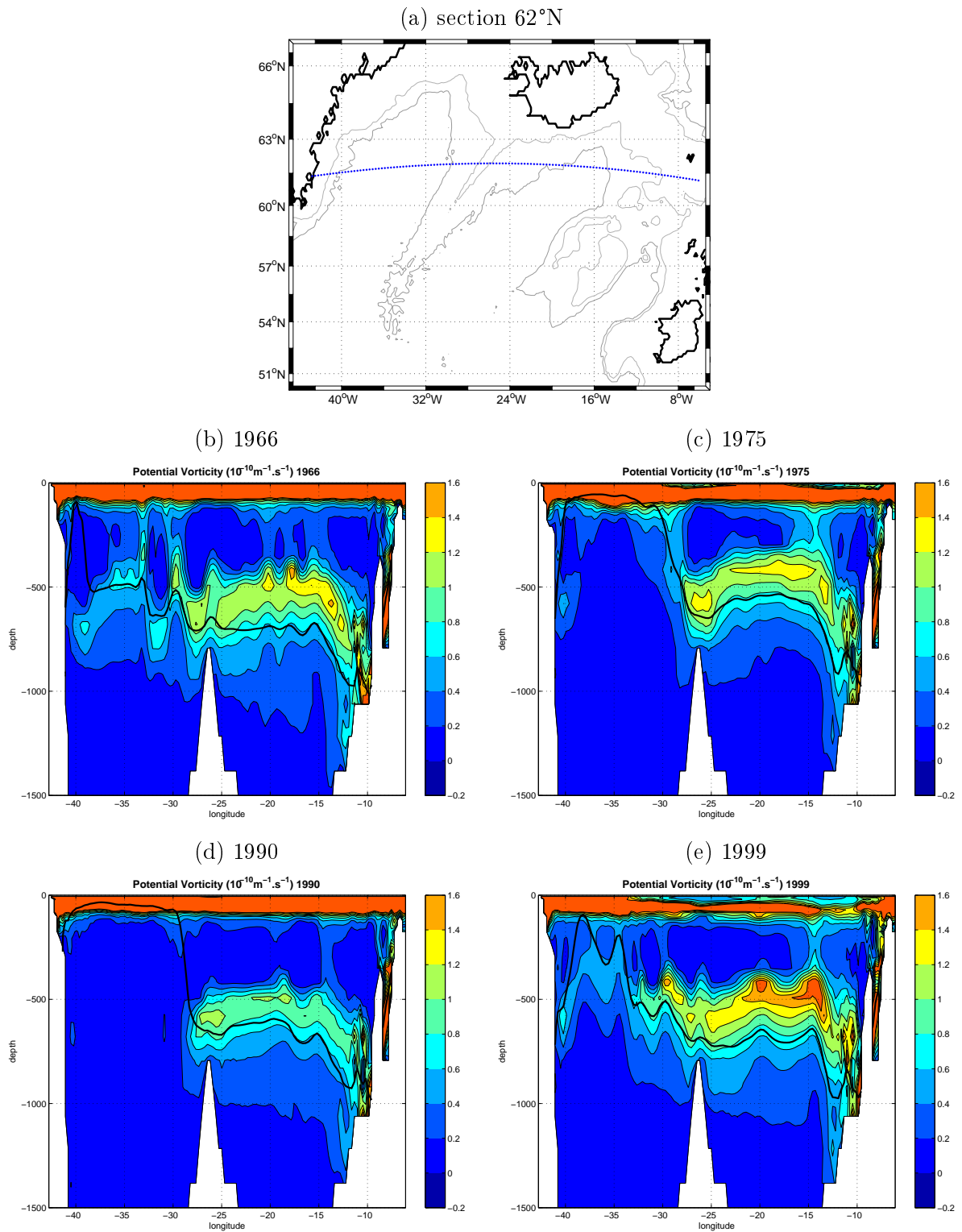


FIG. 3.4 – Section verticale de vorticité potentielle (en $\times 10^{-11} m^{-1}.s^{-1}$) vers 62°N reliant le Groenland à l'Ecosse (a) en été 1966 (b), 1975 (c), 1990 (d) et 1999 (e). Le contour épais noir est l'isopycne $27.65 kg.m^{-3}$ soit la limite entre couche de surface et LSW.

la SPMW est particulièrement chaude et salée avec un pic en 1963-1964. A partir de là, la SPMW se refroidit et se désalinise jusqu'en 1975. De 1975 à 1985 (voire 1990), il n'y a pas de tendance claire. La variabilité interannuelle peut-être très importante. A partir de la fin des années 1980 et surtout de 1990, la SPMW se réchauffe et se salinise rapidement jusqu'en 2004. Le passage du shift NAO de 1996, est notamment marqué par un saut de température de la SPMW (cf Fig.3.5). Dans ORCA025-G70, cette variabilité ne se réduit pas à la région de la dorsale mais est globalement similaire dans le Bassin d'Islande, sur le Plateau de Rockall et dans le Rockall Trough. A partir de données historiques, *Lozier and Stewart* (2008) observent d'ailleurs ce même type de variabilité dans les mesures de salinité des couches de surface du Rockall Trough sur la période 1950-1994 avec une désalinisation de 1965 à 1975 et une période sans véritable tendance de 1975 à 1994. La variabilité des propriétés des SPMW de l'Est du gyre subpolaire dans ORCA025-G70 présente donc de nombreuses analogies avec les observations.

3.2.2 Variabilité de l'intensité des gyres.

La variabilité des SPMW dans ORCA025-G70 s'avérant assez proche de celle des observations, on s'intéresse à la variabilité de la dynamique océanique dans les couches de surface. L'indicateur de l'intensité du gyre subpolaire est calculé à partir des hauteurs de mer ORCA025-G70 dans une boîte couvrant la zone 35-68°N/0-60°W sur la période de la simulation. La méthode est identique à celle utilisée pour l'altimétrie dans le Chapitre 1 et on a vérifié dans la section 1.3.1 que le calcul à partir des champs ORCA025-G70 des années 1992-2004 donne un résultat similaire à l'altimétrie (cf Fig.1.15). La structure spatiale du premier EOF de hauteur de mer et sa composante principale associée sont représentées sur la Fig.3.6. La structure spatiale est très marquée par la contrainte topographique notamment à proximité de la MAR et dans les Bassins d'Islande et d'Irminger. Les anomalies de hauteur de mer négatives sont confinées essentiellement à l'Ouest de la MAR et au Nord de 47°N. Elles sont maximales en Mer du Labrador et dans le Bassin d'Irminger. Elles ne traversent la MAR qu'au niveau de la dorsale de Reykjanes pour atteindre le Nord et l'entrée Sud du Bassin d'Islande. Les anomalies positives sont localisées à l'intérieur et au Sud du système Gulf Stream-NAC (marqué par de forts gradients vers 45°N/50°W et 52°N/30°W séparant le gyre subpolaire des zones subtropicales). Ces anomalies atteignent l'entrée du Bassin d'Islande en longeant le Plateau de Rockall et bifurquent vers le Sud-Ouest le long de la dorsale. La composante principale de l'EOF indique la variabilité de l'intensité des gradients d'anomalies et donc l'intensité du gyre subpolaire (cf Fig.3.6) et coïncide à plusieurs reprises avec la variabilité NAO pluriannuelle. Des années 1960 aux années 1970, à mesure que la NAO passe en phase positive, la composante principale augmente sensiblement indiquant une intensification du gyre subpolaire. Elle diminue en même temps que l'indice NAO jusqu'au début des années 1980 puis augmente par paliers (alors

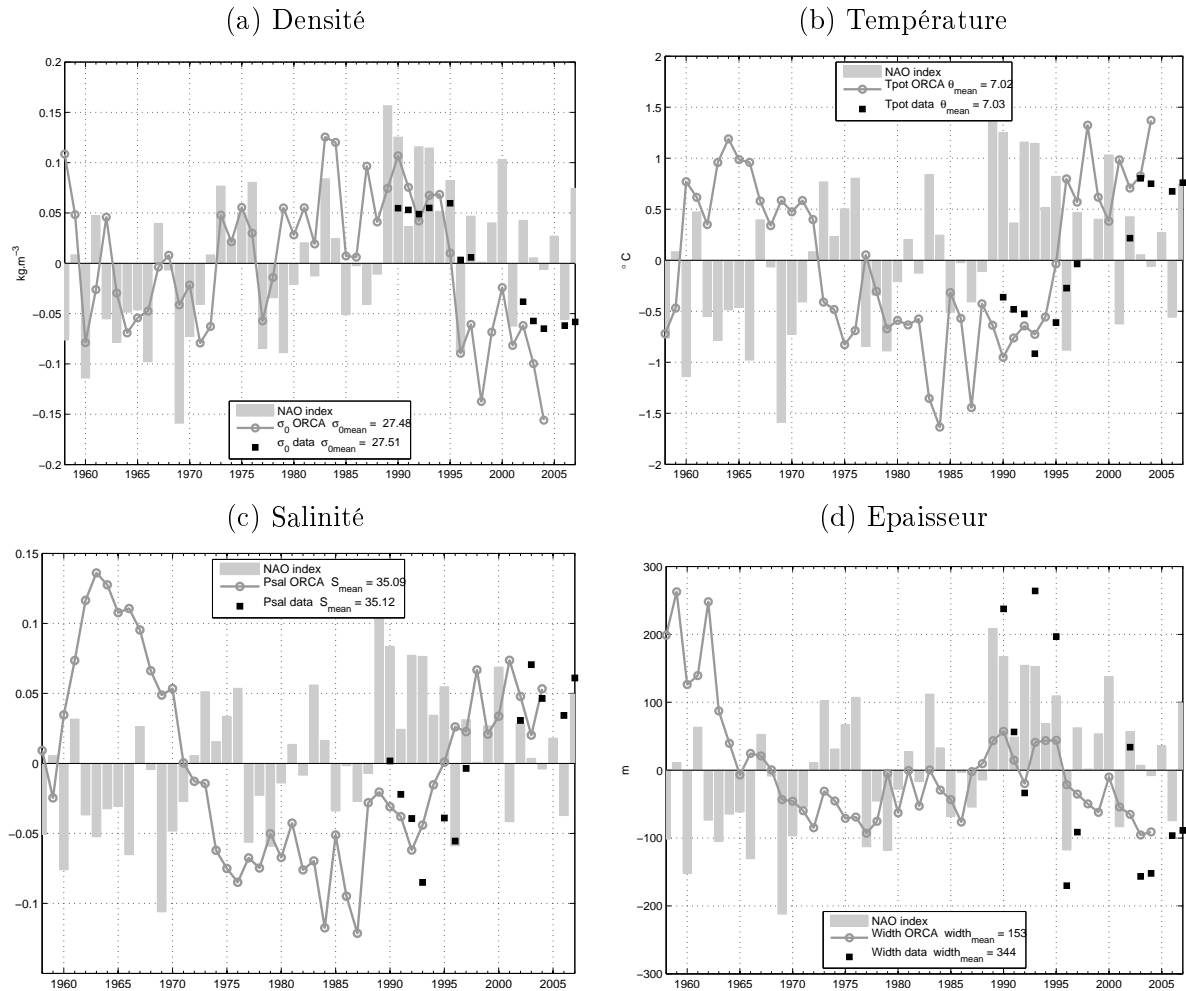


FIG. 3.5 – Evolution interannuelle des anomalies de propriétés (densité potentielle (a) , température potentielle (b), salinité (c), épaisseur (d)) du coeur de la SPMW observée sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes par *Thierry et al.* (2008) (dans la boîte noire de la Fig.3.2). Les valeurs moyennes issues des observations et de la simulation sont respectivement : 27.51 et 27.48 kg.m^{-3} en densité potentielle, 7.03 et 7.02°C en température potentielle, 35.12 et 35.09 en salinité, et 344 et 153m en épaisseur. Les propriétés issues de ORCA025-G70 sont tracées en gris sur la période 1958-2004. Les carrés noirs sont les propriétés observées dans les données hydrographiques pour la période 1990-2007. Les barres gris clair représentent l'indice NAO pour la période ORCA025-G70.

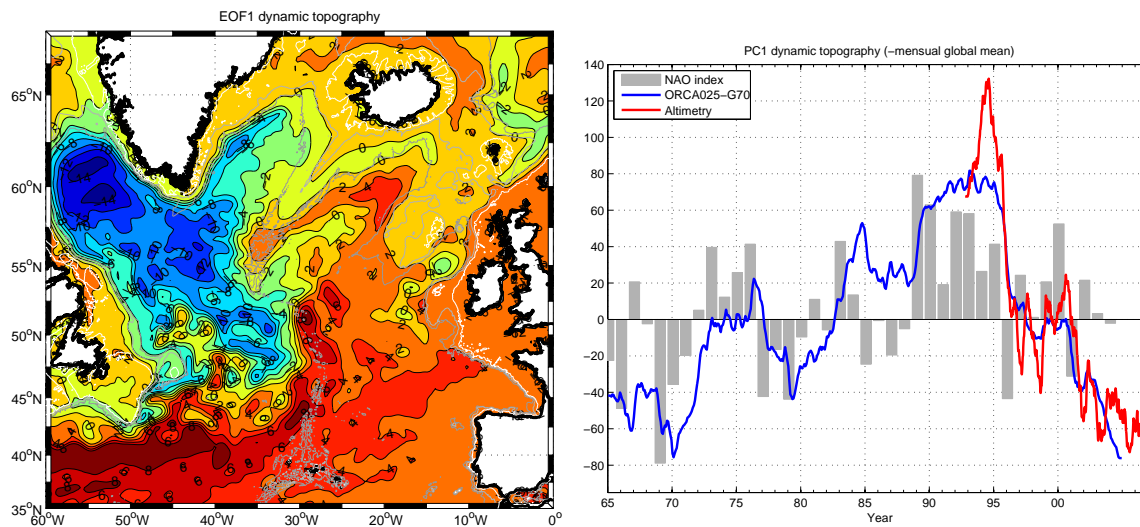


FIG. 3.6 – (Gauche) Premier EOF de hauteur de mer ORCA025-G70. Les contours d'anomalies de SSH sont sans unité. (Droite) Evolution temporelle de la composante principale associée (en bleu) superposée à l'indice NAO (barres grises) et la composante équivalente calculée avec les données altimétriques (en rouge).

que l'indice NAO est fluctuant) pour atteindre un maximum au début des années 1990 (le début de d'une période NAO positive stable). A partir de là, la variabilité de l'intensité du gyre est très similaire à celle observée à partir de l'altimétrie. De 1989 à 1995 (phase NAO positive), le gyre s'intensifie puis à partir du shift NAO de 1995-1996 et jusqu'en 2004 le gyre s'affaiblit.

A partir du modèle MICOM, *Hatun et al.* (2005) a réalisé un calcul proche de celui de *Hakkinen and Rhines* (2004) sur la période 1960-2003 et reproduisant un signal identique à l'atimétrie sur la période 1992-2003. Le signal de la composante principale de *Hatun et al.* (2005) est proche de la Fig.3.6. De plus, *Hatun et al.* (2005) montre que, dans MICOM, l'affaiblissement de l'intensité du gyre au cours des années 1990 est accompagné d'une modification de la distribution spatiale des masses d'eau dans l'Est du gyre subpolaire visible dans la salinité des couches de surface (cf Fig.12). A partir des champs de température ORCA025-G70, un indicateur similaire est calculé pour visualiser les effets accompagnant l'intensification du gyre des années 1960 à 1970 et l'affaiblissement des années 1990 (cf Figs.3.7 et 3.8). Le champ de température est moyenné dans la couche de surface et dans la couche de SPMW respectivement délimitées par les isopycnes 27.38 kg.m^{-3} (*Hatun et al.*, 2005) et 27.5 kg.m^{-3} . Trois isothermes sont sélectionnées comme indicateurs de la répartition spatiale des contributions subpolaire et subtropicale. De 1966 à 1975, alors que le gyre s'intensifie, l'évolution des isothermes suggère que les eaux chaudes d'origine subtropicales quittent la dorsale de Reykjanes et se réfugient sur le Plateau de Rockall. Par conséquent, les eaux froides d'origine subpolaire, absentes du Bassin d'Islande en 1966, l'investissent

alors par le Sud en 1975. De 1990 à 1999, alors que le gyre s'affaiblit suite au shift NAO de 1996, les isothermes suggèrent que les eaux subtropicales investissent la partie Est et Nord du Bassin d'Islande influençant indirectement toute la dorsale de Reykjanes et une partie du Bassin d'Irminger. Ces mouvements de masses d'eau (cf Figs.3.7 et 3.8) semblent contraints par les contours bathymétriques du Bassin. Les eaux subpolaires localisées dans la partie Sud du Bassin d'Islande se retirent alors à l'Ouest de la dorsale de Reykjanes.

Les propriétés des couches de surface mesurées dans le Bassin d'Islande et dans le Rockall Trough (*Bersch, 2002; Holliday, 2003; Johnson and Gruber, 2007; Thierry et al., 2008*) au cours des années 1990 sont en accord avec cette évolution de la distribution spatiale des masses d'eau. *Hatun et al. (2005)* suggèrent que c'est cette évolution et les variations de hauteur de mer qu'elle induit que décrit l'indicateur de l'intensité du gyre subpolaire. En effet, lorsque les eaux chaudes et salées (resp. froides et peu salées) remplacent les eaux froides et peu salées (resp. chaudes et salées) dans les Bassins d'Islande et d'Irminger, la hauteur de mer augmente (resp diminue) par dilatation thermique (resp. contraction) affaiblissant (resp. renforçant) le gradient horizontal de pression et donc la circulation cyclonique du gyre subpolaire. Si on suit la logique de *Hatun et al. (2005)*, le premier EOF de hauteur de mer est à la fois un indicateur de l'intensité du gyre mais aussi de sa forme et notamment de la position de sa frontière Est qu'est le front subarctique. Ainsi les comportements décrits sur les Figs.3.7 et 3.8 suggèrent qu'un affaiblissement du gyre serait associé à un déplacement du front vers l'Ouest confinant les eaux subpolaires à l'Ouest de la MAR et permettant aux eaux subtropicales d'influencer le Bassin d'Islande, la dorsale de Reykjanes et une partie du Bassin d'Irminger. Au contraire, une intensification du gyre subpolaire serait accompagné d'un déplacement du front subarctique vers l'Est permettant aux eaux subpolaires transportées par le NAC d'influencer le Bassin d'Islande par le Sud. Cependant, jusqu'ici, rien ne prouve que, dans ORCA025-G70, le front subarctique s'est réellement déplacé et que ce sont ces éventuels déplacements qui expliquent la variabilité des propriétés des couches de surface des Figs.3.7 et 3.8.

3.2.3 La position du front subarctique

Le déplacement du front subarctique est une hypothèse fréquemment avancée dans la littérature pour expliquer la variabilité des couches de surface de l'Est du gyre subpolaire. Cependant elle n'a jamais vraiment été démontrée. De même la notion de front subarctique dans l'Est du gyre subpolaire est mal définie. En effet, *Talley (1999a)* localise ce front dans le centre du Bassin d'Islande puis *Brambilla and Talley (2008a)* le repositionnent sur le flanc Ouest du Plateau de Rockall. Les travaux de *Bersch et al. (2007)* et *Sarafanov et al. (2008)* (entre autres) considèrent plutôt un front localisé sur le flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes dans le courant d'Irminger. Cette section vise à observer les éventuelles modifications de la dynamique de surface dans l'Est du gyre subpolaire qui pourraient indiquer

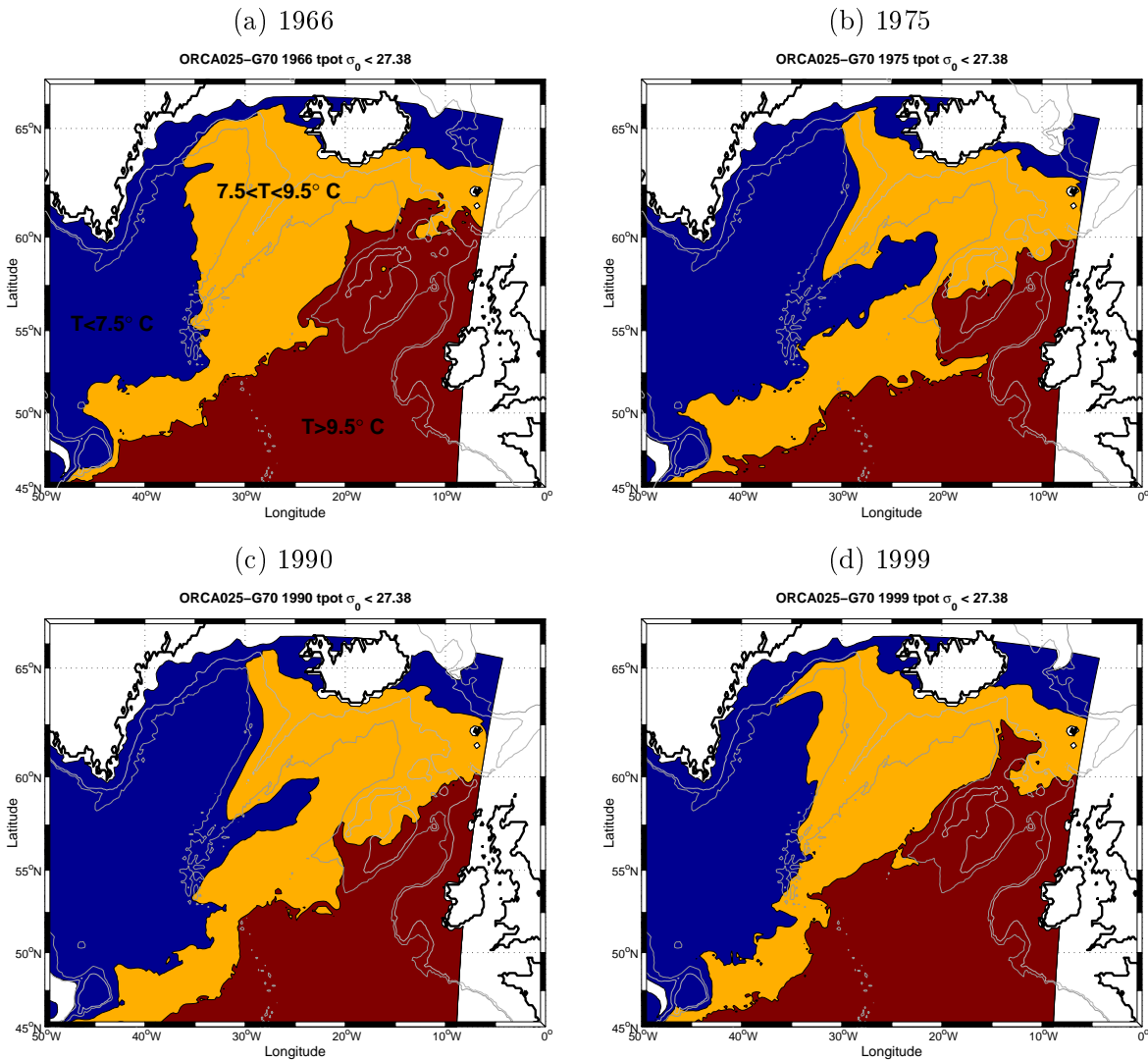


FIG. 3.7 – Contours de température moyenne ORCA025-G70 (en °C) dans la couche de surface ($\sigma_0 \leq 27.38 \text{ kg.m}^{-3}$) en 1966 (a), 1975 (b), 1990 (c) et 1999 (d). La zone rouge bordeaux représente les eaux chaudes d'origine subtropicale ($T > 9.5^\circ\text{C}$), la zone bleue les eaux froides d'origine subpolaires ($T < 7.5^\circ\text{C}$) et la zone jaune est une zone mixte ($7.5 \leq T \leq 9.5^\circ\text{C}$).

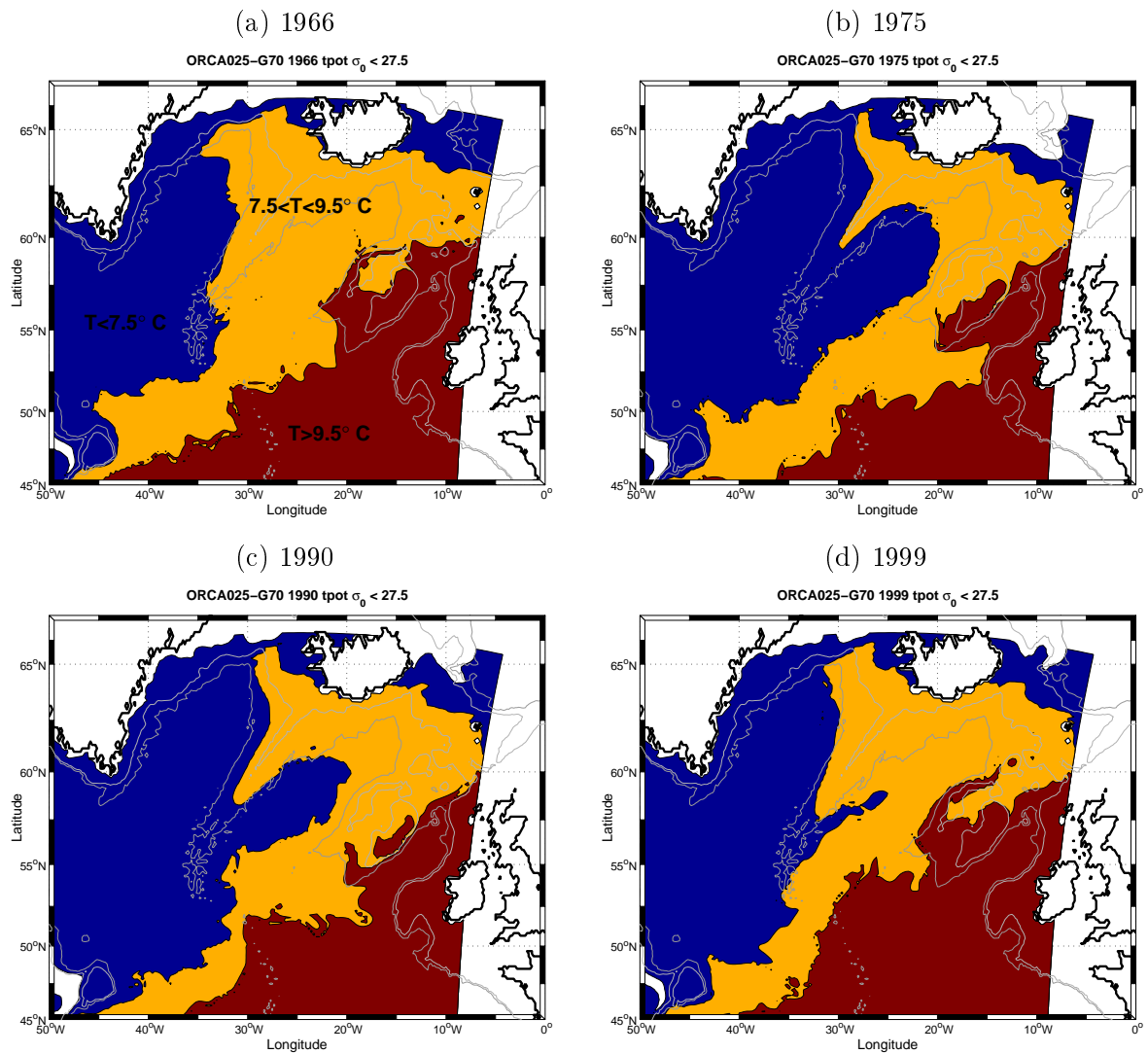


FIG. 3.8 – Comme la Fig.3.7 dans la couche de densité $\sigma_0 \leq 27.5 \text{ kg.m}^{-3}$.

le déplacement du front subarctique en lien avec la NAO et l'intensité du gyre subpolaire dans ORCA025-G70 depuis le début des années 1960. D'après les contours de température des Figs.3.7 et 3.8, la variabilité de la NAO et celle de l'intensité du gyre subpolaire dans ORCA025-G70 induiraient un déplacement zonal du front subarctique réglemant l'influence relative des eaux subpolaires et subtropicales sur l'Est du gyre subpolaire. Dans la littérature, les déplacements du front subarctique sont repérés en surface ou en subsurface grâce à un critère de salinité (*Hatun et al.*, 2005; *Lozier and Stewart*, 2008; *Sarafanov et al.*, 2008) ou en température (*Flatau et al.*, 2003). En se basant sur la température, la variabilité de la distribution spatiale des masses d'eau semble particulièrement visible vers 58-59°N sur les Fig.3.7 et 3.8.

On trace donc les sections de température de 1966-1975-1990-1999 (cf Figs.3.9 et 3.10) traversant le Plateau de Rockall et le Bassin d'Islande à cette latitude à partir des sorties annuelles ORCA025-G70 et de l'atlas climatologique WOD04 (World Ocean Database 2004, *Levitus and Boyer* (2005)). La section de vitesse méridienne ORCA025-G70 est aussi représentée pour vérifier que le déplacement des isothermes est associé à une modification de la structure spatiale de l'écoulement vers le Nord dans l'Est du gyre subpolaire. Dans ORCA025-G70, le resserrement des isothermes indique l'existence de deux branches de courant intenses vers le Nord : la première, la plus intense, est la branche Est-NAC localisée sur le flanc Ouest du Plateau de Rockall vers 19-20°W, et la seconde est le courant d'Irminger localisé sur le flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes. Dans le champ de température WOD04, la position des isothermes ne reflète qu'un écoulement général vers le Nord. Ces différences sont largement dues au lissage associé à la création du champ climatologique WOD04, mais aussi en partie à la contrainte bathymétrique accentuée exercée par le Plateau de Rockall et la dorsale de Reykjanes dans ORCA025-G70. On utilise dans la suite l'isotherme 8°C comme indicateur de la distribution relative des eaux chaudes et froides dans les couches de surface à 58°N. Dans ORCA025-G70, cette isotherme coïncide avec le coeur de la branche Est-NAC (vers 20°W) en profondeur (sous les 300 m) et la variabilité de sa position dans les 200-300 premiers mètres est très marquée. Dans la WOD04, cette variabilité est homogène sur les 500 premiers mètres pour les raisons évoquées précédemment. La longitude à laquelle l'isotherme 8°C intersecte l'isobathe 200 m sert ici d'indicateur de la variabilité interannuelle de la distribution des masses d'eau dans les champs ORCA025-G70 et WOD04 (cf Fig.3.11). La variabilité de cette longitude est très similaire dans WOD04 et ORCA025-G70.

De 1965 à 1975, alors que le gyre s'intensifie, l'isotherme 8°C se déplace vers l'Est. Les eaux chaudes présentes dans le Bassin d'Islande (entre 20 et 30°W) en 1966, aussi bien dans ORCA025-G70 que dans WOD04, sont confinées sur le Plateau de Rockall en 1975 (en majorité à l'Est de 20°W, cf Fig.3.9). De 1966 à 1975, les masses d'eau localisées sur le Plateau de Rockall (à l'Est de 20°W) et dans le Bassin d'Islande se sont refroidies

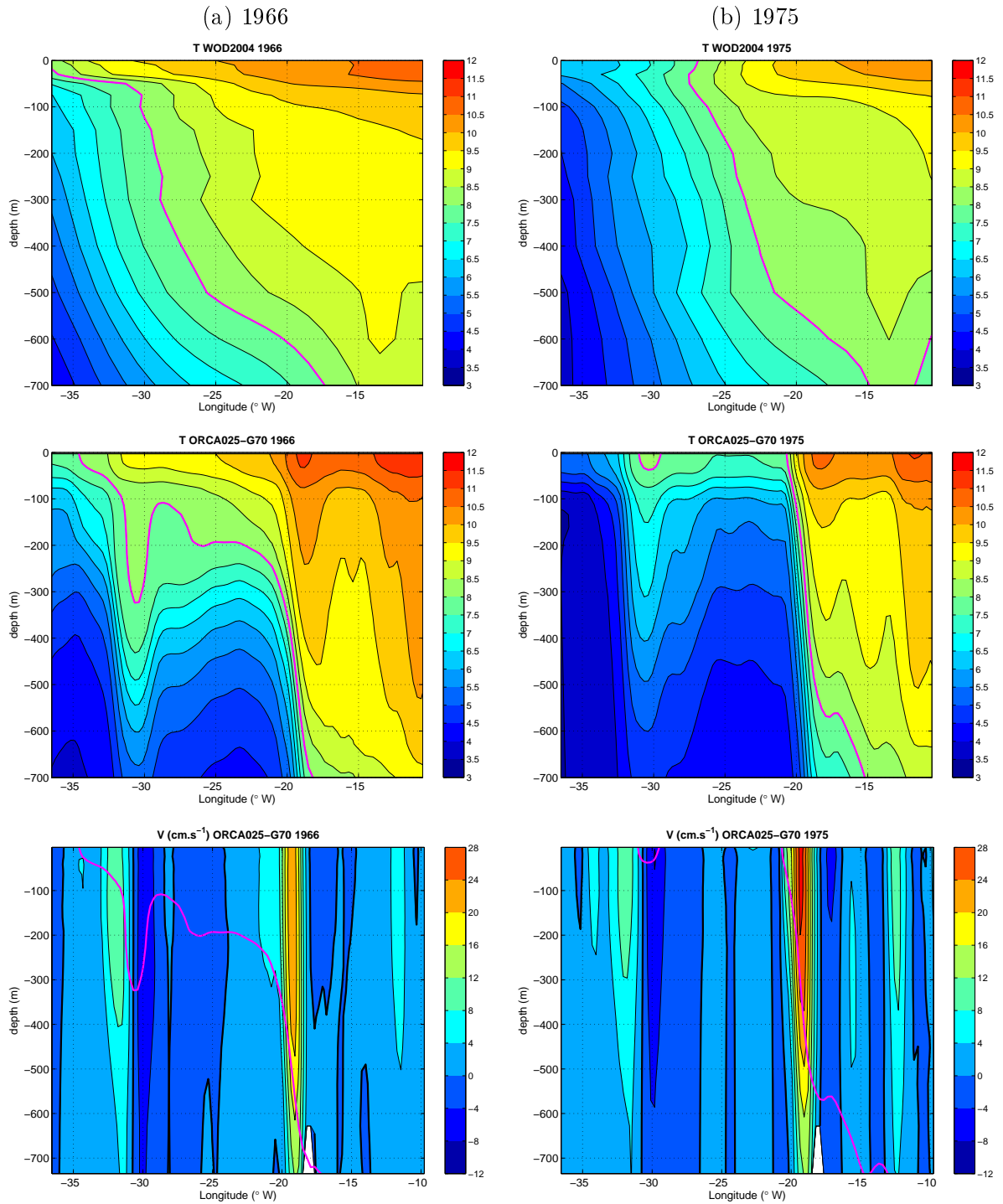


FIG. 3.9 – Champs annuels de température WOD04 et ORCA025-G70 (haut et centre) et de vitesse méridionale ORCA025-G70 (bas) sur une section longitude-profondeur échantillonnant les flancs de la dorsale de Reykjanes, le Bassin d’Islande et le Plateau de Rockall (14-38°W) à 58°N. (a) 1966, (b) 1975. Le contour épais magenta est l’iso-température 8°C.

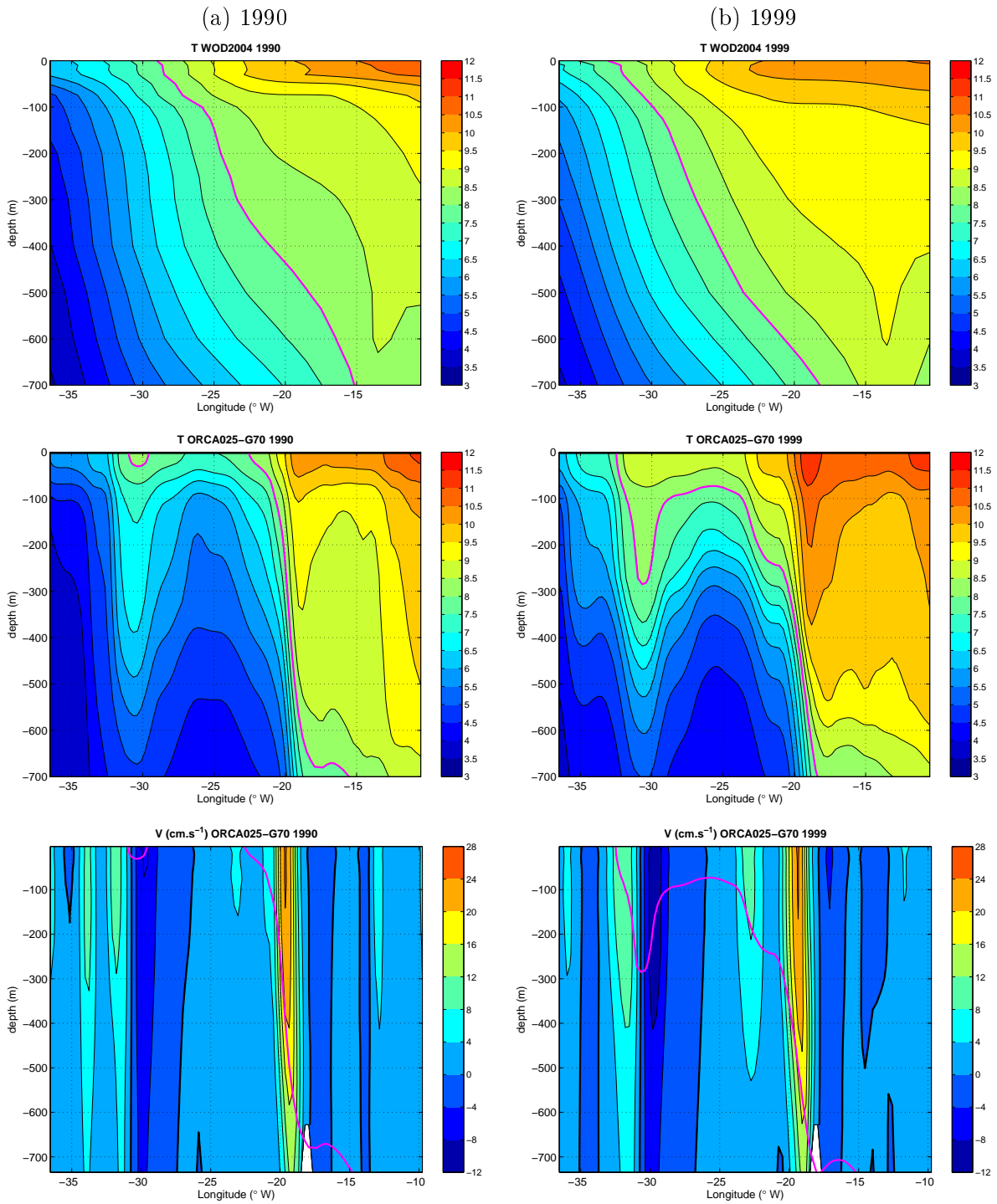


FIG. 3.10 – Comme la Fig.3.9 pour les années 1990 (a) et 1999 (b).

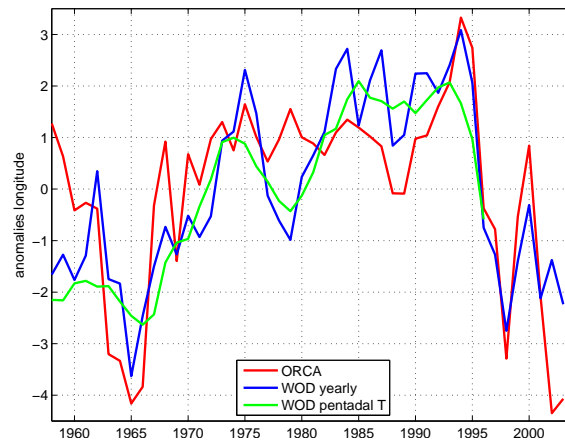


FIG. 3.11 – Variabilité interannuelle de l’anomalie en longitude de l’isotherme 8°C à 200 m à 58°N à partir des sorties annuelles ORCA025-G70 (rouge) et des champs WOD04 annuels (bleu) et pentadaux (vert et cyan). Une anomalie de longitude positive (négative) est un déplacement vers l’Est de l’isotherme (Ouest).

respectivement de 0.5°C et de plus de 1°C. Par contre, la position du coeur de la branche Est-NAC et du courant d’Irminger n’a pas sensiblement varié dans ORCA025-G70. De 1975 à 1989, alors que l’intensité du gyre fluctue, la longitude de l’isotherme fluctue (plus particulièrement entre 1975 et 1980 dans WOD04) mais elle reste dans l’Est du Bassin d’Islande (cf Fig.3.11). De 1989 à 1995, alors que la NAO est dans une phase fortement positive et que l’intensité du gyre est à son maximum, l’isotherme se déplace de 2 à 3° de longitude vers l’Est indiquant une influence grandissante des eaux froides. A partir de 1995, l’isotherme se déplace nettement vers l’Ouest (un déplacement de 6° de longitude entre 1995 et 1998) et y reste jusqu’au début des années 2000. Ce déplacement est associé à un réchauffement des couches de surface du Bassin d’Islande et de la dorsale de Reykjanes (voir la variabilité de 1990 à 1999 en 2D dans l’Est du gyre Subpolaire sur la Fig.3.7 et sur la verticale à 58°N sur la Fig.3.10). A 58°N, de 1990 à 1999, les masses d’eau localisées sur le Plateau de Rockall et dans le Bassin d’Islande se sont réchauffées d’environ 1°C. Comme au cours des années 1960-1970, le coeur de la branche Est-NAC et celui du courant d’Irminger ne se sont pas sensiblement déplacés.

La variabilité de la position de l’isotherme 8°C dans ORCA025-G70 et WOD04 correspond à celle de la position du front subarctique décrite à partir de critères de salinité par *Hatun et al.* (2005) dans MICOM et *Lozier and Stewart* (2008) et *Sarafanov et al.* (2008) dans les observations. Elle coïncide avec l’indicateur de l’intensité du gyre subpolaire mais aussi avec l’occurrence des événements NAO. Cependant, sur les sections en température et en vitesse à 58°N des Figs.3.9 et 3.10, il n’y a pas de déplacement zonal net du coeur de la branche Est-NAC ou du courant d’Irminger qu’on pourrait relier à un déplacement

de front. Par contre, le changement de propriétés des couches de surface de part et d'autre de ces courants intenses est avéré. Ce changement de propriétés peut tout aussi bien être dû à l'effet des flux atmosphériques de surface qu'à une modification de l'alimentation de l'Est du gyre subpolaire. Dans la suite, on ne raisonne plus en terme de déplacement du front subarctique mais en terme de déplacement de l'isotherme 8°C.

3.2.4 Variabilité du contenu thermique des couches de surface

Cette section met en parallèle la variabilité du contenu thermique des couches de surface du gyre subpolaire et la variabilité de la position de l'isotherme 8°C décrite dans la section 3.2.3. Le contenu thermique est estimé dans la couche 0-700 m au Nord de 58°N (position de la section des Figs.3.9 et 3.10) dans le Bassin d'Islande et le Rockall Trough (dans la boîte IB de la Fig.3.12) à partir des sorties annuelles ORCA025-G70 et WOD04 de 1958 à 2004. La variabilité du contenu thermique issue des champs WOD04 est très proche de celle issue des champs ORCA025-G70 dans la boîte IB (cf. Fig.3.13). Cette variabilité est fortement corrélée à celle de l'isotherme avec des coefficients de corrélation respectifs de 0.7 et 0.89 pour les séries temporelles ORCA025-G70 et WOD04. De 1965 à 1975, tandis que la NAO passe en phase positive, que le gyre subpolaire s'intensifie et que l'isotherme se déplace vers l'Est, le contenu thermique du gyre subpolaire diminue. De 1976 au début des années 1990, alors que la NAO, l'intensité du gyre et la position de l'isotherme sont fluctuantes, le contenu thermique fluctue autour d'une valeur moyenne très faible. A partir de 1995-1996, lors du shift NAO, alors que le gyre s'affaiblit et que l'isotherme se déplace vers l'Ouest, le contenu thermique augmente brutalement et atteint un maximum en 1998 puis reste élevé jusqu'en 2004. Le calcul du contenu thermique dans tout le gyre subpolaire (dans la boîte SPG de la Fig.3.12) donne une variabilité similaire à celle du Nord du Bassin d'Islande et un signal ORCA025-G70 encore plus proche du signal WOD04 (cf. Fig.3.13). La corrélation du contenu thermique de la boîte SPG avec la position de l'isotherme 8°C est respectivement de 0.78 et 0.95 pour les séries temporelles ORCA025-G70 et WOD04. Le signal de variabilité du contenu thermique des couches de surface du Bassin d'Islande dû au déplacement de l'isotherme semble s'étendre à la totalité du gyre subpolaire. Ceci suggère que le signal observé dans le Bassin d'Islande fait partie d'une dynamique d'ensemble du gyre subpolaire. La variabilité des couches de surface du gyre subpolaire de ORCA025-G70 et WOD04 (représentatives de la réalité) coïncident donc avec la variabilité de la NAO, de l'intensité du gyre et la distribution des masses d'eau dans le Bassin d'Islande sur la période 1958-2004.

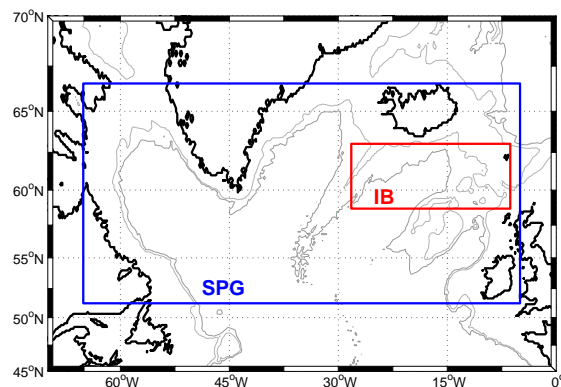


FIG. 3.12 – En rouge : boîte couvrant le Nord du Bassin d’Islande (IB). En bleu : boîte couvrant le gyre subpolaire (SPG).

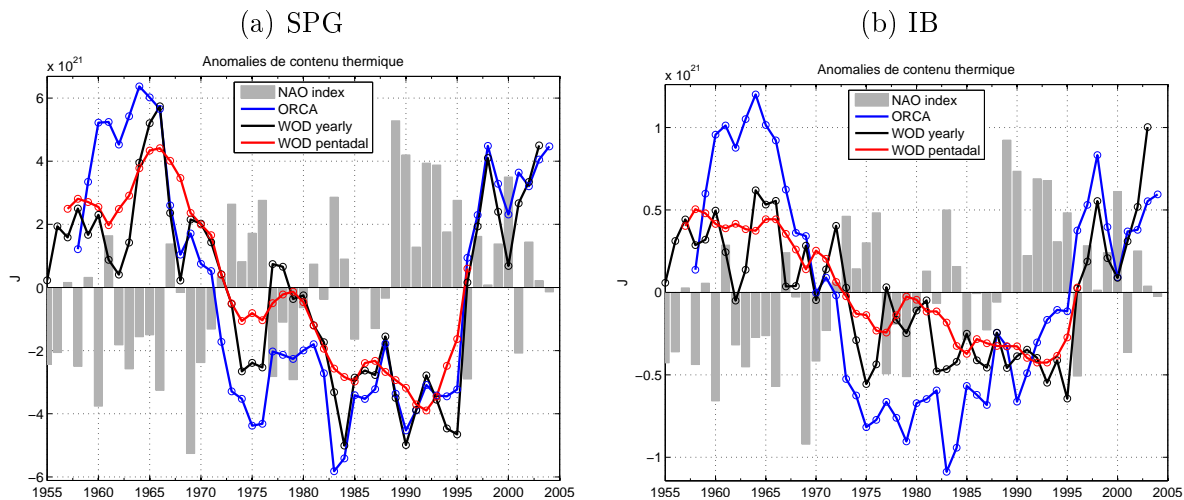


FIG. 3.13 – Evolution de l’anomalie du contenu thermique (en Joules) de la couche 0-700 m à partir des sorties ORCA025-G70 annuelles 1958-2004 (bleu) et des moyennes annuelles (noir) et pentadales (rouge) de la WOD04 de 1955 à 2004. Le tout est superposé à l’indice NAO (gris). (a) boîte SPG (b) boîte IB.

3.2.5 Les mécanismes de la variabilité

Cette section vise à mettre en évidence les mécanismes la variabilité des couches de surface du gyre subpolaire. On calcule le bilan de chaleur dans la couche 0-700 m dans le Nord-Est du gyre subpolaire et dans le gyre subpolaire entier (respectivement les boîtes SPG et IB de la Fig.3.12) à partir des sorties annuelles ORCA025-G70. Avec des résidus inférieurs à $4W.m^{-2}$, le bilan de chaleur est quasi-fermé par la variation de contenu thermique, les flux air-mer, l'advection et la diffusion dans les boîtes SPG et IB. La variation de contenu thermique est principalement dirigée par la somme des flux air-mer de chaleur et l'advection (corrélation de 0.92 entre la variation de contenu thermique et cette somme). La variabilité interannuelle des flux air-mer ORCA025-G70 et NCEP sur les boîtes SPG et IB est représentée sur la Fig.3.14 (sous forme d'anomalies par rapport à la moyenne sur la période 1958-2004). De 1965 à 1975, alors que le contenu thermique diminue dans les boîtes IB et SPG (cf Fig.3.13), les flux de chaleur ORCA025-G70 et NCEP ne présentent pas d'anomalie négative pouvant expliquer ce refroidissement des couches de surface (l'anomalie est respectivement de $+1.7W.m^{-2}$ et $+1.2W.m^{-2}$ de 1965 à 1975) (cf Fig.3.14). De 1990 à 1999, le contenu thermique augmente dans les boîtes IB et SPG (cf Fig.3.13). Dans la boîte SPG, les flux de chaleur ORCA025-G70 et NCEP ne présentent pas d'anomalie positive (l'anomalie est respectivement de $\sim -5W.m^{-2}$ et $\sim -2W.m^{-2}$ de 1990 à 1999) pouvant expliquer le réchauffement des couches de surface (cf Fig.3.14). De même, dans la boîte IB, l'anomalie des flux ORCA025-G70 est négative alors que celle des flux NCEP est d'environ $3W.m^{-2}$ et correspond à un gain de contenu thermique de $0.4.10^{21}J$ soit environ la moitié du gain observé de 1990 à 1999 avec les champs WOD04 (cf Fig.3.13). La variabilité des flux air-mer de chaleur n'explique donc pas l'évolution du contenu thermique des boîtes IB et SPG aussi bien dans ORCA025-G70 que dans les observations.

L'advection apparaît donc comme le mécanisme crucial de la variabilité. D'après le Chapitre 2, les couches de surface de l'Est du gyre subpolaire sont principalement alimentées par les branches de surface du NAC transportant les contributions des gyres subpolaire et subtropical, traversant la MAR et poursuivant vers le Nord. De plus, d'après les fonctions de courant des Fig.1.13 et 3.16, plus de 90% du transport du NAC dans les couches de surface traverse la face Sud de la boîte IB à $58^{\circ}N$ (section FSID). La variabilité du transport (volumique et de chaleur) à travers la section FSIB dans la couche 0-700 m est donc estimée à partir des champs de vitesses méridionaux annuels ORCA025-G70. Elle est représentative de la variabilité du transport du NAC vers l'Est du gyre subpolaire. Sur la période de la simulation le transport moyen à travers cette section est de 21 Sv. On discrimine ensuite le transport associé aux eaux chaudes et froides (respectivement $T > 8^{\circ}C$ et $T < 8^{\circ}C$, cf Fig.3.15). De 1965 à 1975, alors que la NAO devient positive, que le gyre s'intensifie, que l'isotherme $8^{\circ}C$ se déplace vers l'Est et que le contenu thermique des boîtes

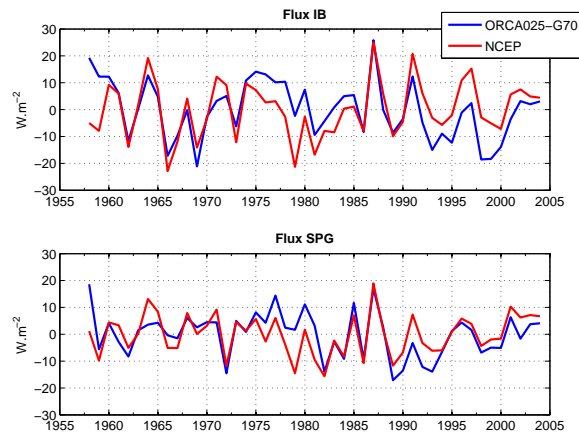


FIG. 3.14 – Evolution de l’anomalie de flux air-mer issus des sorties ORCA025-G70 annuelles 1958-2004 (bleu) et des champs NCEP (rouge). (Haut) flux dans le gyre subpolaire (boîte SPG) ; (bas) : flux dans le Nord du Bassin d’Islande (boîte IB). Une anomalie négative (resp. positive) indique une perte (resp. un gain) de chaleur pour l’océan plus forte (resp. fort) que la moyenne sur 1958-2004.

IB et SPG diminue, le transport d’eaux chaudes à travers la section FSIB diminue alors que le transport d’eaux froides augmente. De 1975 à 1990, alors que la NAO, l’intensité du gyre, la position de l’isotherme et le contenu thermique sont fluctuants, le transport d’eaux froides (resp. chaudes) reste globalement supérieur (resp. inférieur) à la moyenne. Enfin, de 1990 aux années 2000, alors que le gyre s’affaiblit suite au shift NAO de 1995-1996, que l’isotherme se déplace vers l’Ouest et que le contenu thermique des boîtes IB et SPG augmente, le transport d’eaux chaudes à travers la section FSIB augmente alors que le transport d’eaux froides diminue. La variabilité relative des transports d’eaux chaudes et froides coïncide avec l’évolution du contenu thermique des couches de surface des boîtes IB et SPG. De plus, le transport d’eaux chaudes est fortement corrélé au contenu thermique des deux boîtes (avec des coefficients respectifs de 0.83 et 0.85). Ceci suggère que, dans ORCA025-G70, la variabilité du transport de masses d’eau chaudes et froides dans le Nord du Bassin d’Islande contrôle la variabilité des propriétés des couches supérieures non seulement du Nord du Bassin d’Islande mais du gyre subpolaire entier. Le gyre subpolaire "réel" a vraisemblablement le même comportement puisque les flux NCEP n’expliquent pas la variabilité du contenu thermique WOD04 et que la circulation horizontale est correctement reproduite dans ORCA025-G70. On note néanmoins une contradiction entre l’affaiblissement de l’intensité du gyre subpolaire déduite de la composante principale de l’EOF de hauteur de mer (cf Fig.3.6) et l’augmentation globale du transport total à travers la section FSIB du début des années 1990 (en moyenne sur 1990-1995) aux années 2000 (cf Fig.3.15). Cette contradiction, rencontrée par *Hakkinen and Rhines* (2009) dans les observations, sera

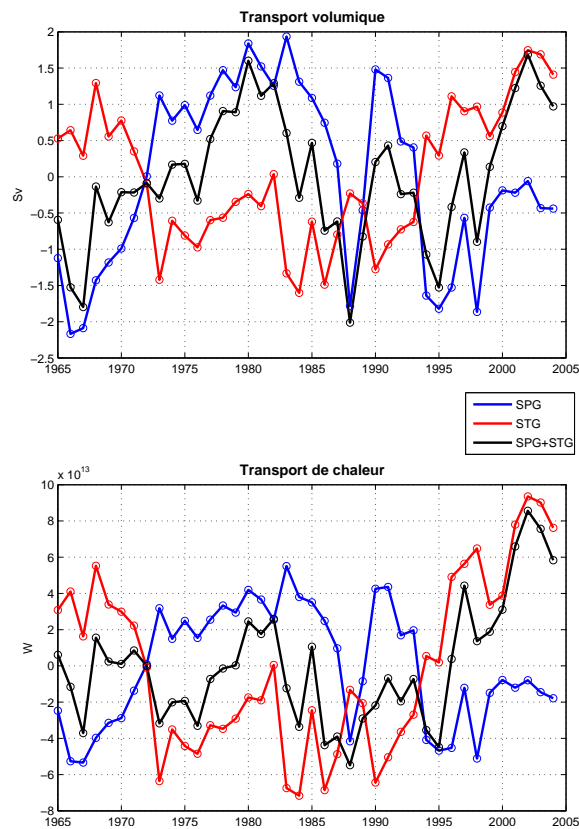


FIG. 3.15 – Anomalie du transport volumique (haut, en Sv) et de chaleur (bas, en W) annuel vers le Nord à travers la face Sud de la boîte IB (cf Fig.3.12) dans la couche 0-700 m pour les températures supérieures (STG, en rouge) et inférieures (SPG, en bleu) à 8°C. La courbe noire est la somme des contributions SPG et STG.

discutée en conclusion. Enfin, les anomalies de transports de la Fig.3.15 dépassent rarement 2 Sv, soit 10% du transport moyen. Dans la réalité, la variabilité instantanée du transport est vraisemblablement beaucoup plus forte. La mesure de telles anomalies à partir d'observations instantanées apparaît donc difficile. Elle nécessite des séries temporelles assez longues pour éliminer le signal haute fréquence.

3.2.6 Bilan

Si le réalisme des couches de surface du gyre subpolaire dans ORCA025-G70 est limité notamment en terme de profondeur de couche de mélange hivernale et de stratification dans la thermocline (voir Chapitre 1), le signal de variabilité est proche des observations. La variabilité des SPMW sur la période 1990-2004 est similaire à celle décrite par *Holliday* (2003) dans le Rockall Trough, par *Bersch* (2002) et *Johnson and Gruber* (2007) dans le Bassin d'Islande et *Thierry et al.* (2008) sur la dorsale de Reykjanes. La variabilité de l'intensité du gyre subpolaire et des propriétés des couches de surface est conforme aux

résultats de *Hakkinen and Rhines* (2004) et *Hatun et al.* (2005). En terme de contenu thermique, la variabilité des couches de surface et donc des SPMW du gyre subpolaire est proche de celle de l'atlas climatologique WOD04. Les flux atmosphériques n'expliquent pas cette variabilité qui apparaît dirigée par l'importance relative des transports d'eaux chaudes et salées et d'eaux froides et peu salées dans l'Est du gyre subpolaire comme le suggèrent *Thierry et al.* (2008) à partir d'observations. Bien que suspectée, l'origine de la variabilité relative de ces transports n'a pas encore été déterminée. La littérature invoque fréquemment le déplacement du front subarctique dans l'Est du gyre subpolaire influençant l'intensité relative du transport d'eaux d'origine subtropicale et subpolaire pour expliquer la variabilité. Cependant, dans ORCA025-G70, on n'observe pas de déplacement évident des branches de courant à relier à un déplacement de front. L'impact sur les SPMW de la variabilité des structures de circulation dans l'Est du gyre subpolaire est difficile à observer à partir des champs ORCA025-G70 seuls. L'analyse lagrangienne s'étant avérée un outil efficace pour l'étude de l'alimentation des SPMW de l'Est du gyre subpolaire, on l'utilise en prenant en considération la variabilité interannuelle. Elle devrait permettre de mettre en lumière le rôle de l'advection dans la variabilité des propriétés des SPMW.

3.3 Approche lagrangienne de la variabilité.

3.3.1 Variabilité de l'alimentation et la répartition des SPMW de l'Est du gyre subpolaire sur les périodes 1966-1975 et 1990-1999.

La section 3.2 suggère que la variabilité de la distribution spatiale et des propriétés des SPMW de l'Est du gyre subpolaire des années 60 à la fin des années 1990 (cf Fig.3.2) est dirigée par l'advection. Permettant de décrire l'alimentation des SPMW de 1990 (cf Chapitre 2), l'analyse lagrangienne est utilisée dans cette section en considérant la variabilité interannuelle. Le but est de faire le lien entre la variabilité de l'alimentation et celle des SPMW. Le principe de l'expérience de référence exp.REF du Chapitre 2 est appliqué aux années 1966, 1975, 1990 (cf Chapitre 2) et 1999.

Pour rappel, le but de l'exp.REF est de décrire le cycle de vie des SPMW de l'Est du gyre Subpolaire observées dans ORCA025-G70 au cours d'un été donné. Les branches du NAC traversant la MAR sont la principale contribution à l'alimentation des SPMW dans ORCA025-G70. La section initiale (ou section MAR) longe donc la MAR entre 44 et 53°N (cf Fig.3.16) et estensemencée de particules. Elle échantillonne la totalité du transport du NAC qui traverse la MAR et poursuit vers le Nord dans le gyre subpolaire. La zone est fermée par 5 sections d'interception : les sections (A), (B), (C), (D) et (E). On définit aussi un critère SPMW (vorticité potentielle inférieure à $6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, densité potentielle inférieure à $27.65 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et profondeur comprise entre 100 et 800 m) tel qu'il intercepte les particules issues de la section MAR qui feront partie des couches de SPMW. Pour

une année N, la section MAR estensemencée par des particules de densité inférieure à 27.7 kg.m^{-3} de début juin N-2 à mai N. Leur trajectoire est ensuite intégrée jusqu'à ce qu'elles atteignent le critère SPMW ou bien une section d'interception. Seules les particules interceptées à l'intérieur du domaine par le critère SPMW ou atteignant les sections (C), (D) ou (E) sont étudiées. Cette expérience fournit une vision des particules transportées dans l'Est du gyre Subpolaire par les branches du NAC passant ou non par le stade SPMW durant un été donné.

La Fig.3.16 est la fonction de courant moyenne suivie par les particules issues de la section MAR superposée à l'épaisseur de la couche de SPMW des années 1966, 1975, 1990 (décrite dans le Chapitre 2) et 1999. Le critère SPMW n'est pas pris en compte dans le calcul de la fonction de courant. L'avantage de cette fonction par rapport aux champs bruts ORCA025-G70 (cf Figs.3.9 et 3.10) est qu'elle ne conserve que les structures principales de l'Est du gyre subpolaire alimentant les zones de convection et s'affranchit des signaux non significatifs dans l'étude de la variabilité. L'évolution temporelle de cette fonction est donc représentative de la variabilité de la circulation du gyre subpolaire. Toutes les gammes de SPMW observées Fig.3.2 sont échantillonnées par les branches du NAC traversant la section MAR. Quelle que soit l'année considérée, on retrouve les trois branches du NAC alimentant l'Est du gyre subpolaire (Rockall, Est-NAC et Ouest-NAC) mais aussi le courant d'Irminger longeant le flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes. De même, les SPMW les plus épaisses sont toujours localisées dans le Rockall Trough et sur le Plateau de Rockall du côté chaud de la branche Est-NAC, mais aussi au Nord du Bassin d'Islande entre les recirculations cycloniques des branches Ouest et Est-NAC et sur la dorsale de Reykjanes où ces couches se superposent à la circulation traversant la dorsale. La variabilité du transport de particules traversant la MAR et poursuivant vers le Nord et les sections d'interception de l'exp.REF (cf Fig.3.16) ainsi que la variabilité de la fraction de transport passant par le stade SPMW sont décrites quantitativement dans le tableau 3.1. De 1966 à 1999, le transport total du NAC vers l'Est du gyre subpolaire reste stable de 20 à 20.5 Sv malgré la variabilité de l'indicateur de l'intensité du gyre subpolaire au cours de ces périodes (cf Fig.3.6). Ces transports quasi constants ne reflètent pas la variabilité certes faible du transport total mesuré à travers la section FSIB (cf Fig.3.15). Ce léger désaccord est principalement dû au fait que ce sont des mesures de transport différentes. Le transport mesuré avec ARIANE correspond au transport moyen à travers la section MAR qui s'évacuera vers les zones de convection alors que le transport mesuré à travers la section FSIB englobe tout types de circulation. En outre, comme on le verra par la suite, l'important pour les SPMW n'est pas la variabilité du transport total vers le Nord, mais la variabilité du contenu de ce transport.

De 1966 à 1975, les lignes de courant se resserrent sur le flanc Ouest du Plateau de Rockall et le long de la bathymétrie du Sud de l'Islande, de la dorsale de Reykjanes et du Bassin d'Irminger (cf Fig.3.16). Les fronts constitués par la branche Est-NAC et le

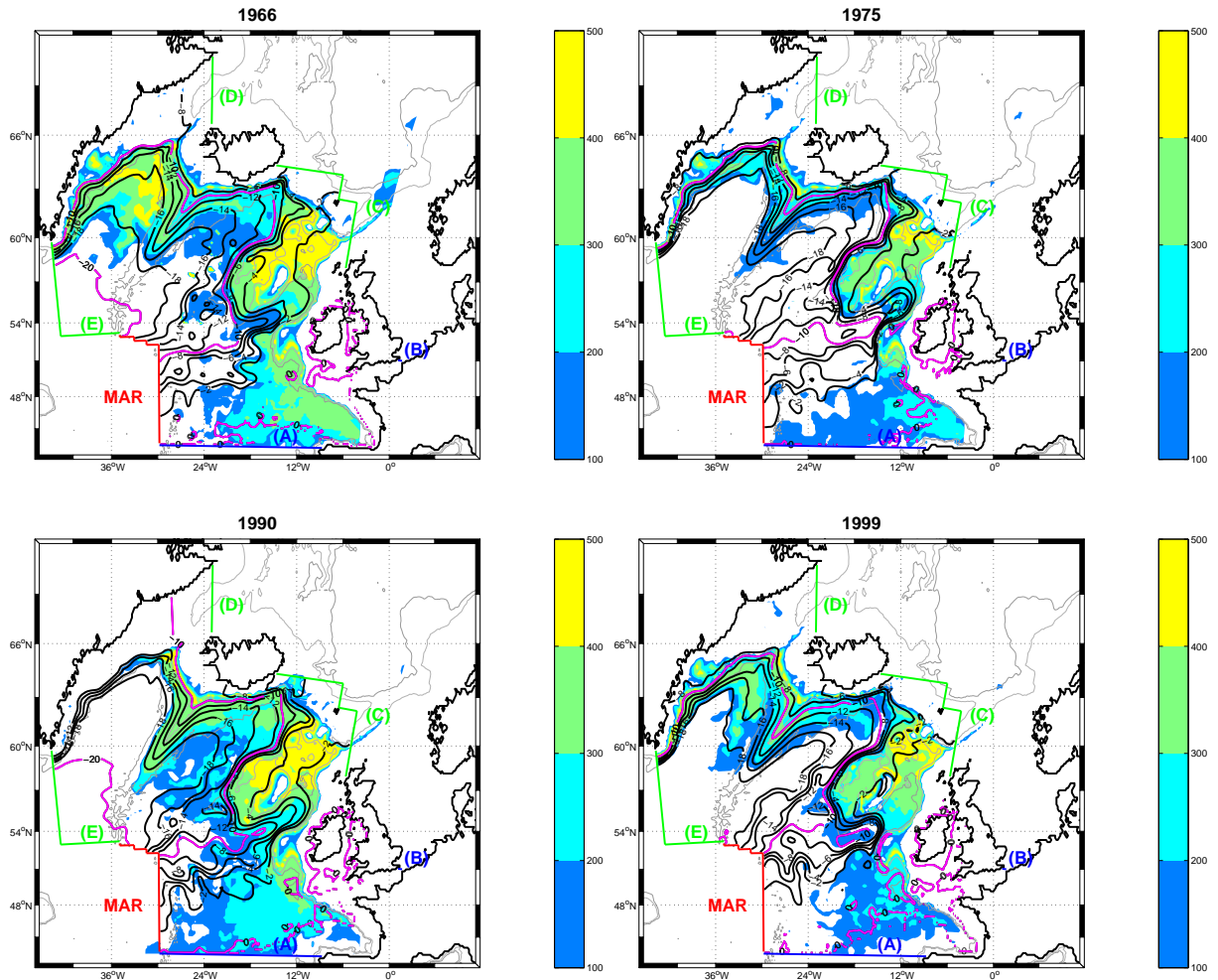


FIG. 3.16 – Fonction de courant des particules transportées dans l’Est du gyre subpolaire par les branches du NAC dans les exp.REF de 1966, 1975, 1990 et 1999. Les lignes de courants sont labélisées de -20 à 0 Sv avec un pas de 2 Sv (le 0 est au niveau des côtes françaises et irlandaises). Le transport d’une structure de circulation s’estime en intégrant le transport compris entre les lignes de courant qui la définissent. Ces fonctions de courant sont superposées à l’épaisseur (en m) de la couche de SPMW de l’année considérée indiquée par la barre de couleur.

	Islande-Ecosse (C)	Groenland-Islande (D)	Irminger (E)	Total	SPMW
1966	4.3	0.8	15.3	20.4	6.4
1975	5.1	0.8	14.5	20.4	4.1
1990	6.2	0.6	13.7	20.5	6.4
1999	4.6	0.6	14.9	20.1	5.1

TAB. 3.1 – Transport de particules (en Sv) des exp.REF traversant les sections d’interception (Fig.3.16) et transport intercepté par le critère SPMW en 1966, 1975, 1990 et 1999.

courant d’Irminger s’intensifient. Cette intensification est concomitante à l’influence grandissante dans les couches de surface des eaux froides, denses et peu salées dans l’Est du gyre subpolaire indiquée par le déplacement vers l’Est de l’isotherme 8°C de 1966 à 1975 (cf Fig.3.11). En effet, ces eaux froides induisent l’affaiblissement de la hauteur de mer indiqué par l’EOF (cf Fig.3.6) et entretiennent l’intensification de la circulation cyclonique dans l’Est du gyre subpolaire dont font partie la branche Est-NAC et le courant d’Irminger. Cette intensification en 1975 est accompagnée d’un retrait des SPMW présentes au centre du Bassin d’Islande et dans le Bassin d’Irminger en 1966. Dans le Bassin d’Irminger, le retrait est dû à la disparition de la pycnocline séparant la couche de SPMW de la LSW (cf Fig.3.4). Cette disparition est le reflet de l’impact des eaux froides, peu salées et denses qui densifient et homogénéisent le Bassin d’Irminger de 1966 à 1975 lors de la convection hivernale. L’influence des eaux froides et peu salées (indiquée par le déplacement de l’isotherme 8°C) explique aussi la forte désalinisation et le refroidissement des SPMW du Bassin d’Islande de 1966 à 1975 (cf Fig.3.3). De 1966 à 1970, il arrive que la désalinisation soit telle qu’elle compense une grande partie du refroidissement et stabilise la densité des SPMW (voir la SPMW de la dorsale sur la Fig.3.5). Dans le Bassin d’Islande, les flux air-mer de chaleur sont relativement faibles au début des années 1970 (cf Fig.3.14, dans la boîte IB) et ne permettent pas une convection aussi profonde qu’en 1966. Ces deux composantes entraînent une remontée de la pycnocline et par conséquent une diminution du volume (cf Fig.3.16, les faibles épaisseurs de SPMW en 1975) voire une disparition des SPMW (au centre du Bassin d’Islande). Cette diminution de volume se traduit par un transport de SPMW passant de 6.4 à 4.1 Sv (cf tableau 3.1). De plus, le renforcement de la branche Est-NAC est accompagné d’une pénétration plus profonde vers le Nord-Est dans le Rockall Trough en 1975. Le transport à travers la section (C) via le Rockall Trough et le Plateau de Rockall augmente de 0.8 Sv de 1966 à 1975 (cf tableau 3.1) au détriment du transport à travers la section (E) via le Bassin d’Islande et la dorsale de Reykjanes (-0.8 Sv de 1966 à 1975). L’intensification de la branche Est-NAC agit comme une barrière contraignant le

NAC à alimenter les Mers Nordiques via le Rockall Trough et le Plateau de Rockall

De 1990 à 1999, les lignes de courant se relâchent dans le Bassin d'Irminger (cf Fig.3.16). Le front constitué par le courant d'Irminger s'affaiblit. Le réchauffement des couches de surface dans l'Est du gyre subpolaire indiqué par le déplacement vers l'Est de l'isotherme 8°C de 1990 à 1999 (cf Fig.3.11) induit l'augmentation de la hauteur de mer indiquée par l'EOF (cf Fig.3.6) et l'affaiblissement de la circulation cyclonique dont fait partie le courant d'Irminger. L'intensité de la branche Est-NAC ne semble pas particulièrement évoluer (cf Fig.3.16). L'affaiblissement du courant d'Irminger est accompagné de l'invasion du Bassin d'Irminger par les SPMW. Cette invasion est due à l'apparition d'une pycnocline séparant les couches de surface de la LSW (cf Fig.3.4). Cette apparition est le reflet du réchauffement et de la perte de densité des couches de surface qui augmentent le gradient de densité entre surface et océan intérieur dans le Bassin d'Irminger de 1990 à 1999 (cf Fig.3.4). Suivant le même principe, ce réchauffement explique l'augmentation de la stratification dans la pycnocline du Bassin d'Islande en 1999 et la diminution de l'épaisseur des SPMW ainsi que leur disparition au centre du Bassin (cf Fig.3.16). Cette diminution de volume se traduit par un transport de SPMW passant de 6.4 Sv à 5.1 Sv (cf tableau 3.1). La variabilité de la stratification dans le Bassin d'Islande du début à la fin des années 1990 dans ORCA025-G70 est similaire à celle observées dans les données à 20°W par *Johnson and Gruber* (2007) et sur la dorsale de Reykjanes (cf Fig.3.1). De plus, les lignes de courants pénétrant profondément vers le Nord-Est dans le Rockall Trough en 1990 y pénètrent à peine en 1999 et contournent directement le Plateau de Rockall pour rejoindre la branche Est NAC. Le transport à travers la section (C) via le Rockall Trough et le Plateau de Rockall diminue (-1.6 Sv de 1990 à 1999 sur le tableau 3.1) au profit du transport à travers la section (E) via le Bassin d'Islande et la dorsale de Reykjanes (+1.2 Sv de 1990 à 1999). Ceci suggère que la barrière constituée par la branche Est-NAC évoquée précédemment s'est affaiblie permettant à une partie des eaux alimentant les Mers Nordiques en 1990 de recirculer cycloniquement le long de la dorsale.

Ces expériences montrent que dans ORCA025-G70, il n'y a pas de déplacement évident du coeur des branches de courant intenses alimentant l'Est du gyre subpolaire qu'on pourrait relier au déplacement du front subarctique évoqué dans la littérature. Il y a par contre des variations d'intensité de la branche Est-NAC et particulièrement du courant d'Irminger. Ces variations sont conformes à l'indice de l'intensité du gyre subpolaire (cf Fig.3.6) et sont intimement liées à la variabilité des eaux de surface alimentant la région. Ce sont ces variations qui influencent la répartition spatiale et les propriétés des SPMW de l'Est du gyre subpolaire. Reste à connaître l'origine de la variabilité de l'alimentation de ces SPMW.

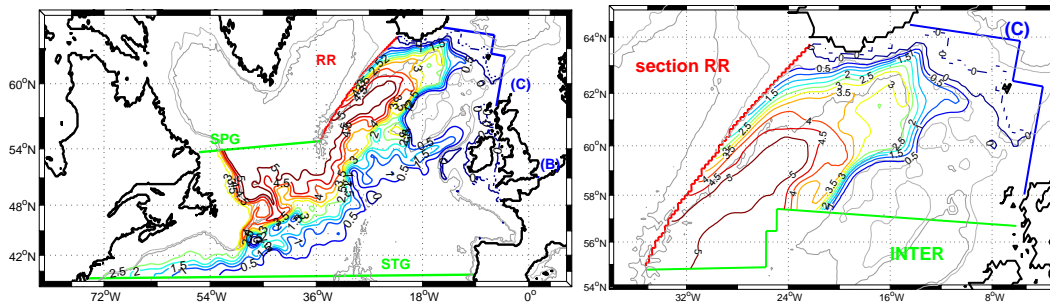


FIG. 3.17 – Fonction de courant des particules de SPMW observées en été 1990 le long de la section RR. (Gauche) gyre subpolaire ; (droite) Bassin d’Islande.

3.3.2 Origine et propagation du signal de variabilité

L’expérience lagrangienne

Pour préciser l’origine du signal de variabilité se propageant dans tout l’Est du gyre subpolaire, on réalise une nouvelle série de 4 expériences quantitatives : les exp.GYRE. Ces expériences, comme l’exp.RR (cf Chapitre 2 section 2.3.2), ont pour section de départ la section RR située le long de la dorsale de Reykjanes (cf Fig.3.17). Comme dans l’exp.RR, elle estensemencée par les particules comprises dans la couche de SPMW estivale. Les 4 exp.GYRE échantillonnent les SPMW de la section RR respectivement en 1966, 1975, 1990 et 1999. La trajectoire des particules de SPMW est intégrée à rebours jusqu’à ce qu’elles atteignent une des quatre sections d’interception (cf Fig.3.17). La première relie le Portugal aux Etats-Unis (section STG). La seconde relie l’extrême Sud de la section RR et le Canada en coupant à travers le Bassin du Labrador (section SPG). La troisième relie l’Angleterre à la France et la quatrième relie l’Islande au Nord de l’Ecosse (sections (B) (C) de l’exp.REF Fig.3.16). De plus, on ajoute une section intermédiaire (section INTER, cf Fig.3.17) à l’entrée du Bassin d’Islande reliant le Sud de la section RR à l’Ecosse. Plus de 99% des particules atteignent les sections STG et SPG en passant par la section INTER. Ces expériences permettent de déterminer la variabilité relative des contributions subtropicale et subpolaire à l’alimentation des SPMW sur la section RR. La section INTER vise à observer la propagation du signal de variabilité de l’entrée du Bassin d’Islande à la section RR.

On prend l’expérience de 1990 comme référence pour décrire les structures et les échelles de temps de l’alimentation des SPMW de la section RR. La Fig.3.17 est la fonction de courant moyenne suivie par les particules formant la couche de SPMW sur la section RR en 1990. La durée des trajets à partir des sections SPG, STG et INTER jusqu’à la section RR est représentée sur la Fig.3.18. Enfin, la position sur la section INTER des particules

superposée au champ de salinité moyen de l'année N-1 (1989 dans le cas présent) est représenté sur la Fig.3.20. Les SPMW de la section RR sont en partie alimentées par les eaux subpolaires advectées par le courant du Labrador traversant la section SPG en longeant la côte canadienne (cf Fig.3.17). Les particules mettent en majorité (plus de 80%) entre 1.5 et 4 ans pour faire le trajet section SPG - section RR. Les particules subtropicales advectées par le Gulf Stream et traversant la section STG à l'Ouest de la MAR complètent la contribution issue de la section SPG. Dans ce cas, les particules mettent en majorité (plus de 80%) entre 1.5 et 6 ans pour faire le trajet section STG - section RR. La contribution des particules advectées issues de la zone intergyre à l'Est de la MAR est négligeable (<1%). Les contributions subpolaires et subtropicales traversent la MAR entre 48 et 53°N puis se dirigent vers le Bassin d'Islande et la section INTER. Sur la section INTER les particules sont réparties en 3 patchs principaux pour l'expérience de 1990 (cf Fig.3.20). Les patchs compris entre 30 et 35°W et entre 23 et 25°W sur la section INTER sont associés aux lignes de courant de la branche Ouest-NAC (dans le centre du Bassin, Fig.3.17). Le patch centré sur 20°W est associé à la branche Est-NAC (longeant le flanc Ouest du Plateau de Rockall, Fig.3.17). Ce sont ces branches qui alimentent en priorité les SPMW de la section RR. Sur la section INTER, on retrouve quelques particules sur le Plateau de Rockall et dans le Rockall Trough. Ces particules sont associées à la branche Rockall et aux branches secondaires circulant sur le Plateau de Rockall constituant une faible partie de l'alimentation et se limitant aux SPMW les moins denses localisées à l'extrême Nord de la section RR (cf Chapitre 2, section 2.3.3, Fig.2.10). Les particules mettent en majorité (plus de 75%) entre 2 et 9 mois pour faire le trajet section INTER - section RR, les plus rapides étant les particules peu denses transportées par la branche Est-NAC (cf Chapitre 2, section 2.3.3). Les particules alimentant les SPMW de la section RR passent donc l'hiver à proximité ou à l'intérieur même du Bassin d'Islande.

La distribution en gammes de propriétés pondérée par le transport des particules sur les sections INTER et RR est représenté sur la Fig.3.19 et permet de visualiser la transformation des masses d'eau d'une section à l'autre. Comme dans l'exp.RR du Chapitre 2 (cf section 2.3.3, Fig.2.12), au cours du trajet section INTER - section RR, les particules se sont globalement refroidies et densifiées sous l'influence des flux air-mer (notamment l'hiver précédent la formation des SPMW). Les particules dont l'influence subpolaire est la plus marquée (salinité inférieure à 35) sont advectées par la partie Ouest de la branche Ouest-NAC et localisées entre 30 et 35°W sur la section INTER pour l'expérience de 1990 (cf Fig.3.20). La variabilité de l'influence de ces particules est un indicateur de la variabilité des SPMW dans le Bassin d'Islande.

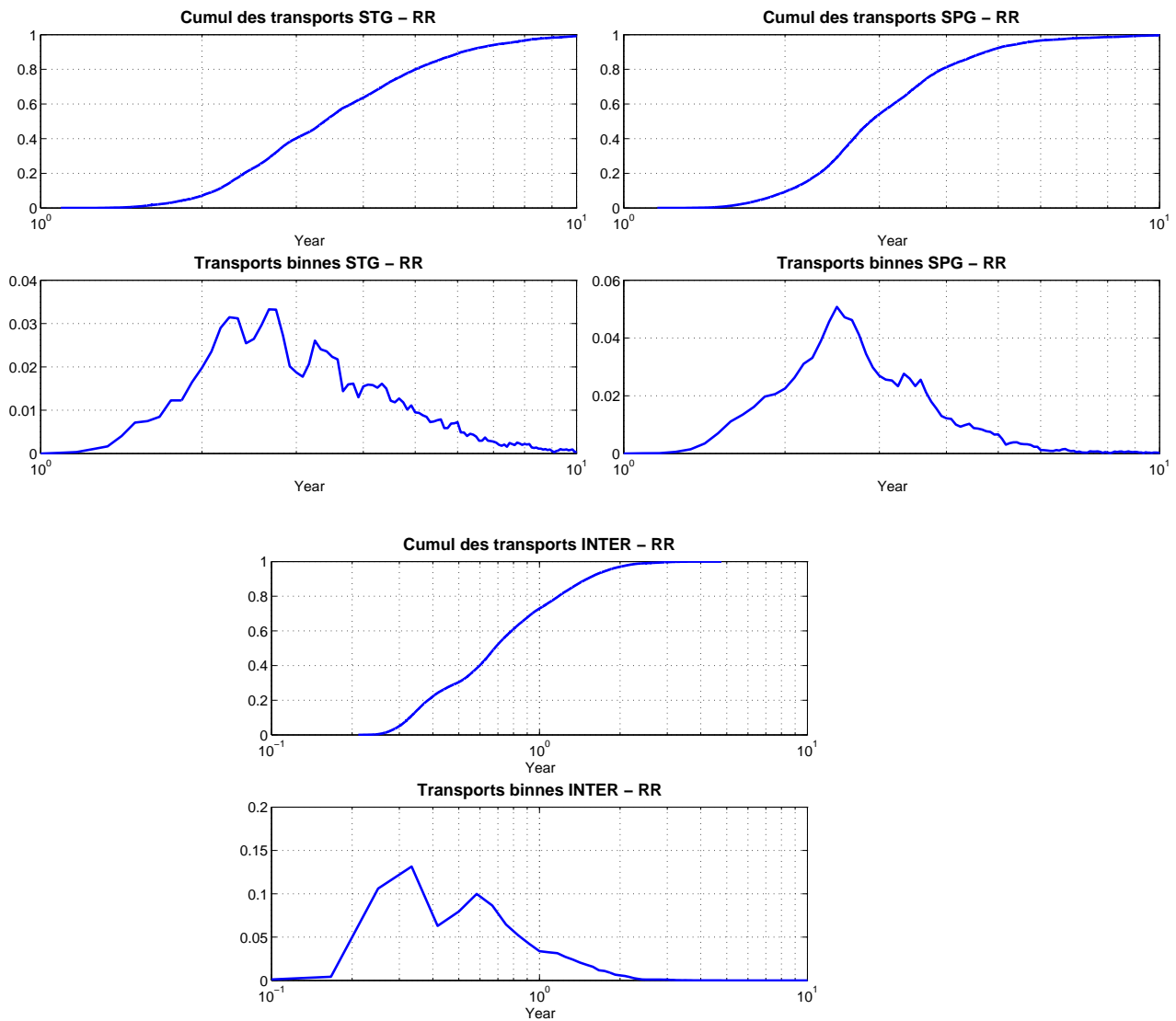


FIG. 3.18 – Ces trois figures sont composées de deux sous-figures : (haut) transport cumulé normalisé en fonction de la durée du trajet suivi par les particules alimentant les SPMW de la section RR; (bas) transport cumulé des particules en fonction de la gamme de durée du trajet, traduit la durée préférentielle du trajet des particules alimentant les SPMW de la section RR. Ces figures correspondent aux trajets sections STG-RR (haut gauche), SPG-RR (haut droite) et INTER-RR (bas)

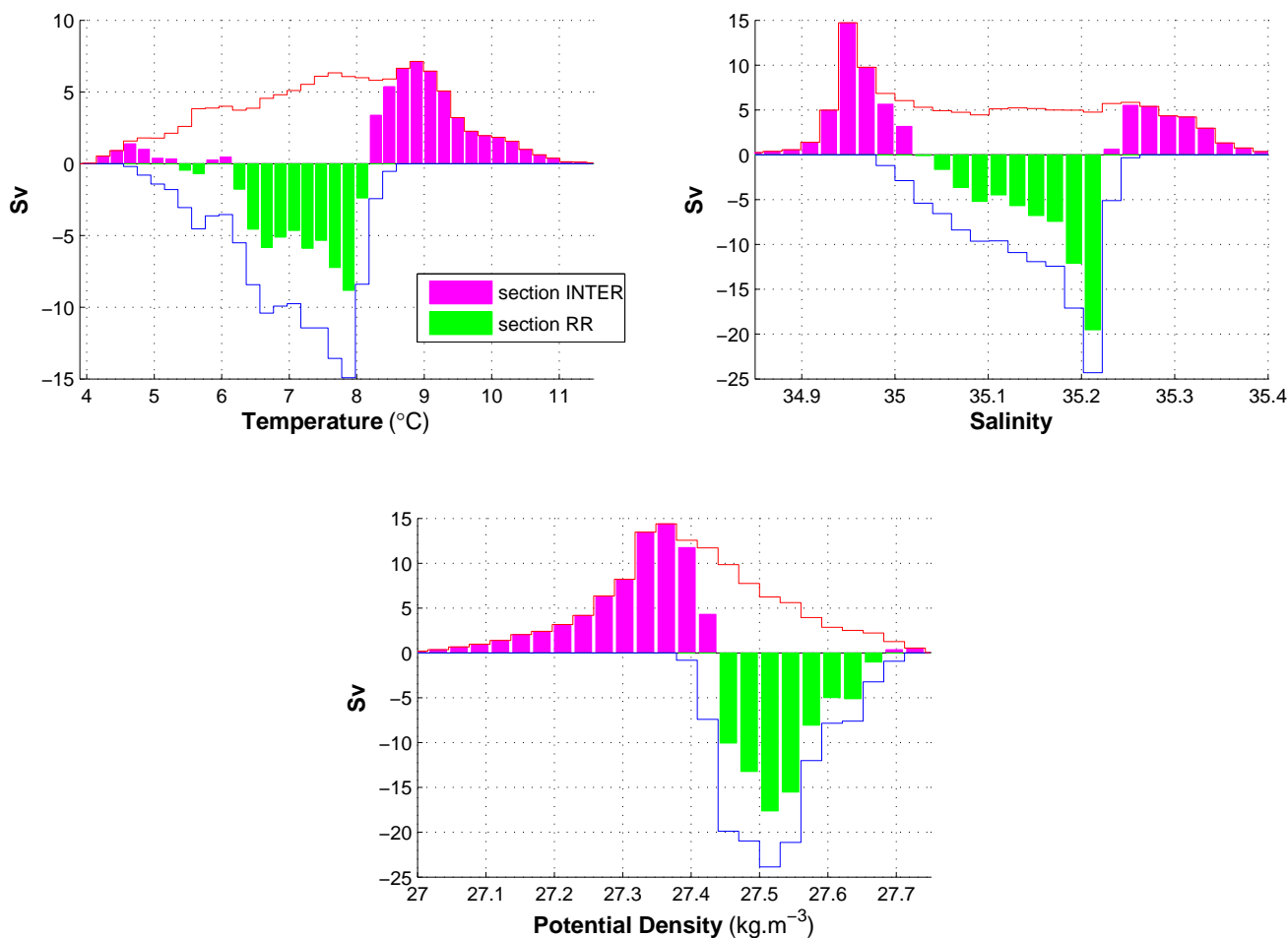


FIG. 3.19 – Histogramme du transport associé aux propriétés (température, salinité, densité) des particules formant la SPMW de Reykjanes sur la section RR (bleu) et la section INTER (rouge). L’histogramme vert (magenta) représente la différence entre l’histogramme bleu et rouge (rouge et vert). Ces histogrammes permettent de visualiser la transformation nettes des masses d’eau d’une section à l’autre.

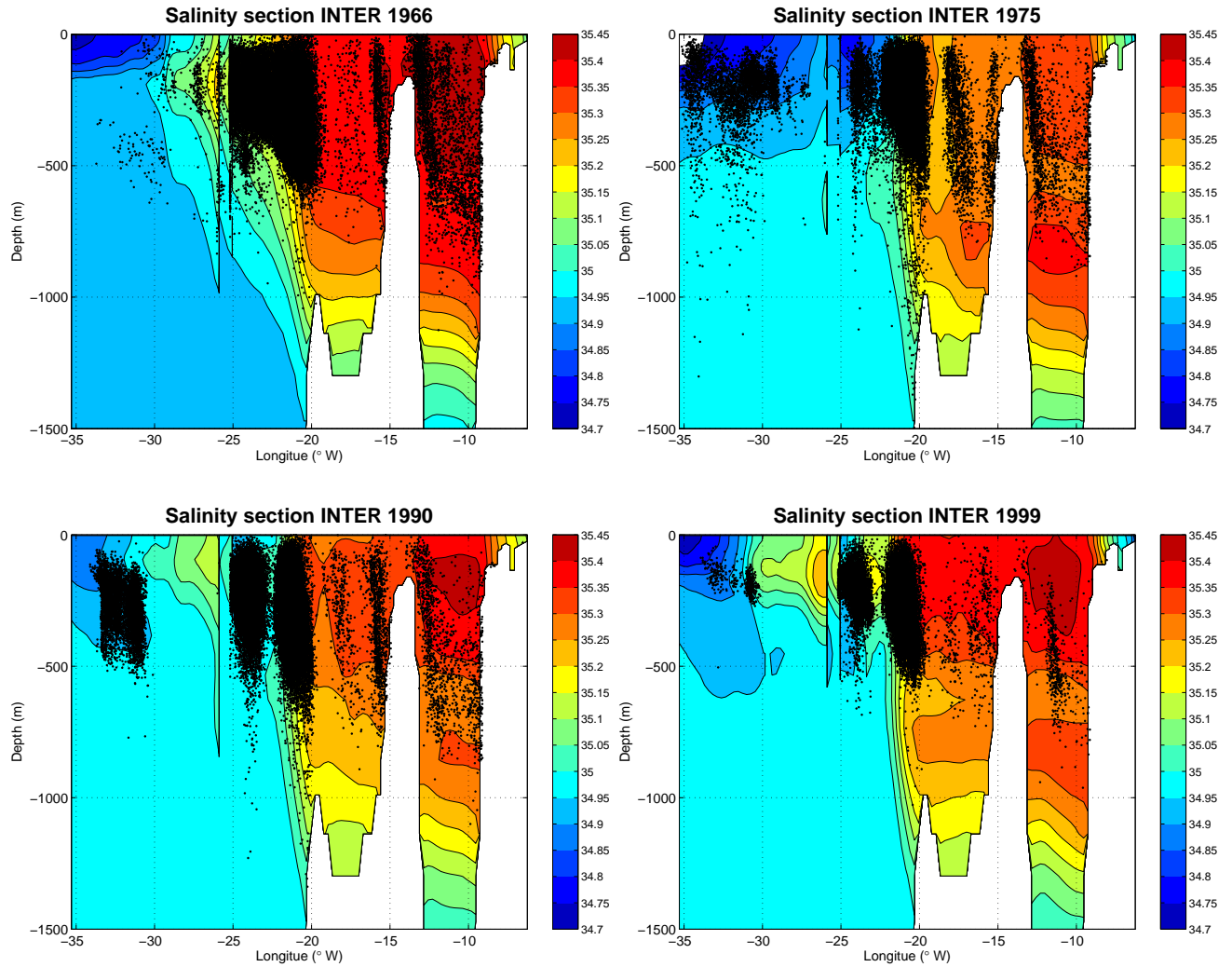


FIG. 3.20 – Position sur la section INTER des particules alimentant les SPMW de la section RR. Superposition au champ de salinité annuel moyen de l'année précédant la formation des SPMW sur la section RR.

La propagation du signal de variabilité

La distribution en gammes de propriétés pondérée par le transport des particules sur les sections INTER et RR pour les expériences de 1966 et 1975 et celles de 1990 et 1999 est représenté sur les Figs.3.21 et 3.22 et permet de visualiser la propagation du signal de variabilité d'une section à l'autre. Les propriétés moyennes des particules sur les sections RR, SPG et STG sont représentées sur la Fig.3.23.

De l'exp.GYRE de 1966 à celle de 1975, les particules se sont globalement refroidies et surtout désalinisées sur les sections INTER et RR (cf Fig.3.21) conformément aux comportements décrits précédemment (cf section 3.2). La densité de ces particules n'a pas nettement évolué car leur désalinisation est telle qu'elle compense le refroidissement de 1966 à 1975 particulièrement sur la section RR. Cette variabilité est due aux propriétés des eaux advectées à partir des sections SPG et STG. De 1966 à 1975, les particules des sections SPG et STG se refroidissent, se désalinisent et se densifient (cf Fig.3.23) mais c'est surtout la variabilité du transport relatif issu des deux sections qui explique la variabilité observée dans l'Est du gyre subpolaire. En effet, en 1966, 66% de l'alimentation des SPMW de la section RR provient de la section STG et donc du Gulf Stream. En 1975, cette contribution passe à 53%. De 1966 à 1975, l'influence des eaux subtropicales chaudes et salées a donc diminué au profit des eaux subpolaires froides et peu salées. Cette augmentation de la contribution subpolaire est conforme à l'indicateur de l'intensité du gyre subpolaire (cf Fig.3.6). L'augmentation du transport d'origine subpolaire est visible sur la section INTER (cf Fig.3.20) sur laquelle le nombre de particules froides et très peu salées localisées entre 30 et 35°W et transportées par la branche Ouest-NAC vers la section RR augmente considérablement. Ce transport permet à l'influence subpolaire, jusqu'alors confinée à l'Ouest de la MAR (cf Figs.3.7 et 3.8), de pénétrer dans le Bassin d'Islande et d'en influencer les couches de surface.

De l'exp.GYRE de 1990 à celle de 1999, les particules se sont globalement réchauffées, salinisées et ont perdu en densité sur les sections INTER et RR (cf Fig.3.22) conformément aux comportements décrits précédemment (cf section 3.2). L'intensité de la perte de densité contraste avec une densité quasi constante sur la section RR pour les exp.GYRE de 1966 et 1975. De 1990 à 1999, les particules de la section SPG se refroidissent et se désalinisent et celles de la section STG se réchauffent et se salinisent (cf Fig.3.23). Individuellement, ces signaux de variabilité n'expliquent pas la variabilité observée dans l'Est du gyre subpolaire. Par contre, la variabilité du transport relatif issu des deux sections l'explique. En effet, en 1990, les particules alimentant les SPMW de la section RR proviennent à 50% de la section STG et à 50% de la section SPG. En 1999, l'équilibre est rompu et les particules issues de la section STG (resp. SPG) constituent 65% (resp. 35%) de l'alimentation des SPMW de la section RR. De 1990 à 1999, l'influence des eaux subtropicales chaudes et salées a augmenté

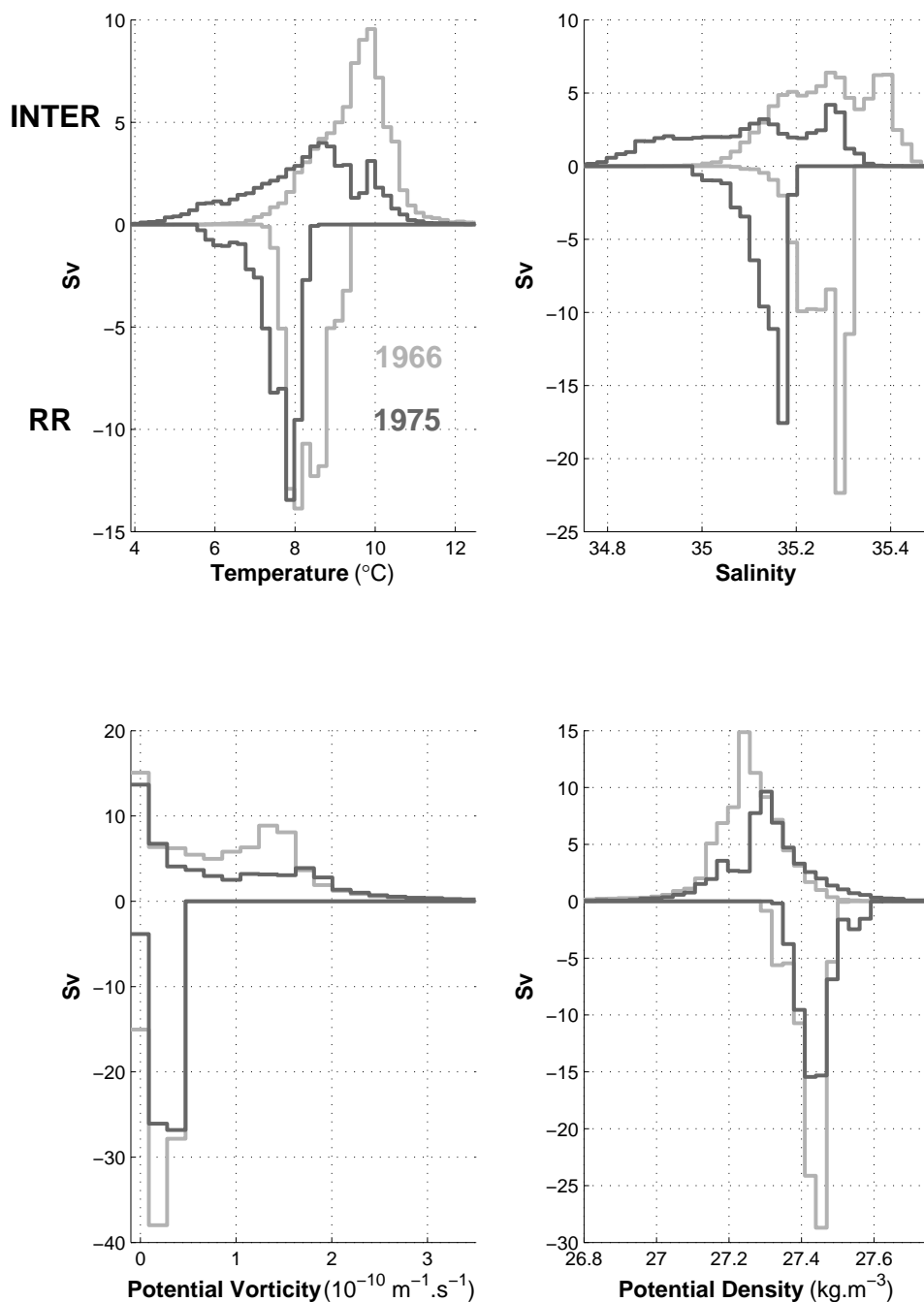


FIG. 3.21 – Histogrammes représentant la distribution en température (haut gauche), salinité (haut droite), vorticité potentielle (bas gauche) et densité (bas droite) des particules des exp.GYRE sur la section INTER et la section RR en terme de transport volumique pour les années 1966 et 1975.

au détriment des eaux subpolaires froides et peu salées. Cette diminution de la contribution subpolaire est conforme à l'indicateur de l'intensité du gyre subpolaire (cf Fig.3.6). La diminution du transport d'origine subpolaire est visible sur la section INTER (cf Fig.3.20) sur laquelle le nombre de particules froides et très peu salées localisées entre 30 et 35°W et transportées par la branche Ouest-NAC vers la section RR diminue considérablement. Ce transport reflète le confinement des eaux subpolaires à l'Ouest de la MAR (cf Figs.3.7 et 3.8) et l'influence subtropicale atteignant les couches de surface du Bassin d'Islande et d'une partie du Bassin d'Irminger.

3.3.3 Bilan

L'analyse lagrangienne montre donc qu'il n'y a pas dans ORCA025-G70 de déplacement des structures de circulation dans l'Est du gyre subpolaire à relier au déplacement du front subarctique évoqué dans la littérature. On observe plutôt des variations d'intensité au coeur de la branche Est-NAC et du courant d'Irminger en lien avec la variabilité des couches de surface et donc des SPMW. La variabilité des SPMW au cours des années 1960-1970 et 1990 est principalement dirigée par la variabilité relative du transport d'eaux subpolaires issues de la Mer du Labrador et d'eaux subtropicales advectées par le Gulf Stream. Les expériences lagrangiennes réalisées au cours de la période 1975-1990 sont plus polluées par la variabilité interannuelle que représentatives d'une tendance décennale et ne permettent pas d'établir de liens de cause à effet comme pour 1966-1975 et 1990-1999.

3.4 Conclusion

Malgré ses défauts, la simulation ORCA025-G70 reproduit fidèlement le signal de variabilité dans les couches de surface (et donc des SPMW) du gyre subpolaire des années 1960 aux années 2000. Cette variabilité coïncide avec les événements NAO d'envergure comme le passage d'une phase NAO négative persistante dans les années 1960 à une NAO positive persistante au début des années 1970 et le shift NAO du milieu des années 1990. Elle ne s'explique pas par l'effet des flux air-mer mais est plutôt dirigée par l'advection rejoignant ainsi l'hypothèse suggérée par *Thierry et al.* (2008) à partir d'observations. Cependant, la variabilité liée à l'advection ne s'accompagne pas de déplacements du front subarctique souvent mentionnés dans la littérature. En effet, le coeur des courants principaux ne se déplace pas significativement dans ORCA025-G70. Par contre, l'intensité du transport des eaux du NAC dans ces courants, et notamment dans le courant d'Irminger, varie en accord avec l'indicateur de l'intensité du gyre subpolaire initialement mis au point par *Hakkinen and Rhines* (2004). Cette variabilité est associée à la variabilité du transport relatif d'eaux subpolaires et subtropicales impactant sur les propriétés des SPMW de l'Est du gyre subpolaire. Ainsi, des années 1960 aux années 1970, alors que le gyre subpolaire s'intensifie, la

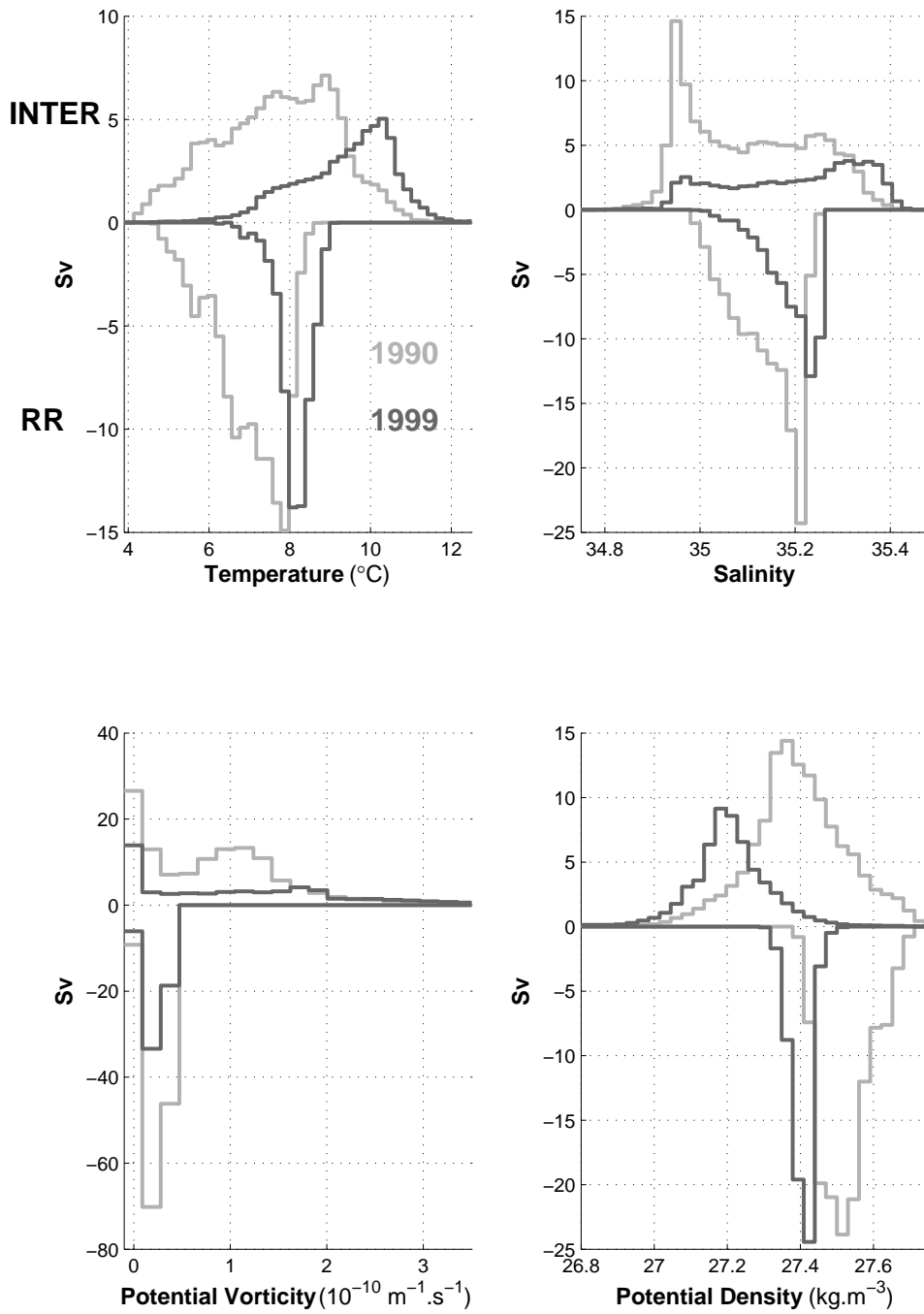


FIG. 3.22 – Comme Fig.3.21 pour les années 1990 et 1999.

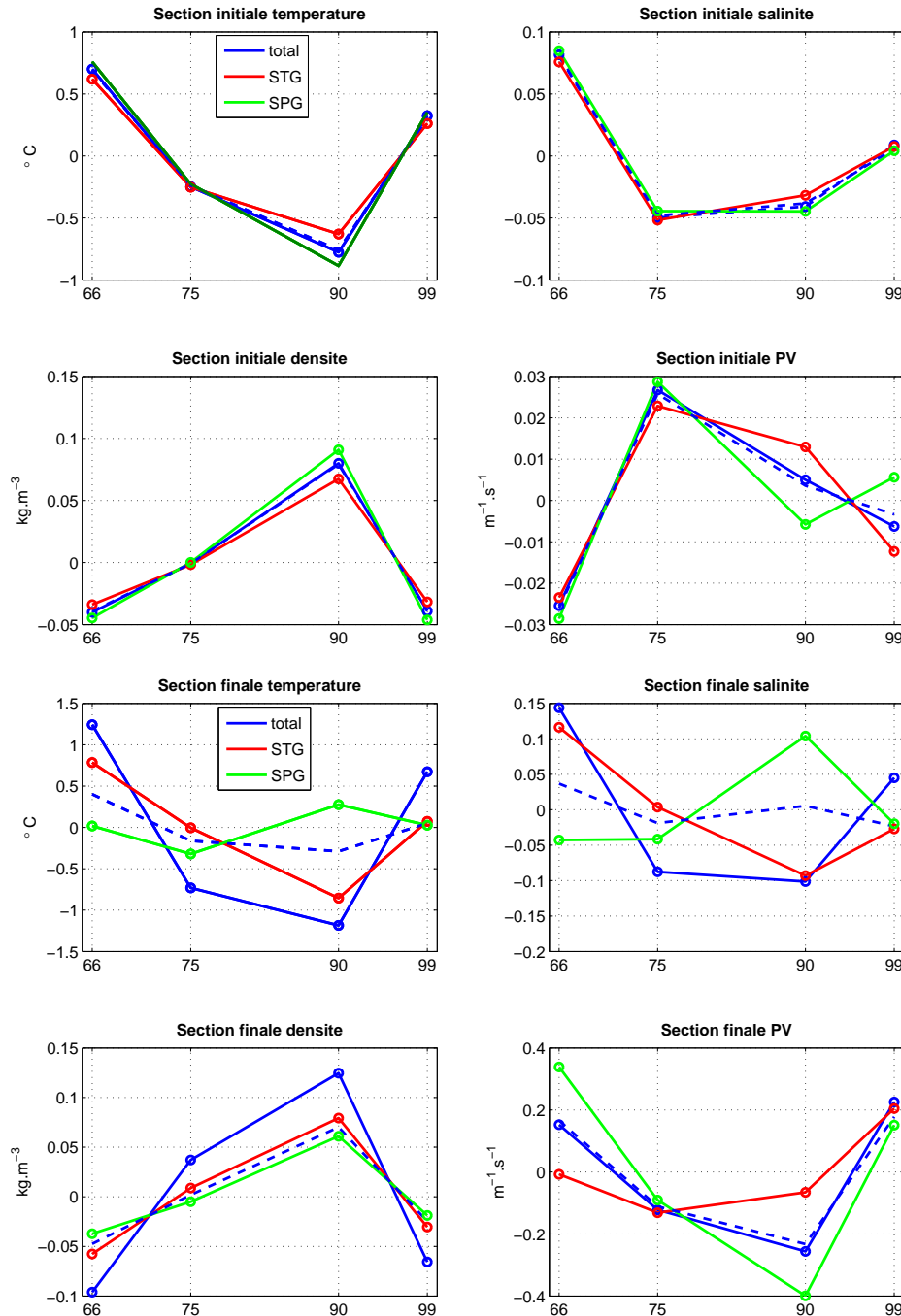


FIG. 3.23 – Propriétés moyennes (température, salinité, vorticité potentielle et densité) des particules sur la section initiale (section RR, haut) et sur la section finale (sections SPG et STG, bas). En rouge et vert, propriétés moyennes des particules originaires respectivement de la section STG et de la section SPG. En trait plein bleu, moyenne pondérée par le transport des propriétés des particules originaires des sections STG et SPG. En pointillés bleus, moyenne des propriétés des particules originaires des sections STG et SPG en considérant qu'elles contribuent à parts égales aux SPMW de la section RR.

contribution des eaux subpolaires au transport du NAC augmente au détriment des eaux subtropicales. Par conséquent, les SPMW de l'Est du gyre subpolaire se refroidissent et se désalinisent. Du début à la fin des années 1990, alors que le gyre subpolaire s'affaiblit, la contribution des eaux subpolaires au transport du NAC diminue au profit des eaux subtropicales. Par conséquent, les SPMW de l'Est du gyre subpolaire se réchauffent et se salinisent. L'intensité du gyre subpolaire est elle-même impactée par les propriétés des SPMW qui contribuent à entretenir une situation de gyre faible ou fort. La coïncidence avec les événements NAO suggère que ce sont eux les déclencheurs des changements de situations ce qui est largement admis dans la littérature. D'après *Hakkinen and Rhines* (2004, 2009), le lien entre NAO et la variabilité de l'intensité du gyre se fait probablement via des variations de flux de surface (tension de vent et flux de chaleur).

Ces résultats sont valables dans ORCA025-G70. Leur cohérence avec ceux issus du modèle MICOM et présentés par *Hatun et al.* (2005) donne confiance en leur pertinence. Les données hydrographiques ne permettent pas une étude de la variabilité aussi poussée. Cependant, la variabilité des couches de surface dans la WOD04 est similaire à celle observée dans ORCA02-G70 et ne s'explique pas non plus par les effets des flux air-mer locaux. De plus, la variabilité de l'intensité du gyre et celle des propriétés des SPMW observées à partir de l'altimétrie et de mesures hydrographiques directes du début des années 1990 aux années 2000 est proche de celle de ORCA025-G70. La circulation horizontale étant correctement reproduite dans ORCA025-G70, on peut considérer que les mécanismes de la variabilité des SPMW de l'Est du gyre subpolaire décrits dans ORCA025-G70 sont proches de la réalité. Une contradiction subsiste cependant dans ce schéma de variabilité. En effet, la variabilité de l'intensité du gyre subpolaire reflétée par l'indicateur de *Hakkinen and Rhines* (2004) ne se répercute pas dans les estimations du transport du NAC dans l'Est du gyre subpolaire qui sont à peu près constantes au moment des événements NAO. Une telle contradiction est mentionnée par *Hakkinen and Rhines* (2009) à partir d'observations. Comme le montrent *Hatun et al.* (2005) dans MICOM, l'indicateur d'intensité du gyre subpolaire est particulièrement sensible au niveau du courant d'Irminger dans ORCA025-G70. C'est là que la hauteur de mer varie le plus et l'impact de cette variation est confirmé par l'analyse lagrangienne. Il est donc probable que l'indicateur de l'intensité du gyre subpolaire soit représentatif de l'intensité du courant d'Irminger et de sa recirculation cyclonique le long des côtes groenlandaises puis en Mer du Labrador. Ces considérations vont au delà du but de ce Chapitre mais leurs implications sur la dynamique du système gyre subpolaire - gyre subtropical méritent d'être approfondies.

Chapitre 4

Formation des SPMW à partir de Argo

Ce chapitre se base sur un article en préparation. Dans un premier temps, on résume cet article en français. Puis l'article en anglais est présenté.

Résumé

Ce chapitre présente une première étape de l'utilisation à long terme du réseau Argo pour le suivi de la variabilité des SPMW et des couches de surface du gyre subpolaire. D'après le Chapitre 2, les SPMW de l'Est du gyre subpolaires sont conditionnées par des processus de couche de mélange. Ce chapitre vise donc à évaluer la capacité du réseau Argo à estimer avec précision ces processus de formation. Etant donné le faible échantillonnage par les flotteurs Argo dans cette région, cette estimation se restreint au Bassin d'Islande, de loin la zone la mieux échantillonnée de l'Est du gyre subpolaire. Dans la section 2.3.3, le Nord du Bassin d'Islande apparaît comme une zone de transformation intense des masses d'eau alimentant les SPMW de la dorsale de Reykjanes. L'étude de la formation de ces SPMW passe par l'étude des processus conditionnant les couches de mélange du Nord du Bassin d'Islande. Ce chapitre présente donc une technique d'estimation de ces processus par l'intermédiaire d'un bilan de chaleur dans la couche de mélange à partir des mesures de flotteurs Argo. Ces mesures ont déjà fait l'objet de bilans de chaleur dans les couches de surface en Atlantique Nord par l'intermédiaire d'une technique d'analyse objective (*Wells et al.*, 2009). Dans ce chapitre, seules les mesures Argo directes et les flux atmosphériques sont utilisés évitant ainsi le lissage lié à l'analyse objective qui peut présenter des limitations dans les zones de fort gradient. A partir de l'analyse de la simulation ORCA025-G70, les chapitres 2 et 3 ont mis en évidence le rôle crucial de l'advection dans l'alimentation et donc la formation des SPMW. Dans ORCA025-G70, si les flux atmosphériques apparaissent comme le moteur de la formation de la couche de SPMW, c'est principalement l'advection

qui conditionne les propriétés des SPMW. Malgré les défauts de cette simulation, l'advection dans les couches de surface est proche de la réalité et son importance a déjà été mise en évidence à partir d'observations par *McCartney and Talley* (1982), *Brambilla and Talley* (2008a), *Perez-Brunius et al.* (2004) et *McCartney and Mauritzen* (2001) notamment. Si l'effet des flux atmosphériques est estimé à l'aide des champs NCEP et ECMWF mais aussi du champ de SST de AVHRR/AMSR, l'advection ne peut être estimée à partir des mesures Argo directes qui ne donnent potentiellement accès qu'à la variation de contenu thermique de la couche de mélange. On s'inspire donc de la technique d'analyse lagrangienne utilisée avec succès dans les chapitres précédents mais aussi du bilan lagrangien climatologique de *Perez-Brunius et al.* (2004) calculé à partir de la base Hydrobase le long des lignes de courant moyennes de l'Est du gyre subpolaire. Ainsi, le flotteur Argo est considéré comme une particule advectée à la vitesse géostrophique moyenne de la couche de mélange. Cette hypothèse, désignée par le sigle MLL ou MLLH (Mixed Layer Lagrangian Hypothesis), est particulièrement forte et fait l'objet d'une discussion dans ce chapitre. En la considérant valide, le bilan de chaleur le long de la trajectoire d'un flotteur s'affranchit alors de l'advection. En terme de variabilité, si les flux atmosphériques ne peuvent expliquer la variation de contenu thermique alors on s'attend à ce que l'advection soit le processus clé de cette variabilité. L'étude de la variabilité va néanmoins au delà des possibilités de l'échantillonnage Argo actuel.

Ce chapitre se focalise plutôt sur l'estimation d'un bilan de couche de mélange moyen sur la période 2001-2007 pendant laquelle l'échantillonnage Argo dans le Nord du Bassin d'Islande est le meilleur. En considérant la période 2001-2007 comme une année climatologique, l'échantillonnage atteint la norme Argo d'une mesure tous les 10 jours dans une fenêtre spatiale de $3^\circ \times 3^\circ$. Au vu des flux atmosphériques, cet échantillonnage apparaît suffisant pour reproduire les échelles spatiales observées dans les champs NCEP et ECMWF. Par contre, les signaux hautes fréquences (inférieures à 10 jours) ne sont pas correctement échantillonnés par le réseau Argo et sont source d'erreur. Le bilan Argo est calculé entre les paires de profils consécutifs de chaque trajectoire de flotteur Argo dérivant dans le Nord du Bassin d'Islande. L'équation du bilan le long d'une trajectoire est :

$$\underbrace{h\partial_t \langle T \rangle}_{(1)} = \underbrace{\frac{F_{net}}{\rho_0 C_p}}_{(2)} - \underbrace{U_E \partial_x T - V_E \partial_y T}_{(3)} - \underbrace{[\langle T \rangle - T(-h)] w_{Ekman}}_{(4)} \quad (4.1)$$

L'équation 4.1 donne accès à la variation de contenu thermique de la couche de mélange (1), aux flux air-mer nets de chaleur (2), à l'entraînement à la base de la couche de mélange (4) et à la partie de l'advection liée au transport d'Ekman (3) et non concernée par l'hypothèse MLL. La moyenne des estimations associées à chaque paire de profils fournit un bilan annuel et mensuel de l'année climatologique (cf Tableau 4.1 et Fig.4.6). Avec un résidu de 3 à $12 \pm 17 \text{ W.m}^{-2}$ (selon les flux utilisés), le budget annuel est fermé à l'er-

reur près. La variation de contenu thermique et les flux air-mer sont les termes principaux représentant une perte de chaleur pour la couche de mélange respectivement de $94 \pm 19 W.m^{-2}$ et $91 - 99 \pm 12 W.m^{-2}$. L'advection d'Ekman et l'entraînement sont des termes secondaires représentant des pertes respectives de $5-6 W.m^{-2}$ et de moins de $1 W.m^{-2}$ (considérée comme négligeable). Le bilan mensuel est fermé en hiver à l'erreur près avec un résidu pouvant atteindre $40 \pm 50 W.m^{-2}$. En été, la barre d'erreur est réduite mais, avec un résidu de $-35 \pm 7 W.m^{-2}$, le bilan n'est pas fermé en juillet et août. Ces résidus saisonniers se compensent d'où la fermeture du bilan annuel. Ceci mérite d'être pris en compte lors de l'interprétation des bilans annuels. Les deux estimations des flux air-mer issues des champs NCEP et ECWF sont très similaires en moyenne annuelle et mensuelle. Ceci suggère que les résidus saisonniers élevés ne sont pas dus à des biais dans les flux mais aux approximations de la méthode de calcul. L'importance saisonnière des barres d'erreur reflète la relation de proportionnalité entre la profondeur et la dérivée temporelle de la température de couche de mélange. Les fortes barres d'erreur hivernales proviennent de la variabilité spatio-temporelle élevée de la profondeur (elle aussi élevée) et de la température de couche de mélange suite à l'action locale de processus de petite échelle comme des tourbillons qui nécessiteraient plus d'observations indépendantes. En été, les profondeurs de couche de mélange faibles et stables réduisent les barres erreurs.

Un fois le bilan Argo calculé, il apparaît nécessaire de le compléter et d'évaluer sa validité en particulier en discutant les problèmes d'échantillonnage du Nord du Bassin d'Islande. On complète donc le bilan Argo en étudiant le bilan de couche de mélange dans la simulation ORCA025-G70fo, l'extension de la simulation ORCA025-G70 jusqu'à fin 2007. Cette simulation n'apparaît pas idéale à première vue. En effet, le chapitre 1 a mis en évidence l'existence d'une forte contrainte bathymétrique exercée par les contours du Bassin d'Islande. D'après *Treguier et al.* (2005), cette contrainte est commune à plusieurs modèles haute résolution et apparaît surestimée par rapport aux observations. Elle induirait une surestimation de la circulation cyclonique de surface le long des contours bathymétriques qui influence les propriétés de surface et les interactions océan-atmosphère du modèle. De plus, en comparant avec les mesures directes Argo, la stratification dans la thermocline principale des champs ORCA025-G70fo est surestimée et les couches de mélange hivernales sont sous-estimées (cf Fig.4.5). Ces différences apparaissent nettement sur la période 2001-2007, lors des comparaisons entre les champs ORCA025-G70fo, les champs ARIVO (issus d'observations diverses) et les flux de surface NCEP ou ECMWF (cf Fig.4.4). A noter tout de même, que ces champs issus d'observations sont lissés par les diverses techniques de construction de sorties grillées et peuvent être aussi biaisés par les rappels à la climatologie et le manque de mesures dans le Nord du Bassin d'Islande, région somme toute peu échantillonnée. Un des avantages de la simulation est qu'elle fournit un échantillonnage fin et régulier dans le Nord du Bassin d'Islande. De plus, malgré ses dé-

fauts, les chapitres précédents ont montré que cette simulation est thermodynamiquement fiable dans les couches de surface. Les propriétés et la variabilité des SPMW et celles des structures de circulation dans les couches de surface du Bassin d’Islande s’avèrent, en effet, remarquablement proches des observations et de la littérature. De même, le comportement du cycle mensuel moyen sur 2001-2007 des flux air-mer de chaleur ORCA025-G70fo dans le Nord du Bassin d’Islande est similaire aux champs NCEP et ECMWF avec toutefois des flux hivernaux simulés plus intenses (cf Fig.4.3). En colocalisant les positions des flotteurs Argo dans les champs ORCA025-G70fo (la colocalisation est définie en section 1.4.5), on calcule à l’identique le bilan Argo à partir des champs ORCA025-G70fo. Le cycle mensuel de variation de contenu thermique des flotteurs colocalisés reproduit correctement, aux erreurs près, le signal issu des flotteurs Argo réels (cf Fig.4.6). L’équilibre du bilan de chaleur colocalisé étant similaire au bilan Argo, on considère que ORCA025-G70fo est une solution raisonnable pour une analyse plus poussée du bilan de couche de mélange dans le Nord du Bassin d’Islande. Les sorties de la simulation permettent de plus d’estimer toutes les contributions du bilan et éventuellement d’apporter des pistes pour l’amélioration du bilan Argo. Connaissant les limites de la simulation, les résultats issus du bilan ORCA025-G70fo sont à prendre avec les précautions qui s’imposent.

Le bilan ORCA025-G70fo est un bilan eulérien qui ne nécessite pas l’utilisation de l’hypothèse MLL. Il est estimé à partir des sorties à 5 jours du modèle. Dans la couche de mélange l’équilibre est le suivant :

$$\begin{aligned}
 h\partial_t \langle T \rangle &= -h \langle \mathbf{u} \rangle \cdot \nabla \langle T \rangle - \nabla \cdot \int_{-h}^0 \tilde{\mathbf{u}} \tilde{T} dz - [\langle T \rangle - T(-h)] w(-h) \\
 &+ \frac{F_{net}}{\rho_0 C_p} + \overline{w'T'}(-h) + h A_H \nabla^2 \langle T \rangle
 \end{aligned} \tag{4.2}$$

Le terme de gauche est la variation de contenu thermique. Les termes de droite sont respectivement l’advection horizontale (les deux premiers termes), l’advection verticale (ou entrainement), les flux air-mer, le mélange vertical turbulent à la base de la couche de mélange et la diffusion horizontale (considérée comme le résidu des autres termes). Dans la suite, l’advection horizontale et l’advection verticale (négligeable) sont réunies sous le terme d’advection. Comme pour le bilan Argo, la période 2001-2007 est ramenée à une année climatologique sur laquelle on estime un bilan annuel et un cycle mensuel moyens (cf Tableau 4.1 et Fig.4.8). Comme avec Argo, le cycle saisonnier de la variation de contenu thermique est dirigé par les flux air-mer. Pourtant, il n’y a pas d’équilibre entre ces deux termes. En effet, l’advection est un terme crucial du bilan en apportant entre 80-100 $W.m^{-2}$ (10-20 $W.m^{-2}$) en hiver (été) à la couche de mélange. Ceci confirme ce que les chapitres 2 et 3 mettent en évidence, à savoir l’importance de l’advection dans l’alimentation et le conditionnement des couches de surface du Nord du Bassin d’Islande. Cependant, le

mélange vertical turbulent à la base de la couche de mélange apparaît aussi non négligeable en été où il transfère $\sim 30 \text{ W.m}^{-2}$ de la couche de mélange vers les couches sous-jacentes. Enfin, la diffusion horizontale résiduelle ne présente pas de cycle saisonnier marqué et est en moyenne négligeable. Le bilan ORCA025-G70fo est fermé et ses principaux termes sont la variation de contenu thermique, les flux air-mer, l'advection et le mélange vertical turbulent.

Les résultats du bilan ORCA025-G70fo permettent d'envisager des moyens d'améliorer la précision du bilan Argo à travers l'estimation du mélange vertical turbulent et l'amélioration de l'échantillonnage. L'analyse comparée des profils Argo et ORCA025-G70 estivaux montre qu'une partie non négligeable de la chaleur apportée par les flux air-mer en surface se propage sous la base de la couche de mélange. Une partie de cette chaleur est due à la pénétration des flux air-mer en profondeur mais le reste reflète l'effet du mélange vertical turbulent mis en évidence avec ORCA025-G70fo. Cet effet se ressent en moyenne jusqu'à environ 120m de profondeur dans les champs du modèle. Pour le prendre en compte, on modifie le bilan Argo classique en le transformant en bilan de la couche 0-120m quand la couche de mélange est inférieure à 120m (en été principalement). Le cycle mensuel du nouveau bilan Argo est alors fermé aux erreurs près (cf Fig.4.10) et par différence avec le bilan Argo classique on estime l'effet du mélange turbulent à $\sim 26 \text{ W.m}^{-2}$ à la base des couches de mélange estivales. Ce terme est négligeable à la base des couches de mélanges hivernales. Avec un résidu de $13 \text{ à } 23 \pm 16 \text{ W.m}^{-2}$, le nouveau bilan annuel est moins bien fermé que le bilan Argo initial mais la compensation entre les résidus hivernaux et estivaux n'existant plus il est aussi plus fiable.

A partir du bilan eulérien ORCA025-G70fo, on étudie la sensibilité de chaque terme du bilan à l'échantillonnage spatial. Cette étude consiste à faire des tirages aléatoires des points de grille du Nord du Bassin d'Islande, à sous-échantillonner chaque tirage jusqu'à la résolution Argo nominale ($3^\circ \times 3^\circ$) et à calculer le bilan sur chaque nouvelle grille. L'écart-type par rapport au bilan ORCA025-G70fo au $1/4^\circ$ donne un ordre de grandeur de l'erreur liée à l'échantillonnage spatial. Dans ORCA025-G70fo, la précision du bilan annuel à $3^\circ \times 3^\circ$ est limitée à 10 W.m^{-2} pour les flux air-mer, et à 23 W.m^{-2} pour l'advection et à 3 W.m^{-2} pour la variation de contenu thermique. A cette résolution, le cycle mensuel de la variation de contenu thermique et de l'advection sont les plus sensibles à l'échantillonnage spatial surtout en hiver où l'échantillonnage Argo de la variabilité spatio-temporelle des couches de mélange n'est pas suffisant. Selon l'hypothèse MLL, dans le bilan Argo, l'advection étant incluse dans la variation de contenu thermique, ces études de sensibilité expliquent donc une grande partie des résidus hivernaux. Ces études montrent de plus qu'augmenter sensiblement l'échantillonnage Argo nominal permettrait de réduire significativement l'erreur sur le bilan Argo annuel tout en lissant en moyenne les signaux liés à l'hypothèse MLL et aux autres approximations.

Pour conclure, ce chapitre montre que 7 années de données Argo apparaissent suffisantes pour fournir un bilan de chaleur dans la couche de mélange représentatif d'une zone de variabilité élevée comme le Nord du Bassin d'Islande. A l'aide de la simulation ORCA025-G70fo, on montre que le contenu thermique de la couche de mélange est principalement dirigé par les flux air-mer de chaleur, l'advection et le mélange turbulent à la base de la couche de mélange. Comme les chapitres 2 et 3 le soulignent, l'advection est un processus essentiel dans la formation et le conditionnement des couches de mélange du Nord du Bassin d'Islande. L'importance du mélange turbulent en été nous a conduit à modifier le bilan de chaleur Argo initial pour prendre en compte ses effets et fermer le nouveau bilan estival aux erreurs près. En moyenne annuelle, les erreurs du bilan Argo s'élèvent à 19 W.m^{-2} et 12 W.m^{-2} respectivement pour la variation de contenu thermique (comprenant l'advection d'après MLLH) et les flux air-mer. Les études de sensibilité effectuées à partir des bilans ORCA025-G70fo et Argo montrent que ces erreurs sont liées à l'échantillonnage incomplet de la variabilité spatio-temporelle des couches de mélange du Nord du Bassin d'Islande mais aussi à l'hypothèse MLL et aux autres approximations. Un meilleur échantillonnage par les flotteurs Argo réduirait les erreurs. Cependant, comme il n'est pas prévu d'augmenter l'échantillonnage Argo actuel, la solution consistera à l'avenir à moyenniser les bilans sur des échelles de temps plus élevées que 7 ans. D'ici quelques années, le réseau Argo devrait donc avoir la capacité de suivre avec précision la variabilité des processus de couche de mélange sur des fenêtres de dix ans dans le Nord du Bassin d'Islande. Conjugués à l'observation de la variabilité des SPMW issues de ces couches de mélange, ces bilans devraient en outre permettre de déterminer les mécanismes (principalement les flux air-mer ou l'advection) responsables de la variabilité des couches de surface de la région.

Mixed layer heat budgets from Argo in the Iceland Basin

Eric de Boisséson [1], Virginie Thierry [1], Herlé Mercier [1], Guy Caniaux [2].

[1] Laboratoire de Physique des Océans, UMR6523, IFREMER, CNRS, UBO, IRD, Plouzané, France

[2] Centre National de Recherches Météorologiques - Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

Abstract

The Iceland Basin is an area where Subpolar Mode Waters properties are set by mixed layer processes. To assess the ability of 7 years (2001-2007) of Argo data to quantify these processes in the Iceland Basin, we estimate a mixed layer heat budget along float trajectories by using a lagrangian method. The mixed layer heat content variation is mainly balanced by the surface heat fluxes from NCEP and ECMWF. With a residual of $3 - 12 \pm 17 \text{ W.m}^{-2}$, the annual budget is closed within the errorbar. This closure results from the compensation between the summer and winter residuals. The summer (winter) mixed layers lose more (less) heat than expected from the surface fluxes. To assess the validity of these patterns, a similar calculation is done from outputs of the $1/4^\circ$ global DRAKKAR ORCA025-G70fo run from 2000 to 2007. By colocalizing the Argo float positions in the model grid, we check that ORCA025-G70fo reproduces the seasonal variations of the Argo-based mixed layer heat content. To improve the Argo budget, an eulerian estimate of all the contributions to the budget is performed over the grid points of the Iceland Basin. On the one hand, the model results show that the summer residual could be due to a significant vertical turbulent mixing at the base of the mixed layer that would induce a heat transfer toward greater depths. We thus modify the Argo budget to consider the effects of this transfer and make the budget more reliable. On the other hand, the winter residual of the Argo-based budget is likely to be linked to the poor Argo sampling. Experiments performed on the model grid evaluate the sensitivity of the budget to the sampling and show that a better Argo sampling should reduce the errors of this kind of Argo-based budget.

4.1 Introduction

The Iceland Basin is a region of formation of Subpolar Mode Waters (hereafter SPMWs). In the Iceland Basin, SPMWs were identified by several hydrographic surveys (*McCartney and Talley, 1982; Talley, 1999a; Read, 2001; Brambilla and Talley, 2008a; Thierry et al., 2008*) as nearly vertically homogeneous thick layers (*Hanawa and Talley, 2001*). SPMWs are the object of particular attention because they participate in the upper flow of the overturning circulation and partly feed the North Atlantic Deep Water (*McCartney and Talley, 1982; Schmitz and McCartney, 1993*). SPMWs are also thought to play a role in feedbacks between the subpolar gyre and the atmosphere (*Hanawa and Talley, 2001*) and might influence the atmospheric circulation (*Kwon and Riser, 2004*). In the Iceland Basin, the layers of SPMWs are fed by the branches of the North Atlantic Current (*Niiler et al. (2003), Brambilla and Talley (2008a)*) located along the western flank of the Rockall plateau and in the center of the basin (*Brambilla and Talley, 2008a*). The SPMWs lie in the northern part of the Iceland Basin and on the eastern flank of the Reykjanes Ridge (*Thierry et al. (2008), their Fig.5*). They are formed in the winter mixed layer by convection led by surface cooling (*Hanawa and Talley, 2001*). The mixed layer processes including surface fluxes, advection and mixing set the properties of the SPMWs. These processes can be quantified by performing mixed layer heat budgets.

Previous attempts (*Oort and Haar, 1976; Levitus, 1984; Hsiung et al., 1989*) to monitor the seasonal cycle of the surface heat content from hydrographic data have been limited by irregular spatial sampling which concentrates along shipping routes while it is supposed to be representative of entire oceanic basins. Other estimates of the main terms of surface heat budget have been performed over smaller areas from different kinds of data (*Wang and McPhaden, 1999; Swenson and Hansen, 1983; Foltz et al., 2003*) but with large residuals and uncertainties. Studies based on Ocean General Circulation Models (GCMs) (*Qiu and Kelly, 1993; Boening and Herrmann, 1994; Jones and Leach, 1999; Dong and Kelly, 2003*) tried to quantify the whole heat balance terms which remain hardly accessible from observations but confirming the realism of processes deduced from models needs an extended validation against observations (*Paci et al., 2005*). The recent POMME experiment (*Memery et al., 2005*) dedicated to a 8° square area of the Northeast Atlantic has led to more a precise heat budget from observations. *Gaillard et al. (2005)* has used the POMME dataset including profiling floats deployed drifting at 400 m along with a set of fluxes calibrated from in situ data (*Caniaux et al., 2005a,b*) to estimate the heat budget of the layer 0-400m in the POMME area. Their annual budget is closed within $2 W.m^{-2}$ by the heat content variation, the surface heat fluxes and the heat advection by the mean current showing the usefulness of a tight array of profiling floats for upper layer heat budget estimates.

Over the period 2001-2007, Argo floats have provided a good data coverage of the North Atlantic Ocean. *Hadfield et al. (2007)* monitored a monthly mean seasonal cycle of the mixed layer heat content variation of the North Atlantic in boxes of $10^\circ \times 10^\circ$ by using an objective analysis from the Argo data collected until 2005. *Hadfield et al. (2007)* moreover subsampled the OCCAM model grid toward the Argo sampling rate in every boxes of $10^\circ \times 10^\circ$ to assess the potential impact of the irregular sampling by Argo floats on their heat content variation estimates. They found that, in the North Atlantic, on a monthly scale, the sampling errors vary from $10\text{-}20 W.m^{-2}$ in the subtropical North Atlantic to more than $50 W.m^{-2}$ within the Gulf Stream and north of $40^\circ N$. *Hadfield et al.*

(2007) thus concluded that the Argo dataset is accurate enough to investigate the mixed layer heat content variations in the subtropical gyre but it will be less useful in subpolar regions. Using the same Argo dataset and the same objective analysis method, *Wells et al.* (2009) estimated an upper ocean heat budget (0-300m) of the North Atlantic and its errors in boxes of $10^{\circ}\times 10^{\circ}$. They quantified the advective processes by splitting them in an Ekman contribution (using the NOC/NCEP wind stress fields) and in a geostrophic contribution (estimated using the Bernoulli inverse method). The diffusive processes are quantified using the coefficients of diffusion estimated by *Ledwell et al.* (1993) and *Schafer and Kraus* (1995). Using the NOC surface fluxes climatology, their balance between the 0-300m heat content variation, the advective and diffusive processes and the air-sea heat fluxes is closed within the estimated errors over all the North Atlantic Ocean. Close to the Iceland Basin, the advective and diffusive annual mean contributions are $51 W.m^{-2}$ and $27 W.m^{-2}$ respectively and the annual mean residual is $-25 \pm 32 W.m^{-2}$.

By using direct Argo floats measurements, *Sallée et al.* (2006) monitored the formation of Subantarctic Mode Waters in the Antarctic Circumpolar Current system by performing a mixed layer heat budget. Their budget includes the Ekman heat transport and the eddy heat diffusion. The Ekman transport is estimated from wind stress and SST fields and the eddy heat diffusion is estimated from climatological fields of eddy diffusion coefficients. These latter coefficients are calculated following *Davis* (1991) using surface drifter data from 1995 to 2005. *Sallée et al.* (2006) showed that the Ekman heat transport and the eddy heat diffusion can be as large as the surface air-sea flux contribution to mixed layer heat budget. But, on a monthly scale, their residuals can be higher than $50 W.m^{-2}$ with high uncertainties in winter probably associated to poor sampling.

The present work is a first estimate of the main terms of the mixed layer heat budget in the Iceland Basin from Argo data. Only Argo data and surface flux products are used. Our technique avoids any smoothing by filtering or induced by objective analysis (*Hadfield et al.*, 2007; *Wells et al.*, 2009). The diffusive contributions to the mixed layer budget estimated from surface drifter data and satellite products by *Sallée et al.* (2006) and *Wells et al.* (2009) using parametrised coefficient are not estimated here to focus on the information coming from the direct Argo floats measurements and to avoid any additional source of error. We thus aim to estimate as precisely as possible the terms available from Argo data and the air-sea flux products. As in *Hadfield et al.* (2007), a numerical simulation helps us to determine the Argo sampling error. It also gives insights on the contribution of the terms that cannot be estimated from Argo data. The combination of the mixed layer heat budgets from Argo data and the simulation determines the limitations of our technique. It also assesses the ability of the Argo array to provide a representative mixed layer heat budget in the Iceland Basin. In the following, section 2 provides informations about the datasets and the numerical experiment used here. Section 3 focuses on the mixed layer heat budget from Argo data. The budget from the simulation is described in section 4. Section 5 focuses on the potential improvements of the Argo budget highlighted by the simulation. Finally, section 6 concludes this study.

4.2 Dataset and methods

4.2.1 Argo data, surface fluxes and SST

Argo floats measure salinity and temperature vertical profiles every 10 days, nominally. A typical Argo float mission begins by diving from the surface to a nominal parking pressure at about 1000 db, where the float freely drifts. After about 9 days, the float moves down to typically 2000 db where it starts recording temperature and salinity while profiling to the surface. At the ocean surface, data are transmitted to data centres via satellite. Then the 10-day mission is repeated.

The Argo data are downloaded from the Coriolis data centre (<http://www.ifremer.fr/coriolis/>) and are quality-controlled in real time and, for some of them, in delayed-mode. In this study, we consider temperature profiles only. Temperature has a nominal accuracy of 0.01°C. While any drift or offset of the pressure sensors are internally corrected in PROVOR and SOLO floats, it is usually carried out at Argo Data Assembly Center for APEX floats. This correction is not available in our dataset, we thus apply our own correction following Argo recommendations. In addition, we checked that none of the floats considered in this study are concerned by the micro-leak affecting some of the Druck pressure sensors (*Riser*, 2009).

Twenty one Argo floats drifted in the Iceland Basin from 2001 to 2007. Although most floats available in this basin followed the nominal mission, some of the floats were set-up differently with repeat cycles ranging from 72 to 240 hours and parking depths from 1000 db to 1500 db. In this study, we consider the 699 temperature profiles taken in the area delimited by the box displayed on Fig.4.1 and referred to in the following as the Iceland Basin. This area is about 6° of latitude by 15° of longitude which means that we need about 10 floats in the box in a 10-day time window to reach the Argo nominal sampling (1 float by 3°x3°). In considering that the whole dataset belongs to the same climatological year, we evaluate to 17 the averaged number of profiles available in the Iceland Basin in each 10-day time window of this climatological year. Thus, the 2001-2007 Argo sampling in the Iceland Basin corresponds to the nominal yearly Argo sampling (the Argo array reached its nominal resolution end of 2007). The vertical temperature profiles from Argo floats are plotted seasonally on Fig.4.2. This plot shows that there is not any strong bias in the selected dataset. The deep winter mixed layers extending from the surface to 300-400 m depth are visible on the winter profiles whereas the steep seasonal thermoclines appear on the summer profiles. The spring (resp. autumn) profiles are in an intermediate stage at the beginning of the surface restratification (resp. of the mixed layer deepening).

To compute the heat budget, daily air-sea heat fluxes and winds over 2001-2007 from the NCEP (National Center for Environmental Prediction) analysis and the ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecasting) analysis are used. They are respectively available on a 1.875° and a 1/2° grid. Daily Sea Surface Temperature (SST) fields available on a 1/4° grid from AVHRR only (from 2001 to June 2002) and from AMSR/AVHRR (Advanced Microwave Scanning Radiometer/Advanced Very High Resolution Radiometer, from June 2002 to 2007) are also used to estimate the contribution of the Ekman horizontal advection.

Climatological monthly values for the period 2001-2007 of the air-sea heat fluxes in the North-Iceland Basin are estimated either in using the data on their original grid or in colocalizing the data at the Argo profile positions. Those climatological monthly values constitute what we call a seasonal cycle. Amplitudes and patterns of the seasonal cycle of the air-sea heat fluxes averaged

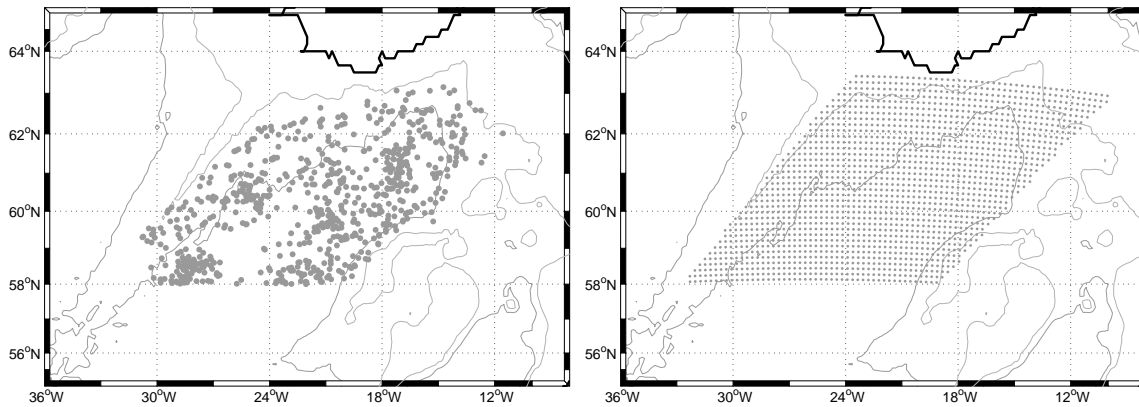


FIG. 4.1 – (Left panel) Positions of the Argo float profiles in the Iceland Basin. (Right panel) Grid points of the ORCA025-G70fo simulation in the Iceland Basin. Both are superimposed on the bathymetry of the Iceland Basin.

at the original grid resolution and at the Argo sampling are very similar (see Fig.4.3a for the NCEP fluxes only) with a mean difference of 1 W.m^{-2} and a maximal difference in february of 20 W.m^{-2} . This result suggests that the sampling of the 2001-2007 Argo dataset in the Iceland Basin is sufficient to provide a representative mixed layer heat budget in that basin.

4.2.2 The numerical experiment

The 5-day averaged outputs of the ORCA025-G70fo simulation, a follow-on of ORCA025-G70, provide a numerical ocean database from 2001 to 2007. The simulation is based on the global ORCA025 model configuration described by *Barnier et al. (2006)*. It uses a global tripolar grid with 1442×1024 grid points and 46 vertical levels. The vertical grid spacing is finer near the surface (6m) and increases with depth. The horizontal resolution is 27.75 km ($1/4^\circ$) at the equator and 13.8 km at 60°N . The ocean-ice code is based on NEMO (*Madec, 2007*). The ORCA025-G70 experiment, which is fully described in *Treguier et al. (2007)* and in *Molines et al. (2006)*, ran from 1958 to 2001 with no spin up (the initial condition is the Levitus 1998 climatology). Parameterizations include a laplacian mixing of temperature and salinity along isopycnals, a horizontal biharmonic viscosity, and a turbulence closure scheme (TKE) for vertical mixing. The forcing dataset of ORCA025-G70 is a blend of data from various origins and different time resolutions (*Brodeau, 2007*). Precipitation and radiation are from the CORE dataset (*Large and Yeager, 2004*) at monthly and daily frequency respectively. Air temperature, humidity and wind speed are six-hourly fields from the ECMWF reanalysis ERA40 for years 1958-2001. Turbulent fluxes (wind stress, latent and sensible heat fluxes) are estimated using the CORE bulk formulae (*Large and Yeager, 2004*). To avoid an excessive model drift, there is a relaxation to the Levitus climatology of sea surface salinity. There is also an extra restoring at the exit of the Red Sea and Mediterranean Sea for a better representation of the overflows. ORCA025-G70fo ran over the period 2001 to 2007. The ECMWF analysis is used for the turbulent fluxes and the CORE dataset is used for precipitation and radiation. For those latter fluxes, year 2006 is repeated in 2007.

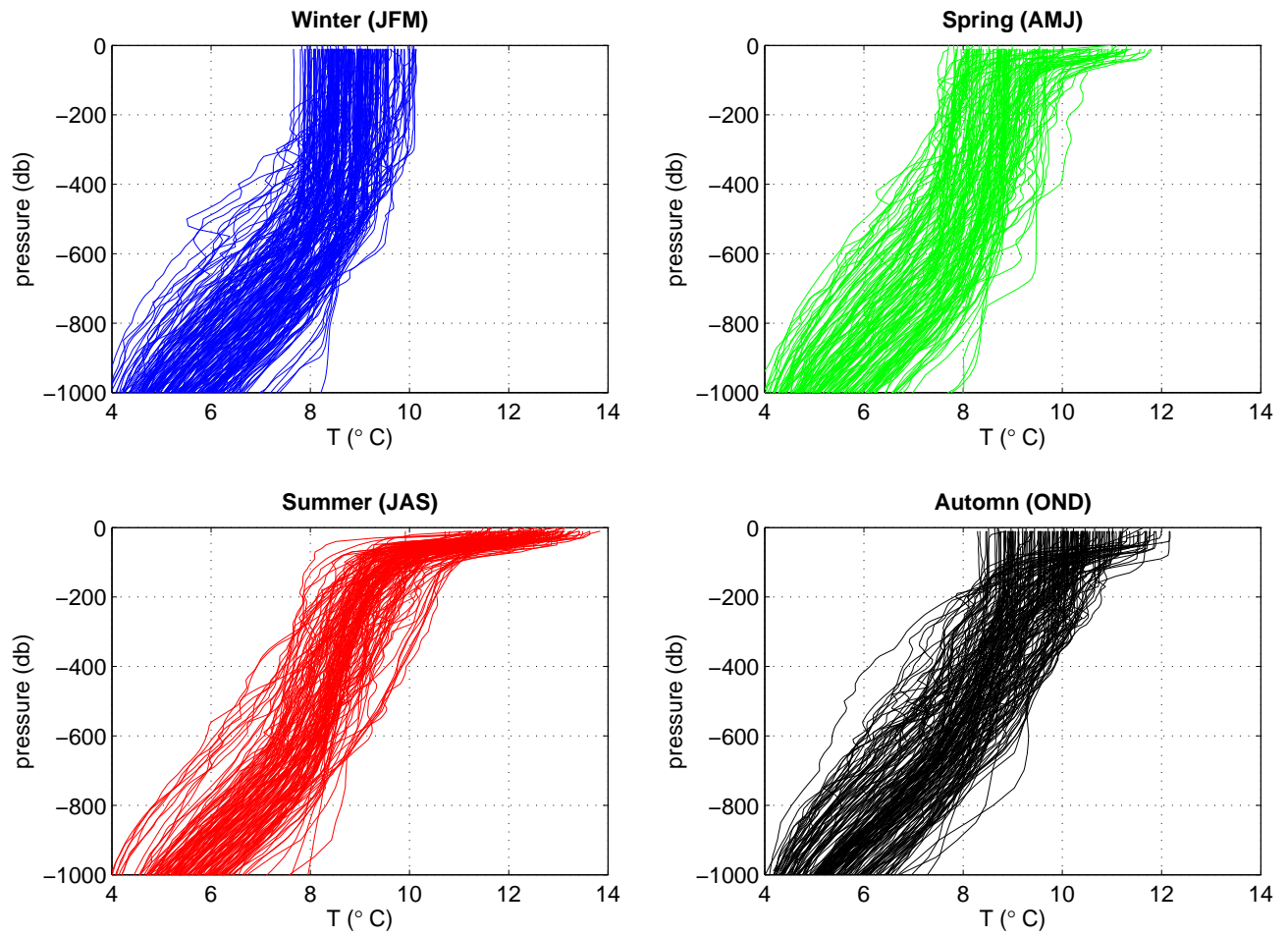


FIG. 4.2 – 2001-2007 Argo temperature (°C) profiles of the Iceland Basin (Fig.4.1).

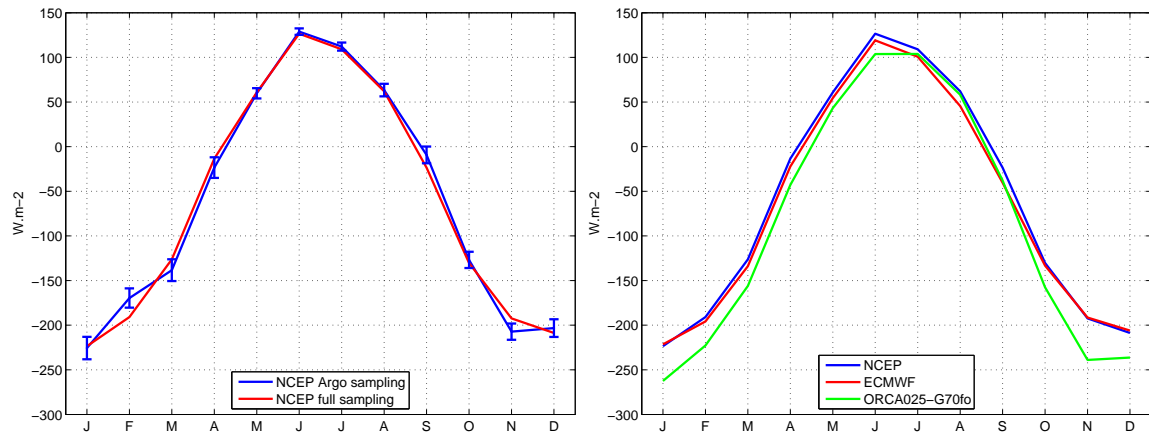


FIG. 4.3 – Monthly mean seasonal cycle of the net air-sea heat fluxes over 2001-2007 using different forcing sets and spatial samplings (Left panel) Heat flux from the NCEP analyses at the Argo sampling (blue) and on the full NCEP grid (red). The errobars for the Argo sampling are standard errors calculated as the sample standard deviation of the air-sea fluxes divided by the square root of the number of independant observations. (Right panel) Heat flux from the NCEP analyses (blue), the ECMWF (red) analyses and the ORCA025-G70fo fields (green) over the whole Iceland Basin on their original grids.

4.2.3 Model validation

This section aims to determine the limitations and the assets of ORCA025-G70fo in analysing the budget from Argo data. We thus compare the model surface properties to the ARIVO database (*von Schuckmann et al.*, 2009) and the model air-sea fluxes to the NCEP and ECMWF fields.

First, the SST from the model and ARIVO are similar at the entrance of the Iceland Basin (between 58 and 60°N, Fig.4.4a). Then, both model and NCEP net air-sea fluxes describe a heat loss greater than 60 $W.m^{-2}$ over the Iceland Basin (Fig.4.4b). Nevertheless, north of 60°N, both the model SST and air-sea fluxes are highly constrained by the bathymetry of the Iceland Basin. This constraint impacts the surface circulation - which is overestimated along the bathymetry of the Iceland Basin (*Treguier et al.*, 2005) - and thus the surface properties fields and the ocean-atmosphere feedback. Indeed, the model air-sea fluxes describe an ocean heat loss greater than 120 $W.m^{-2}$ along the bathymetry of the Iceland Basin whereas, in the NCEP fields, this loss is lower than 100 $W.m^{-2}$. This difference reflects a higher winter ocean heat loss in the model visible on the comparison of the monthly averaged heat flux fields from NCEP, ECMWF and ORCA025-G70fo (Fig.4.3). The high ocean heat loss observed over 46-52°N and 45-35°W in the model reflects an unrealistic zonal flow of the Gulf Stream off Cape Haterras (*Barnier et al.*, 2006). To compare the mixed layers from both datasets, the in situ Argo float profiles are colocalized in the ORCA025-G70fo 5-day fields. As seen on Fig.4.5, the main thermocline of the colocalized profiles is more stratified than on Argo profiles. This strong stratification makes the spring restratification and the winter deepening of the mixed layer be more gradual in ORCA025-G70fo. Moreover, the winter

mixed layer depth from the model is underestimated in the Iceland Basin (Figs.4.4c and 4.5). All these patterns limit the realism of the simulation.

Nevertheless, the seasonal cycle pattern and amplitude of the three net air-sea heat fluxes from NCEP, ECMWF and ORCA025-G70fo (Fig.4.3) are globally in good agreement suggesting that the model temperature is not strongly biased in that region and that the model and in situ mixed layer heat budgets respond to a similar thermodynamic forcing. Moreover, the timing of the mixed layer cycle from the colocalized profiles is consistent with Argo (Fig.4.5). In section 4.4.1, we will also observe that the simulation reproduces correctly the patterns and the magnitude of the mean seasonal cycle of the heat content variation estimated from the real Argo floats (Fig.4.6). Concerning the circulation, the near-surface waters in the North-Iceland Basin are mainly advected to the north and cyclonically to the west by the different branches of the North-Atlantic Current (*Lherminier et al.*, 2009). Although the velocity field in the model does not reflect the absolute truth (which is not known), the mean currents are correctly represented in the upper layers of the model (*Barnier et al.*, 2006; *Penduff et al.*, 2007; *de Boissésou*, 2010). These patterns suggest that the simulation is accurate enough to perform a mixed layer heat budget comparable to the budget from Argo. Moreover, ORCA025-G70fo is one of the best available simulation that provides a continuous frame over the period 2001-2007 and thus complete and well-sampled budgets giving insights to improve the budget from Argo in situ data.

4.3 Mixed layer heat budget from Argo

4.3.1 Heat budget formulation and implementation

According to *Caniaux and Planton* (1998), the mixed layer heat budget equation generally writes :

$$\begin{aligned} h\partial_t \langle T \rangle &= -h \langle \mathbf{u} \rangle \cdot \nabla \langle T \rangle - \nabla \cdot \int_{-h}^0 \tilde{\mathbf{u}} \tilde{T} dz - [\langle T \rangle - T(-h)] w_e(-h) \\ &+ \frac{F_{net}}{\rho_0 C_p} + \overline{w'T'}(-h) + h A_H \nabla^2 \langle T \rangle \end{aligned} \quad (4.3)$$

with,

$$w_e(-h) = w(-h) + \partial_t h + \mathbf{u}(-h) \cdot \nabla h - A_H \nabla^2 h \quad (4.4)$$

and,

$$F_{net} = F_{sol}[I(0) - I(-h)] + F_{nsol} \quad (4.5)$$

where h is the mixed layer depth, T is the potential temperature, \mathbf{u} is the horizontal velocity, w is the vertical velocity, A_H is the horizontal eddy diffusivity and ρ_0 and C_p are respectively the potential density and the heat capacity of sea water. $\langle a \rangle$ and \tilde{a} denote the vertical mean of a over the layer $0-h$ and the deviation from this mean, respectively. w_e is the entrainment velocity. F_{net} is the net air-sea heat flux, F_{sol} is the shortwave radiative flux, F_{nsol} is the sum of the sensible, latent and net infrared heat fluxes. The irradiance function I is the penetrative part of the incoming solar radiation at the depth z . It is parametrized following *Paulson and Simpson* (1977) :

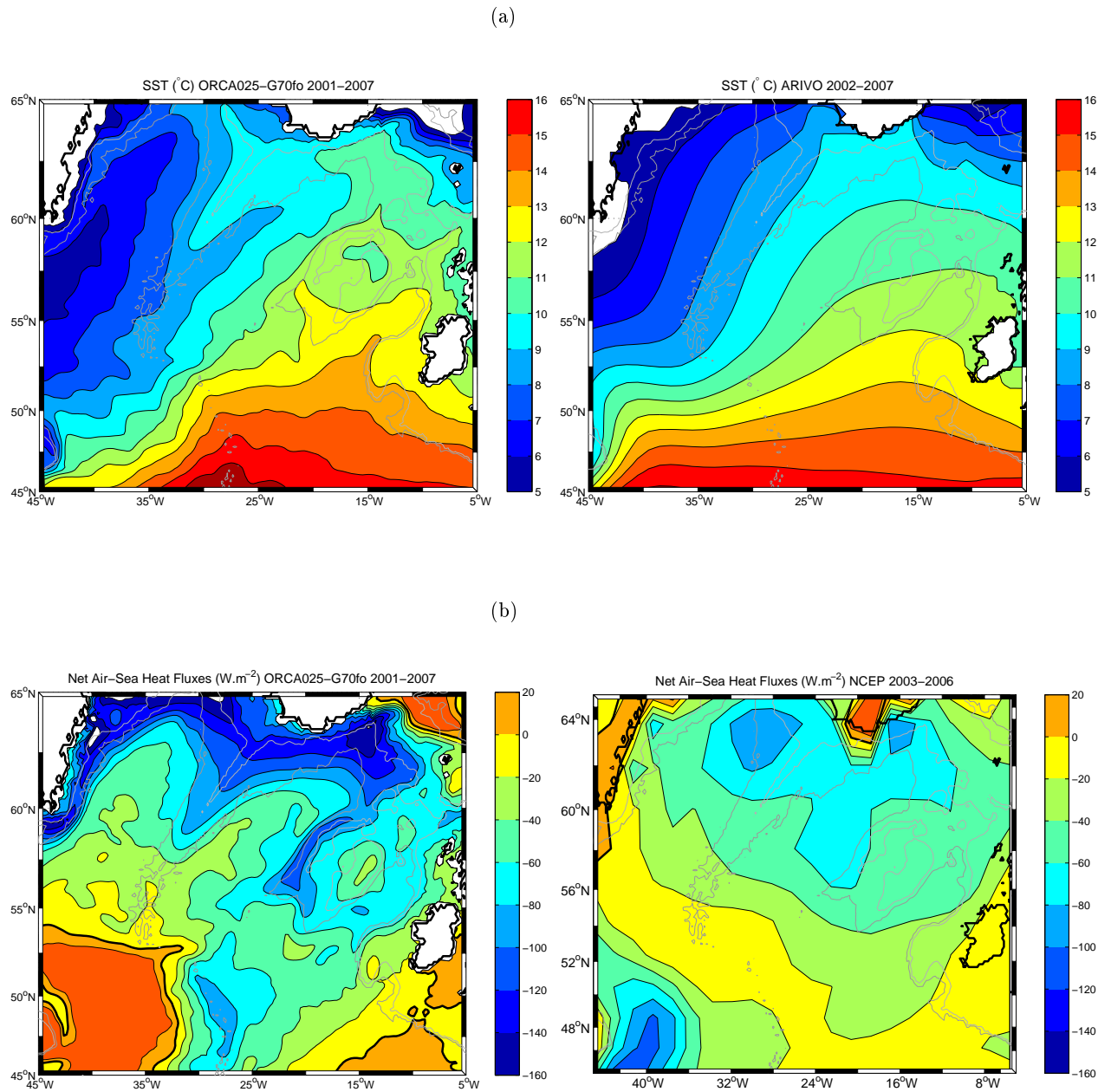


FIG. 4.4 – 2001-2007 mean Sea Surface Temperature (a), net air-sea heat fluxes (b) (the black thick line is the $0W.m^{-2}$ contour), march mixed layer depth (c) from ORCA025-G70fo (left panels) and from ARIVO for (a) and (c) and from NCEP for (b) (right panels).

(c)

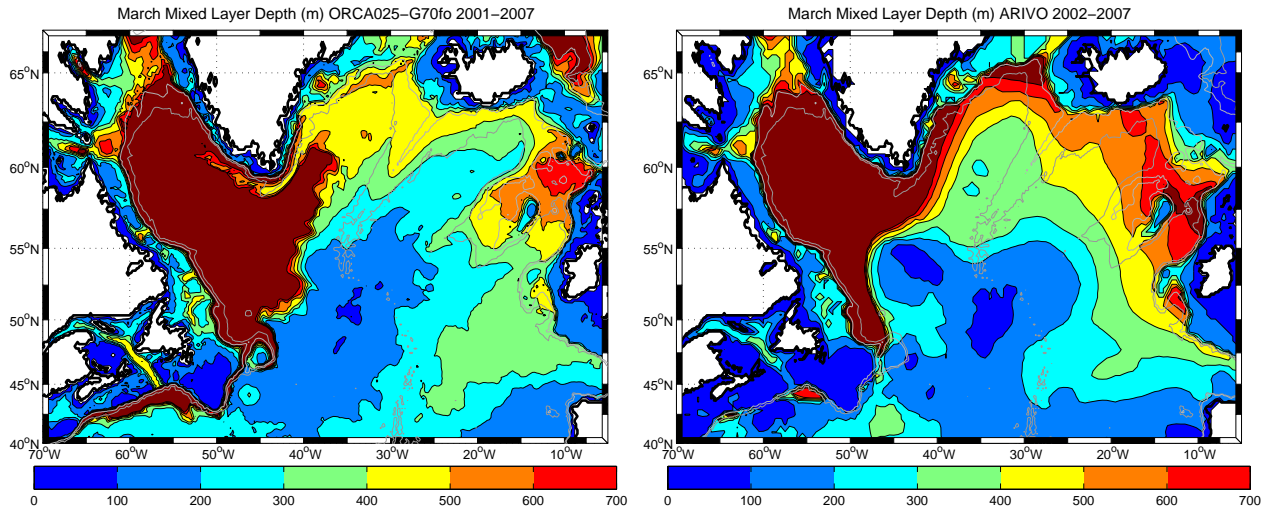


FIG. 4.4 – (Continuation)

$$I(z) = Re^{\frac{-z}{\zeta_1}} + (1 - R)e^{\frac{-z}{\zeta_2}} \quad (4.6)$$

$I(z)$ is parametrized in ORCA025-G70fo as water mass of type I with $\zeta_1 = 0.35$ m, $\zeta_2 = 23$ m and $R = 0.58$. For Argo data, we use parameters for water mass of type II ($\zeta_1 = 1.5$ m, $\zeta_2 = 14$ m and $R = 0.77$) because they better represent the water mass characteristics of the Iceland Basin (*Simonot and Treut, 1986*). $I(z)$ decrease exponentially with depth. It is negligible at the base of the deep winter mixed layers, but its influence at the base shallow summer mixed layers is significative. Nevertheless, we checked that chosing either the type I or the type II parametrization leads to similar conclusions in section 4.5.1.

The left hand side of equation 4.3 is the contribution of the depth-average temperature to changes in the heat content and is referred to as the mixed layer heat content variation. The right hand side of equation 4.3 contains, in order of appearance, the horizontal heat advection by the depth-averaged current and the advection by the deviations from this mean current (the whole horizontal advective term), the flux of heat carried by the mean flow across the surface $z = -h$ (the entrainment rate), the net air-sea heat fluxes, the vertical turbulent mixing at $z = -h$, and the horizontal heat diffusion.

As in *Qiu and Kelly (1993)*, we consider that the Ekman and the geostrophic flows contribute separately to the mixed-layer temperature changes. Thus we separete the horizontal advective term into an Ekman and a geostrophic components (u_e and u_g respectively). As in *Sallée et al. (2006)*, we first consider terms in equation 4.3 that can be estimated from the Argo data set and the surface fluxes. The terms are estimated for a pair of Argo profiles separated by a time interval dt . The mixed layer depth is assumed the same for the two profiles and is set to the deepest mixed layer depth of the two profiles (*Sallée et al., 2006*). This method is easier to implement than taking a variable mixed layer depth for each profiles. We checked that both methods give similar

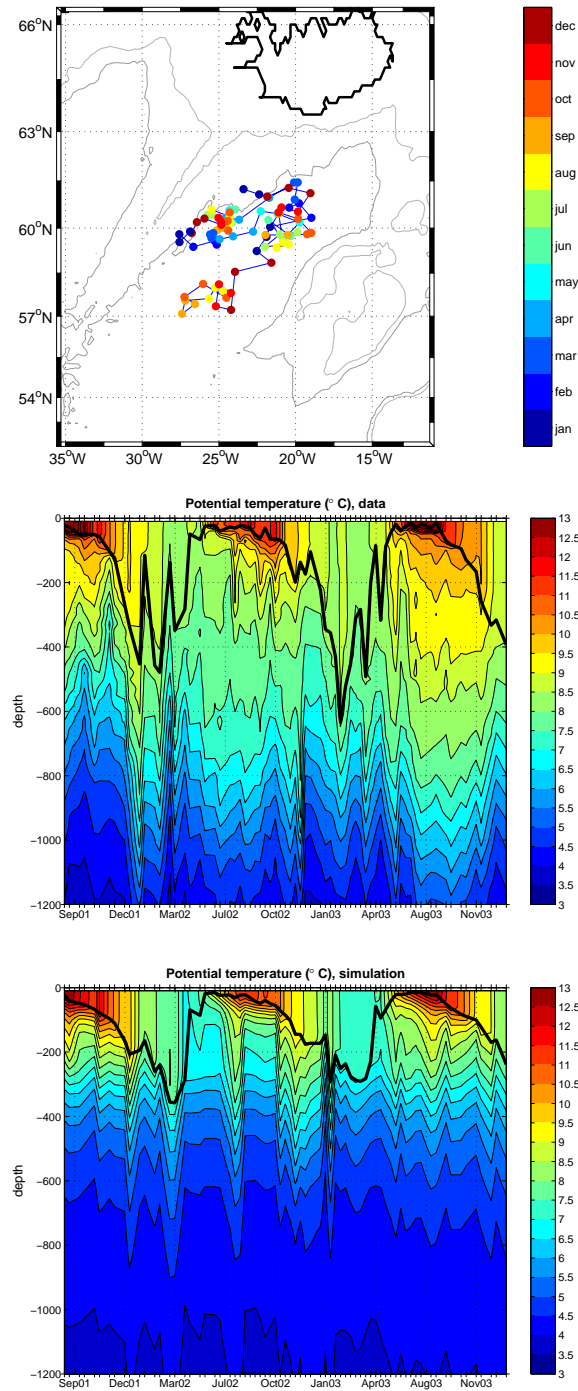


FIG. 4.5 – (Top panel) Trajectory of the Argo float 6900154 (top panel) drifting in the Iceland Basin. The colorbar describes the monthly position of the float. (Middle panel) Temperature vertical profiles from the Argo float. (Bottom panel) Same profiles colocalized in the ORCA025-G70fo simulation. The black bold contour is the mixed layer depth.

results. With this assumption, the entrainment velocity $w_e(-h)$ is now reduced to $w(-h)$. We consider that on seasonal to annual time scales the vertical velocity field is naturally filtered. Thus $w(-h)$ is set to the vertical Ekman advection ($w_{Ekman}(-h)$) which is a permanent component of vertical velocity field. We also assume that an Argo float drifts at the mean geostrophic velocity of the mixed-layer. That implies that the mean horizontal geostrophic advection is included in the heat content variation. In the following, this assumption will be referred to as the Mixed Layer Lagrangian hypothesis (hereafter MLL hypothesis). As in *Sallée et al. (2006)*, we consider that the contribution of the mean Ekman advection can be estimated from the Ekman horizontal transport (U_E, V_E) and the horizontal gradient of temperature computed from SST data and assumed to be representative of the Ekman layer. Finally, the horizontal diffusion and the vertical turbulent mixing at the base of the mixed layer are neglected as well as the advection of heat by horizontal velocity deviations from the mean. With these hypotheses, Eq. 4.3 is reduced to a balance between the heat content variation, the air-sea fluxes and the Ekman advection :

$$h\partial_t \langle T \rangle = \frac{F_{net}}{\rho_0 C_p} - U_E \partial_x T - V_E \partial_y T - [\langle T \rangle - T(-h)] w_{Ekman} \quad (4.7)$$

Along each Argo float trajectory, the heat content variation is estimated using a finite difference scheme for two temperature profiles separated by dt . As in *Sallée et al. (2006)*, dt is 30 days, which represents three typical float cycles. The mixed layer depth is determined by a density criterion as the depth where the potential density ρ exceeds the surface potential density by an increment $d\rho$. In this study, $d\rho$ is set to 0.03 kg.m^{-3} (*de Boyer Montégut et al., 2004*).

During dt , a float can cross fronts or eddies that clearly makes the MLL hypothesis invalid. *Sallée et al. (2006)* use an ad hoc density criterion to cope with such an issue : if the difference at 1000 m in the potential density of the two profiles of a pair is greater than 0.1 kgm^{-3} , they consider that the MLL hypothesis is invalid and the corresponding pair is rejected. From a visual inspection of our dataset, we defined two criteria based on the temperature difference or the density difference at 1000 m depth between the two profiles. We successfully eliminated clearly inadequate pair of profiles (16% of the initial pairs of profiles) with the following criteria : 1°C in temperature and 0.07 kg.m^{-3} in density.

The air-sea heat fluxes, the horizontal Ekman transports (U_E, V_E) and the vertical Ekman advection (w_{Ekman}) are computed from NCEP and ECMWF flux fields interpolated at Argo daily float positions determined assuming a rectilinear drift at the parking pressure. Then, the fluxes are integrated over dt , the time period separating the two profiles. The horizontal temperature gradients needed to compute the Ekman heat transports are estimated from AMSR-TMI SST. As for the net air-sea heat fluxes, the Ekman heat advection is interpolated on the daily interpolated positions of the float and then integrated between each pair of profiles.

Equation 4.7 terms have been estimated at mid-distance in space and time between the two profiles. Monthly and global averages of each terms are then computed for the Iceland Basin over the period 2001-2007. The limitations of the simplifications we have done and the sensitivity of the heat budget to both dt and $d\rho$ are discussed in sections 4.3.3 and 4.5.

4.3.2 Results

We estimate the monthly mean seasonal cycle and the pluriannual (2001-2007) mean of the mixed layer heat budget in the Iceland Basin (Fig.4.6 and Table 4.1). Owing to those averages, small scale processes like internal waves or eddies are smoothed out. Errors on Fig.4.6 and in Table 4.1 are standard errors estimated as the sample standard deviations of the terms of Eq.4.7 divided by the square root of the number of independent observations. With a residual of 3 to $12 \pm 17 W.m^{-2}$, the pluriannual mean Argo budget is closed within the error bar (Table 4.1). It shows that the heat content variation is mainly balanced by the net air-sea heat fluxes that induce a mixed layer heat loss of $90-95 W.m^{-2}$ (Table 4.1). With an averaged value of $-7 W.m^{-2}$ (respectively -6 and $-1 W.m^{-2}$ for the horizontal and the vertical components), the Ekman advection is a secondary term which is roughly equivalent to the residual. This term induces a cooling in the Iceland Basin which is consistent with *Flatau et al.* (2003).

When considering the seasonal cycle of the budget (Fig.4.6), the same equilibrium prevails with an highly variable error bar on the heat content variations. In winter and spring, the large error bars certainly result from the combination of the irregular Argo sampling and a large spatial and temporal variability of both the mixed layer depth and the mixed layer temperature due to local events or small scales features like meso-scale eddies. In addition, the heat content variation being the product of the time derivative of the mixed layer temperature ($\langle T \rangle$) by the mixed layer depth (h), the large winter standard errors reflect deeper mixed layer. In summer, stable and shallow mixed layers induce small error bars. Considering the heat budget itself, from January to May, it is closed within large errorbars with, for instance, residuals as large as $40 \pm 50 W.m^{-2}$ in January and February. From June to October, the error bars are reduced but, with a maximum residual of $\sim -35 \pm 7 W.m^{-2}$, the heat budget is not closed except in October. The origin of this summer residual will be addressed in section 4.5.1. In November and December, with residuals as large as $40 \pm 25 W.m^{-2}$, the budget is not closed. As both surface heat and momentum fluxes from NCEP and from ECMWF fields are similar (Fig.4.6), the significant seasonal residuals does not seem to be due to biased flux products, but most likely to neglected (thermo) dynamics terms. The seasonal discrimination of the residuals (Table 4.2) brings to light a large compensation between the winter (November-April) and the summer (May-October) residuals. This must be considered to avoid any bad interpretation of the annual budget.

4.3.3 Sensitivity of the results

To assess the robustness of the Argo heat budget, we investigate the sensitivity of our results to the mixed layer depth criteria and to the choice of the time interval dt . We show that the results are robust and do not depend on the chosen parameters which only impact significantly the heat content variation. Within the error bars, both amplitude and pattern of the mixed layer heat content variation are similar when using a mixed layer depth criterion set to 0.01 , 0.03 or $0.05 kg.m^{-3}$ (Fig.4.7). The differences between the three heat content variations are larger in winter when the density gradient is weaker and the mixed layer depth more sensitive to the density criterion. Then, using a time interval dt set to 10 , 20 or 30 days reflects the impact of the MLL hypothesis on the Argo budget. This is indeed the main simplification of the Argo budget. In section 4.3.1, we describe how we minimize the error linked to MLLH by eliminating invalid pairs or profiles.

	Argo floats	Colocalized floats	ORCA025-G70fo grid
$\partial_t T$	-94(19)	-90(23)	-51
F_{net}	-91*(12) ; -99**(12)	-109(13)	-89
Advection	-6*(2) ; -7**(2)	-5(3)	58
$\overline{w'T'}(-h)$			-15
Residual	3*(17) ; 12**(17)	24(21)	-5

TAB. 4.1 – Mixed layer heat budget terms from Argo floats, colocalized floats and ORCA025-G70fo outputs averaged over the period 2001-2007. The standard errors of each term are in brackets. Results are in $W.m^{-2}$. $\partial_t T$ is the heat content variation, F_{net} is the net air-sea heat fluxes, $\overline{w'T'}(-h)$ is the vertical turbulent mixing at the base of the mixed layer. In the Argo and the colocalized budgets, the advective term is only the Ekman contribution to horizontal heat transport and the entrainment rate. In the simulated budget, the residual is the horizontal heat diffusion. In the Argo budget, the fluxes, the Ekman advection and the residuals annotated * and ** are estimated respectively by using NCEP and ECMWF fluxes. Positive values denote a heat gain in the mixed layer.

Residuals	Winter period	Summer period
Argo floats	21*(26) ; 32**(26)	-23*(9) ; -16**(9)
Colocalized floats	49(31)	-10(13)
ORCA025-G70fo grid	-7	-2

TAB. 4.2 – Discrimination of the winter (november-april) and summer (may-october) residuals from Argo floats, colocalized floats and ORCA025-G70fo outputs averaged over the period 2001-2007. Results are in $W.m^{-2}$ and the standard errors are in brackets.. In the Argo budget, the residuals annotated * and ** are estimated respectively by using NCEP and ECMWF fluxes. Positive values denote a heat gain in the mixed layer.

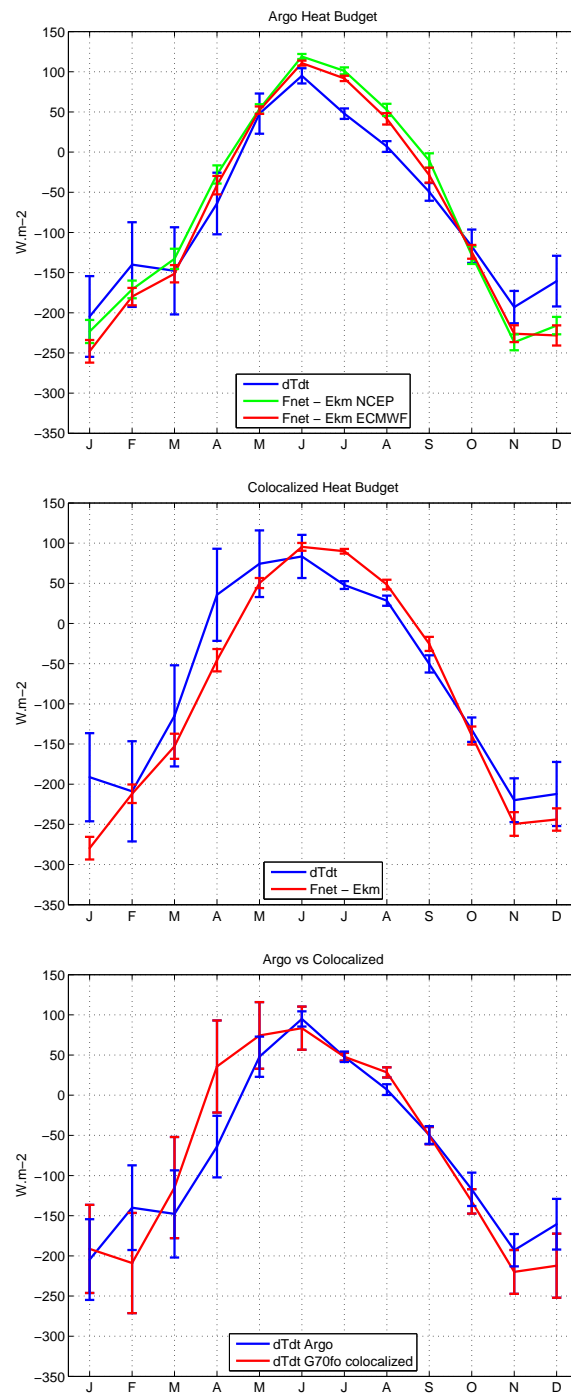


FIG. 4.6 – Monthly mean seasonal cycle of the mixed layer heat budget over the period 2001-2007 from Argo and Argo-like colocalized floats in ORCA025-G70fo. (Top panel) Argo floats. The heat content variation (blue line) is compared to the sum of the Ekman advection and the ECMWF (red line) or the NCEP (green line) air-sea heat fluxes. (Middle panel) Same as for the top panel but for the colocalized floats. The air-sea flux term and the Ekman advection (red line) are estimated from the model outputs. (Bottom panel) Comparison between the heat content variation from Argo data (blue line) with the one estimated from the colocalized floats (red line)

As the Argo floats profile every 10 days, increasing the time interval dt increases the surface drift which is partly driven by wind and waves. Thus the lower is dt in equation 4.7 the more realistic is MLLH and we should use a time interval of 10 days (an Argo cycle). Nevertheless on Fig.4.7, the heat content variation from Argo looks sensitive to dt in winter. This high sensitivity can be due to the MLL hypothesis and/or to limitations in sampling energetic high-frequency spatial and temporal variability of both the mixed layer depth and the mixed layer temperature in winter (see section 4.3.2). In spite of these limitations, the patterns and magnitudes of the different heat content variations plotted on Fig.4.7 are similar and imply the same conclusions. If taking $dt = 10$ days makes MLLH more realistic, taking $dt = 30$ days smooths the high variability processes and reduces the standard errors of the heat content variation for a similar result. As these potential errors look globally well-smoothed by the seasonal and annual averages of the Argo budget on Fig.4.6 and table 4.1, the choice of $dt = 30$ days appears as a reasonable compromise between the respect of MLLH and the magnitude of the standard errors for a monthly mean seasonal cycle over 2001-2007.

We now want to assess the validity of our Argo-based mixed layer heat budget, particularly in discussing the importance of the neglected terms and the Argo sampling issues. As this cannot be done with the Argo data only, we complete our analysis in investigating the mixed layer heat budget in the ORCA025-G70fo simulation.

4.4 Mixed layer heat budget from ORCA025-G70fo outputs

4.4.1 Colocalized floats

As a preliminary step before analyzing each terms of the mixed layer heat budget from the model outputs, we check that the model reproduces the signal observed in the Argo-based mixed layer heat budget. We use the 5-day mean outputs of ORCA025-G70fo colocalized at the location and date of the Argo floats (hereafter colocalized floats), to estimate the heat content variation, the air-sea heat fluxes and the Ekman advection according to the method described in section 4.3.1. Although the colocalized floats are not advected by the model velocities at 1000 m depth, we consider that the mean northward advection of heat is correctly taken into account in this model-based mixed layer budget according to section 4.2.3. The errors linked to this assumption are beyond the scope of this preliminary calculation.

As for the Argo float, the seasonal cycle of the heat content variation of the colocalized floats is mainly driven by the air-sea heat fluxes (Fig.4.6). The Ekman advection is a secondary term that reinforces the cooling induced by the air-sea heat fluxes. From October to June, the seasonal heat budget is closed within the error bar, except in April. As in the Argo-based budget, the budget is not closed from July to September (Fig.4.6). Nevertheless, there is less compensation between the winter and the summer residuals than in the Argo budget (Table 4.2) and with a residual of $24 \pm 21 W.m^{-2}$, the pluriannual budget of the colocalized floats is not closed (Table 4.1).

On Table 4.1 and Fig.4.6, the heat content variations estimated from the Argo data and from the colocalized dataset agree within the error bars. The colocalized mixed layer loses nevertheless too much heat from October to February as expected from ORCA025-G70fo net air-sea fluxes over the Iceland Basin (Fig.4.3). The differences mainly occurs in winter and they may reflect the fact

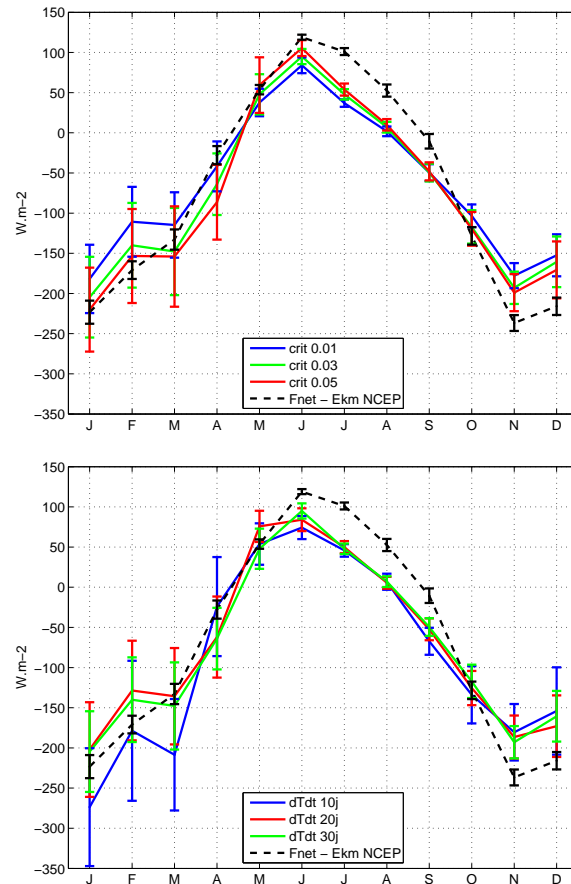


FIG. 4.7 – Monthly mean seasonal cycle of the mixed layer heat budget from Argo over 2001-2007 using different parameters. (Top panel) Sensitivity to the mixed layer depth criteria. The colored lines are the heat content variations estimated with $d\rho=0.01$ (blue), 0.03 (green) or 0.05 kg.m^{-3} (red). (Bottom panel) Sensitivity to the time interval dt . The colored lines are the heat content variations estimated with $dt=10, 20$ or 30 days. On both panels, the dashed black plot is the air-sea heat fluxes for $dt = 30$ days.

that the colocalized floats are advected by the real 100 m depth ocean circulation instead of the ORCA025-G70fo velocity fields.

The heat content variation estimated from colocalized floats in the ORCA025-G70fo simulation globally agrees within error bars with the Argo estimate and the same balance with the surface fluxes prevails in both heat budgets. Based on those preliminary results, we consider that the ORCA025-G70fo simulation is suitable to a further analysis of all the contributions to the heat budget. The simulation will also help us quantify the Argo sampling errors and thus improve the Argo-based heat budget.

4.4.2 The model-based eulerian budget

The terms of the mixed layer heat budget are now calculated every 5 days from the 5-days averaged model outputs. All terms are then averaged over the grid points of the Iceland Basin (Fig.4.1). This heat budget is eulerian and the MLL hypothesis is not relevant. As for Argo data, the budget is estimated for pairs of profiles. The mixed layer depth of a pair is set to the deepest one of the two profiles. $w_e(-h)$ is reduced to $w(-h)$. Equation 4.3 thus becomes :

$$\begin{aligned} h\partial_t \langle T \rangle &= -h \langle \mathbf{u} \cdot \nabla \langle T \rangle - \nabla \cdot \int_{-h}^0 \tilde{\mathbf{u}} \tilde{T} dz - [\langle T \rangle - T(-h)]w(-h) \\ &\quad + \frac{F_{net}}{\rho_0 C_p} + \overline{w'T'}(-h) + hA_H \nabla^2 \langle T \rangle \end{aligned} \quad (4.8)$$

As for the Argo data, the mixed layer depth is determined by a 0.03 kg.m^{-3} density criterion. The heat advection (the first three terms of the right hand side of equation 4.3) is computed as the divergence of the heat transport in the mixed layer. The vertical component of the turbulent mixing at $z = -h$ is estimated from the vertical turbulent diffusivity K_z fields of ORCA025-G70fo using the following parametrization :

$$\overline{w'T'}(-h) = K_z \partial_z T_{z=-h}$$

The terms of equation 4.8 are calculated from consecutive outputs. As this model heat budget is considered as closed, the horizontal heat diffusion is the residual term. All the terms of equation 4.8 are time centered between the two consecutive model outputs. Monthly averages are then computed for the Iceland Basin.

Within this eulerian framework, the seasonal cycle of the heat content variation is not only driven by the air-sea heat fluxes (Fig.4.8) and the Ekman heat advection, but also by the total advective term. This latter term represents an overall heat gain of 59 W.m^{-2} in the mixed layer (Table 4.1). It can be shown that the heat input is advected across the southern and the eastern boundaries (respectively 36% and 64% of the input) of the Iceland Basin by the branches of the North Atlantic Current. With an heat gain of $80\text{-}100 \text{ W.m}^{-2}$ ($10\text{-}20 \text{ W.m}^{-2}$), this term is maximum (minimum) in winter (summer) (Fig.4.8). As the advective term is proportional to the mixed layer depth h , its cycle is driven by the seasonal cycle of the mixed layer (Fig.4.8).

The turbulent mixing at the base of the mixed layer induces a mixed layer heat loss of $\sim 30 \text{ W.m}^{-2}$ in summer (Fig.4.8). It is negligible in winter because the mixed layers are deep. Indeed, the vertical turbulent mixing is most likely due to high winds events over the Iceland Basin which

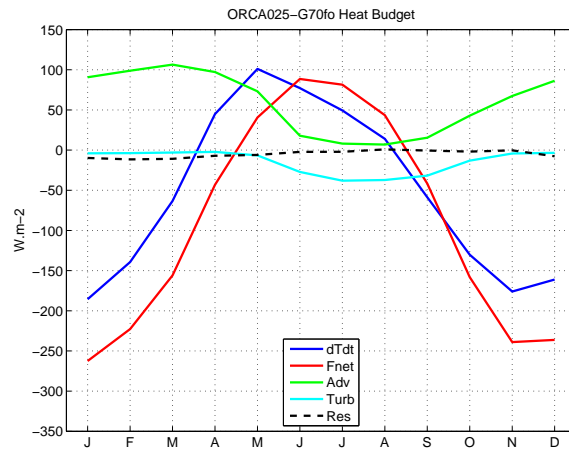


FIG. 4.8 – Monthly mean seasonal cycle of the mixed layer heat budget over the period 2001-2007 from ORCA025-G70fo outputs : the eulerian heat content variation ($dTdt$) is in blue, the complete advective term (Adv) is in green, the vertical turbulent mixing at the base of the mixed layer ($Turb$) is in cyan and the residual horizontal diffusion (Res) is in dashed black.

mostly influence the near surface layers. In summer, while the advective term is $\sim 10 W.m^{-2}$ (Fig.4.8), the vertical turbulent mixing at the base of the mixed layer has to be additionally taken into account to close the budget. With an annual mean of $15 W.m^{-2}$, the vertical turbulent mixing is a significant contribution to the budget.

The residual term (Table 4.2) representing the horizontal heat diffusion rarely exceeds $7 W.m^{-2}$ ($2 W.m^{-2}$) in winter (summer). Although the horizontal diffusion of momentum could be locally high over the Reykjanes Ridge and the Icelandic slope (*Treguier*, personal communication), its impact on the mean seasonal pattern of the heat budget is negligible on a Basin scale.

To conclude, in winter, the main terms of the mixed layer heat budget are the heat content variation, the air-sea fluxes, the advective term and the vertical turbulent mixing at the base of the mixed layer. If we assume that the vertical turbulent mixing of the model is realistic, this term could be involved in the summer residual of the Argo budget (4.3.2).

4.5 Discussion

This section aims to discuss the potential improvements of the Argo budget. It is divided in two parts which address the origin of the seasonal residuals discussed in section 4.3.2. The first part analyses the significance of the vertical turbulent mixing in the model budget and proposes a new Argo budget providing an indirect estimate of this term. The second part discusses the magnitude of the error linked to the Argo sampling from experiments performed with the eulerian budget.

4.5.1 The new Argo budget

The summer Argo-based budget is not closed with residuals as large as $-35 \pm 7 W.m^{-2}$. According to the model, this summer imbalance could be due to the vertical turbulent mixing which induces a heat transfer from the mixed layer toward greater depths (Fig. 4.8). The mean seasonal cycle of the vertical turbulent mixing profile of the Iceland Basin is plotted on Fig. 4.9. According to the model, the vertical turbulent mixing term induces a heat transfer below the mixed layer from mid-May to mid-November (Fig.4.9). During that period, significant values (greater than $5 W.m^{-2}$) are observed down to ~ 120 m depth where the vertical turbulent mixing becomes negligible (Figs. 4.9). Based on those results, we empirically modify both the model-based and the Argo-based mixed layer budget to take indirectly the vertical turbulent mixing into account. The mixed-layer depth h is set to 120 m depth when h is shallower than 120 m and it is left unmodified otherwise. This method makes the effects of the turbulent mixing be included in the heat content variation term. When we apply this method, the vertical turbulent mixing clearly becomes negligible in the model (Fig. 4.10a). Moreover, the summer Argo-based mixed layer heat content variation seems to recover the heat loss assumed to be due to the vertical turbulent mixing (Fig. 4.10b). This term may explain the summer residual observed in section 4.3.2 but the new budget leads to larger summer error bars due to an integration over thicker layers. If we consider that the vertical turbulent mixing is the main contribution to the removal of the summer residual, its summer mean in the Argo budget is assessable by doing the difference between the new and the previous heat content variations which gives : $26 W.m^{-2}$. In winter, this term is negligible. As this new budget limits the compensation between the seasonal residuals (Table 4.3), the new annual residual is higher (13 or $23 \pm 16 W.m^{-2}$) than on Table 4.1 but the global reliability of the annual Argo budget is improved. These patterns may nevertheless reflect the limits of the common definition of the mixed layer depth as the depth where the density reaches a given threshold value (*de Boyer Montégut et al.*, 2004). Another possible definition could consist in identifying the lower boundary of the region of high-turbulence intensity (turbocline) but it cannot be applied to our Argo budget without a measurement of the vertical turbulent diffusivity.

4.5.2 Sampling issues

In section 4.3.2, the standard errors of the Argo budget are expected to stand for the uncertainty due to the Argo sampling. The standard errors for the annual heat content variation and for the annual air-sea fluxes are $19 W.m^{-2}$ and $12 W.m^{-2}$ respectively (Table 4.1). The present section aims to discuss the sensitivity of each term of the eulerian mixed layer heat budget to different sampling rates over 7 years (2001-2007) including the nominal Argo sampling. The following results cannot compare directly with Argo-based budget but they give insights to explain its uncertainties (section 4.3.2).

We thus subsample the model $1/4^\circ$ grid toward the common Argo spatial resolution ($3^\circ \times 3^\circ$) by randomly removing grid points. For each rate of subsampling, we perform twenty random removals from the original $1/4^\circ$ grid points to obtain twenty different subsampled grids. For each subsampled grid, we evaluate the budget defined in equation 4.8 with a time interval $dt = 10$ days and we estimate its deviation from the model budget at the $1/4^\circ$ resolution. As the 2001-2007 mean of the deviations of the terms of the twenty subsampled budgets are close to $0 W.m^{-2}$, the

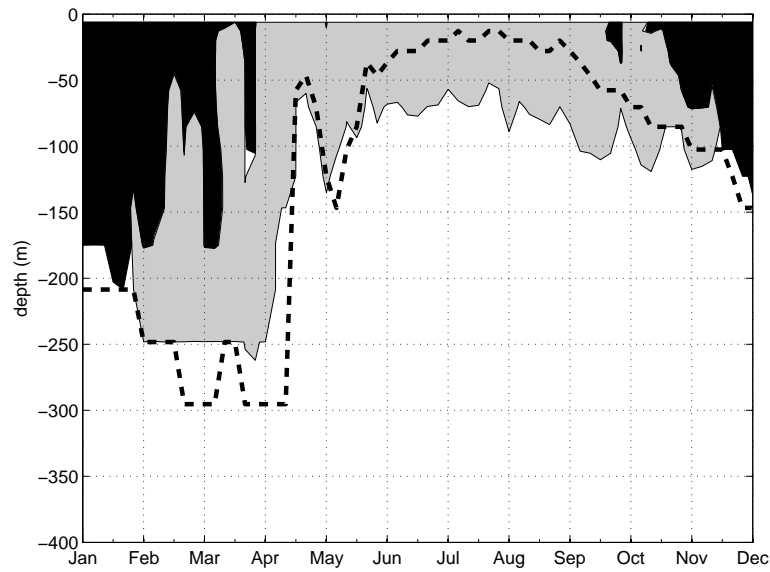


FIG. 4.9 – Mean annual cycle over the the Iceland Basin of the vertical profile of the vertical turbulent mixing $\overline{w'T'}(z)$ (in $W.m^{-2}$). Significant negative (positive) values (heat loss of more than $5 W.m^{-2}$ by mixing with colder (warmer) water masses are shaded in gray (black). Negligible values are shaded in white. The black dashed line is the mixed layer depth.

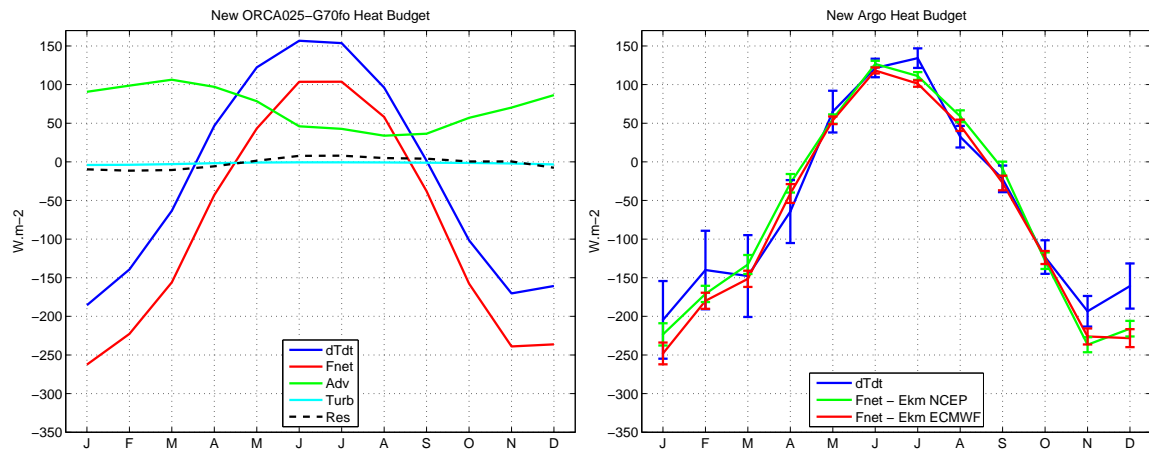


FIG. 4.10 – New mean seasonal cycle of the mixed layer heat budget using the 120 m criterion. (Left) from ORCA025-G70fo. The heat content variation is blue ($dTdt$), the net air-sea fluxes are in red (F_{net}), the total advection is in green (Adv), the vertical turbulent mixing is in cyan ($Turb$) and the residual is in dashed black (Res). (Right) from Argo floats. The heat content variation is blue, the net air-sea heat fluxes and the Ekman advection ($F_{net} - U_E \partial_x T - V_E \partial_y T$) from NCEP and ECMWF reanalyses are respectively red and green.

$\partial_t T - \overline{w'T'}(-h)$	-83(19)
F_{net}	-89*(12) ; -97**(12)
Ekman advection + entrainment	-7*(2) ; -9**(2)
Residual	13*(16) ; 23**(16)
Winter Residual	21*(24) ; 32**(24)
Summer Residual	2*(11) ; 10**(11)

TAB. 4.3 – New Argo mixed layer heat budget terms (in $W.m^{-2}$). The standard errors of each term are in brackets. $\partial_t T - \overline{w'T'}(-h)$ is the heat content variation minus the vertical turbulent mixing at the base of the mixed layer, F_{net} is the net air-sea heat fluxes. The advective term is only the Ekman contribution to horizontal heat transport and the entrainment rate. The fluxes, the Ekman advection and the residuals annotated * and ** are estimated respectively by using NCEP and ECMWF fluxes. Positive values denote a heat gain in the mixed layer.

standard deviations of these deviations (Fig.4.11) stand for the sensitivity of each term of the budget to the spatial sampling like the error bars of the Argo-based budget do in section 4.3.2. Nevertheless, both estimates of the sensitivity to the sampling cannot directly compare. The error bars of the Argo-based budget are indeed estimated as standard errors with the 7-years (2001-2007) Argo sampling which is roughly what the $3^\circ \times 3^\circ$ subsampled model grid actually provides over one year. Knowing that, we nonetheless take a look at the 2001-2007 averaged subsampled model budget. The standard deviations of the terms of the eulerian budget begin to be significant ($> 5 W.m^{-2}$ for the advection) at a $1^\circ \times 1^\circ$ resolution (Fig.4.11a). At the Argo nominal spatial resolution ($3^\circ \times 3^\circ$ every 10 days in the model grid), the standard deviations of the heat content variation, the air-sea fluxes, the advection and the vertical turbulent diffusion are respectively $3 W.m^{-2}$, $10 W.m^{-2}$, $23 W.m^{-2}$ and $2 W.m^{-2}$. Considering the mean seasonal cycle of the budget (Fig.4.11b), both the heat content variation and the advection are very sensitive to the spatial sampling, but the winter standard deviations of the advection are larger than those of the heat content variation. These winter patterns of sensitivity are most likely driven by a large spatial and temporal variability of both the mixed layer depth and the mixed layer temperature due to local events or small scales features (section 4.3.2). The advective term being included in the Argo-based heat content variation (section 4.3.1), these sensitivity patterns explain why the current poor Argo sampling in the Iceland Basin is very likely to be responsible for a large part of the winter residuals of the Argo-based mixed layer heat budget (Fig.4.6).

These sensitivity experiments on the model grid (Fig.4.11) also show that the variability of the advection and of the air-sea fluxes is significantly reduced by increasing the sampling of the Iceland Basin for both the 2001-2007 budget and its seasonal cycle. Not only would increasing the real Argo sampling reduce the standard errors of the Argo budget, but it would moreover help to smooth the errors linked to the MLL hypothesis and the other simplifications of the Argo budget. A better sampling implies to deploy more Argo floats or to use a wider period of time in order to sample as homogeneously as possible the Iceland Basin. The second solution is the most conceivable for the

future budgets calculation.

4.6 Conclusion

Although *Hadfield et al.* (2007) has stated that the Argo dataset is not useful to monitor the mixed layer heat content in subpolar region, our method show that 7 years of Argo data in the Iceland Basin can provide a coherent mixed layer heat budget. With our method we obtain a mean residual of 3 or $12 \pm 17 \text{ W.m}^{-2}$ (depending on the flux product). The Argo-based annual mean heat content variation, the air-sea fluxes and the Ekamn advection thus close the mixed layer heat budget within the error bar. Nevertheles, this closure results from a compensation between the seasonal residuals. To determine the potential origin of these residuals, we compare the Argo-based budget to the ORCA025-G70fo simulation. We find that, in the Iceland Basin, the ORCA025-G70fo mixed layer heat content variation is mainly driven by the surface fluxes, the advection and the turbulent mixing at the base of the mixed layer. The advective term is particularly strong in winter and it is required to close the budget. As it was suggested by *Thierry et al.* (2008), the advection seems to strongly influence the surface properties in the Iceland Basin. The winter residuals and uncertainties of the Argo-based budget reflects both the inability of the Argo array to capture the large spatial and temporal variability of the winter mixed layers of the Iceland Basin and the errors linked to our lagrangian method. The importance of the summer vertical turbulent mixing in the model ($\sim 26 \text{ W.m}^{-2}$) makes us modify empirically the initial Argo-based budget to take its contribution into account in the Argo data. This new budget has a mean residual of 13 or $23 \pm 16 \text{ W.m}^{-2}$. Using the same method as *Hadfield et al.* (2007) to estimate a heat budget in the 0-300 m layer, *Wells et al.* (2009) has found an annual mean residual of $-25 \pm 32 \text{ W.m}^{-2}$ close to the Iceland Basin over 1999-2005. Our method thus provides a mean residual and an error bar of the budget for the mixed layer heat budget that compare favourably to the previously cited works. Sensitivity experiments on the model grid show that a tighter Argo sampling in the Iceland Basin should give more precise results and should smooth the errors due to our method. If the current sampling is kept, we hope to reduce the errors by averaging the Argo budget on a longer time period and to monitor the variability of the mixed layer processes on decadal time scales. The NCEP and ECMWF air-sea flux products have often been shown to under/overestimate heat gains at the ocean surface (*Josey* (2001), *Caniaux et al.* (2005a)). Using a calibrated flux product may also improve the precision the Argo budget but this is beyond the scope of this work. This work proves that the Argo dataset is suitable for the monitoring of the processes driving the seasonal cycle of the mixed layer and setting the properties of the next generation of Subpolar Mode Waters in the Iceland Basin. Similar studies on Argo floats should be repeated in other oceanic areas to point up the efficiency of Argo in the study of oceanic processes.

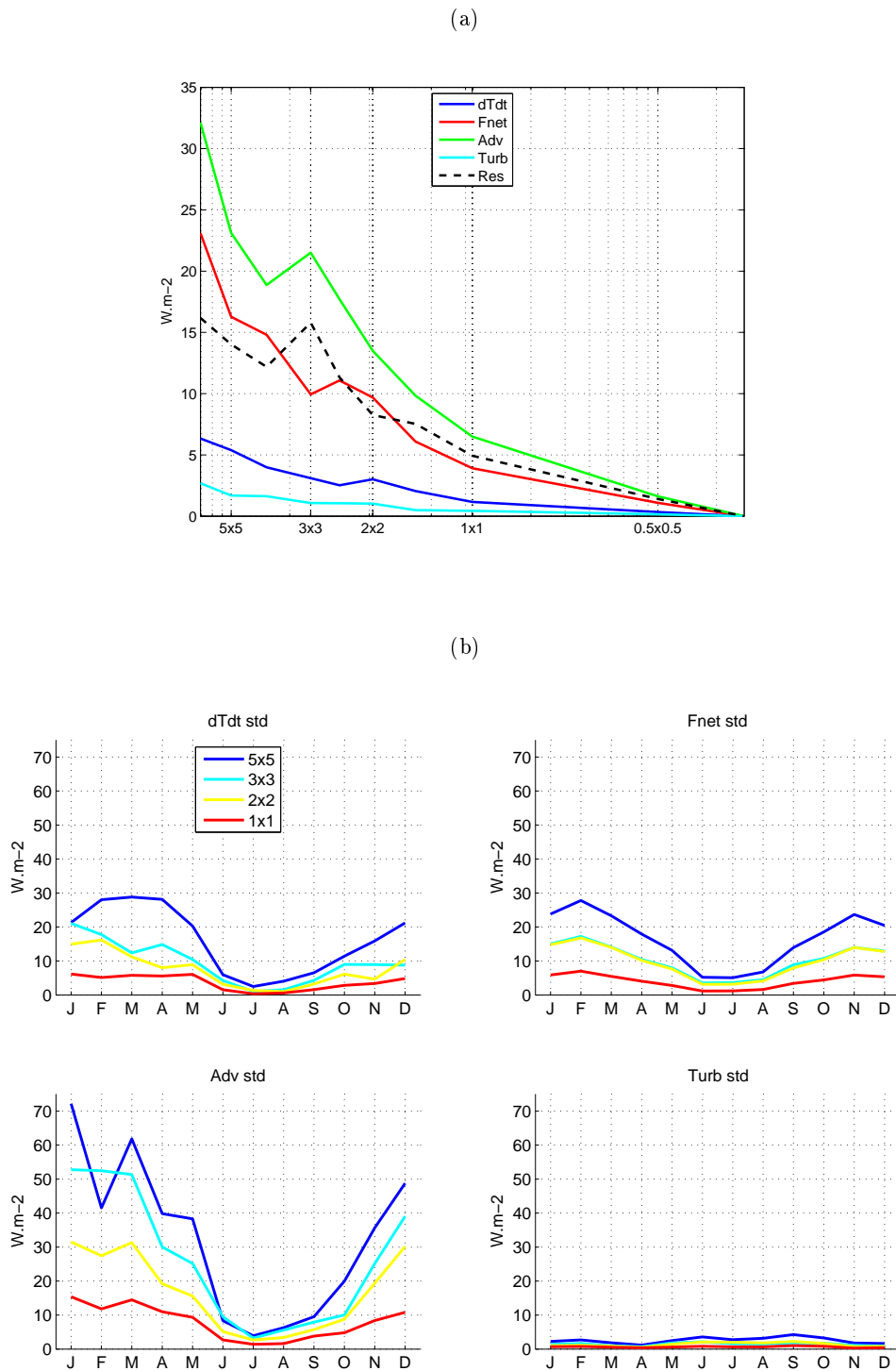


FIG. 4.11 – (a) Standard deviation of the terms of the randomly drawn 2001-2007 averaged heat budget as function of the rate of subsampling of the ORCA025-G70fo grid. (b) (top left panel) Standard deviation from the full model budget of the seasonal cycle of the heat content variation, the air-sea fluxes (top right panel), the advection (bottom left panel) and the vertical turbulent mixing at the base of the mixed layer (bottom right panel). Each terms of the simulated budget are plotted for a $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ (blue plots), a $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ (cyan plots), a $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (yellow plots), a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (red plots) samplings of the Iceland Basin. These plots represent deviations from the full sampling budget.

Conclusion

Les SPMW de l'Est du gyre subpolaire ont été échantillonnées à de multiples reprises. Elles ont été identifiées comme les précurseurs des eaux denses qui plongent dans les zones de convection et donc comme un acteur important de la circulation thermohaline. *McCartney and Talley* (1982) et *Brambilla and Talley* (2008a) ont décrit leur cycle de vie d'un point de vue climatologique. Or, les observations ont mis en évidence un fort signal de variabilité des SPMW au cours des dernières décennies. Dans ce contexte de forte variabilité, cette thèse avait pour objectif de décrire le cycle de vie annuel des SPMW, leur situation dans la dynamique du gyre subpolaire et les mécanismes de la variabilité les influençant. L'analyse comparée des observations et de la simulation numérique ORCA025-G70 a permis une description eulérienne des SPMW et de leur variabilité. L'outil d'analyse lagrangienne appliqué à la simulation a apporté une dimension advective à cette description qui est essentielle pour appréhender la question des SPMW de l'Est du gyre subpolaire.

A travers une description des données et des méthodes utilisées au cours de cette thèse, la première partie du manuscrit confirme la description climatologique de la position et des propriétés des SPMW décrites dans la littérature. L'analyse comparée des observations récentes et des champs climatologiques a contribué à l'étude des SPMW de la dorsale de Reykjanes de *Thierry et al.* (2008). Les SPMW de l'Est du gyre subpolaire sont donc localisées dans le Rockall Trough, sur le Plateau de Rockall, dans le Bassin d'Islande et sur le flanc Est de la dorsale de Reykjanes et leur densité évolue continuellement d'abord du Sud du Plateau de Rockall vers le Nord du Bassin d'Islande, puis vers le Sud-Ouest le long de la dorsale. De plus, les champs de vitesse montrent une circulation de surface moyenne dans l'Est du gyre subpolaire dominée par les branches du NAC ayant traversé MAR. Les flux de surface décrivent en moyenne une région soumise à un régime de vents d'Ouest et à une circulation cyclonique occasionnant une perte de chaleur et un gain d'eau douce dans la couche de surface de l'océan et contribuant au refroidissement et la désalinisation des eaux de surface (donc des SPMW). Enfin, la variabilité des SPMW et de l'intensité du gyre subpolaire coïncident toutes deux avec l'occurrence des événements NAO suggérant un lien entre les diverses composantes de la variabilité climatique. Dans cette première partie, on montre aussi que, malgré ses défauts, la simulation ORCA025-G70 reproduit correctement tous les signaux importants pour l'étude du cycle de vie des SPMW.

La seconde partie du manuscrit décrit le cycle de vie annuel des SPMW grâce à l'analyse lagrangienne appliquée aux champs ORCA025-G70. Cette partie est la première description en temps réel de l'origine, de la formation et du devenir des SPMW jusqu'à leur export vers les zones de convection profonde. Les résultats sont comparés avec succès aux observations et à la littérature. L'analyse lagrangienne confirme ce qui était tacitement admis dans la littérature à savoir que les SPMW de l'Est du gyre subpolaire sont alimentées par les branches du NAC traversant la MAR.

Elle confirme aussi la position préférentielle des couches de SPMW épaisses du côté chaud de ces branches. On montre de plus que le désaccord entre *McCartney and Talley* (1982) partisans de SPMW advectées à l'intérieur d'un même écoulement cyclonique dans le gyre subpolaire et *Brambilla and Talley* (2008a) partisans de gammes de SPMW indépendantes advectées à l'intérieur de branches de circulation distinctes n'a pas lieu d'être dans ORCA025-G70. En effet, on n'observe pas de séparation entre les gammes de SPMW situées sur le Plateau de Rockall et le Rockall Trough comme le suggèrent *Brambilla and Talley* (2008a). La branche Est-NAC constitue effectivement une barrière entre les SPMW chaudes salées et épaisses du Plateau de Rockall et SPMW froides peu salées et peu épaisses du Bassin d'Islande mais seulement jusqu'à 61°N. Plus au Nord, une partie de la branche Est-NAC recircule cycloniquement le long de la dorsale de Reykjanes permettant le lien entre les différents types de SPMW. On pourrait penser que ces comportements résultent uniquement de la surestimation de la contrainte exercée par la bathymétrie du Bassin d'Islande dans ORCA025-G70. Cependant, la correspondance entre les SPMW du modèle et celles observées suggère que ces comportements sont assez représentatifs de la réalité. Le désaccord entre *McCartney and Talley* (1982) et *Brambilla and Talley* (2008a) provient vraisemblablement d'un faible échantillonnage de l'Est du gyre subpolaire ne permettant pas l'analyse détaillée de l'advection des masses d'eau. Ce problème est résolu par l'utilisation de la simulation ORCA025-G70 au 1/4° et l'utilisation de l'analyse lagrangienne. On montre de plus que les SPMW de l'Est de gyre subpolaire sont essentiellement conditionnées par une dynamique de couche de mélange dont le moteur sont les flux atmosphériques modifiant au cours de leur advection les eaux alimentant les SPMW. Le mélange apparaît aussi comme un mécanisme important pour la détermination des propriétés des SPMW. Les échelles de temps de formation et d'advection sont très courtes et sont un aspect crucial pour la compréhension du cycle de vie des SPMW. Les descriptions précédentes basées sur des moyennes pluridécennales n'ont jamais abordé cet aspect. Une fois formées, les SPMW sont advectées par la circulation du gyre subpolaire. En fonction de leur situation dans la dynamique du gyre, elles sont soit advectées rapidement vers les zones de convection profonde, soit entraînées en profondeur ou détruites ou bien elles se transforment en des gammes de SPMW en générales plus denses. Les SPMW finissent toutes par être advectées vers les zones de convection profonde où elles sont candidates à l'intégration dans la branche froide de la circulation thermohaline.

La troisième partie du manuscrit décrit les composantes du signal de variabilité de l'Est du gyre subpolaire des années 1960 aux années 2000 à partir des champs ORCA025-G70 et de l'analyse lagrangienne. La très bonne correspondance entre les signaux de variabilité dans ORCA025-G70 et dans les observations suggère que les résultats de cette partie sont proches de la réalité. A partir de l'analyse lagrangienne, on démontre que, dans ORCA025-G70, si les flux air-mer sont le moteur de la formation des SPMW, l'advection est le moteur de leur variabilité. Ce mécanisme a souvent été évoqué dans la littérature sans être réellement démontré jusqu'ici. Cette partie permet aussi de lever le voile sur les déplacements du front subarctique phénomène largement utilisé dans la littérature pour expliquer la variabilité des couches de surface dans l'Est du gyre subpolaire. Dans ORCA025-G70, si les propriétés des couches de surface évoluent conformément aux observations, la position des fronts associés aux principaux courants alimentant l'Est du gyre subpolaire ne varie pas. En fait, la variabilité liée à l'advection s'accompagne plutôt de variations de l'intensité des principaux courants alimentant l'Est du gyre subpolaire conformes à l'indicateur de l'intensité du gyre subpolaire estimé d'après *Hakkinen and Rhines* (2004). On démontre que ces variations sont

par ailleurs associées à la variabilité des contributions relatives des eaux subpolaires et subtropicales influençant les propriétés des SPMW. Ces changements de propriétés influencent en retour la topographie dynamique de l'océan et contribuent à entretenir les situations de gyre subpolaire intense ou faible. La coïncidence entre la variabilité des couches de surface et les événements NAO suggère que ce sont ces derniers qui déclenchent des différents régimes dans l'Est du gyre subpolaire. On se focalise donc sur les deux événements NAO majeurs des 50 dernières années : la transition NAO négative/ NAO positive des années 1960 aux années 1970 et le shift NAO du milieu des années 1990. Dans les années 1960 (NAO-), on montre que 2/3 (resp. 1/3) de l'alimentation des SPMW du Bassin d'Islande est d'origine subtropicale (resp. subpolaire) et transportée par le Gulf Stream (resp. le courant du Labrador) puis le NAC. Dans les années 1970 (NAO+), alors que le gyre s'intensifie, les contributions subpolaires et subtropicales deviennent similaires. De même au début des années 1990 (pré shift NAO), en situation de gyre intense les contributions subpolaires et subtropicales sont équivalentes. A la fin des années 1990 (post shift NAO), après le shift NAO, en situation de gyre peu intense, 2/3 (resp. 1/3) de l'alimentation des SPMW est d'origine subtropicale (resp. subpolaire). On montre de plus que la limite Ouest de la répartition des SPMW de l'Est du gyre subpolaire ne se restreint pas toujours aux flancs de la dorsale de Reykjanes dans ORCA025-G70 mais qu'elle peut se déplacer vers l'Ouest à l'intérieur du Bassin d'Irminger en phase NAO négative (ou post shift NAO). On retrouve le même genre de variabilité sur les sections WOCE A01E et OVIDE de 1992 à 2004 (au passage du shift NAO, cf *Thierry et al.* (2008)). Enfin, la contribution de la zone intergyre à l'Est de la MAR est souvent évoquée dans la littérature (*Johnson and Gruber, 2007; Sarafanov et al., 2008; Lozier and Stewart, 2008*) pour expliquer une partie de la variabilité. *Perez-Brunius et al.* (2004) supposent que cette contribution se fait soit par des processus de diffusion dirigés par l'activité tourbillonnaire soit par un écoulement moyen. Grâce à l'analyse lagrangienne (cf Chapitres 2 et 3), on montre que la contribution par un écoulement moyen est négligeable dans ORCA025-G70.

Enfin, la dernière partie du manuscrit est une première étape de l'utilisation à long terme du réseau Argo pour le suivi de la variabilité des SPMW et des couches de surface du gyre subpolaire. Cette étape consiste à évaluer la capacité de 4 années de données à estimer précisément les processus de formation des SPMW dans une région de forte variabilité comme le Nord du Bassin d'Islande. Cette estimation se fait à travers un bilan de chaleur dans la couche de mélange à partir des profils Argo en utilisant une méthode lagrangienne et des champs NCEP et ECMWF. A l'aide d'un bilan eulérien à partir des champs ORCA025-G70fo, on montre que, dans cette simulation, le contenu thermique de la couche de mélange est principalement dirigé par les flux air-mer de chaleur et l'advection puis dans une moindre mesure par le mélange turbulent à la base de la couche de mélange. Le bilan issu des mesures Argo et moyenné sur la période 2003-2006 estime la somme de la variation de contenu thermique et de l'advection à 21 W.m^{-2} près et les flux air-mer à 14 W.m^{-2} près. Avec un résidu de 7 à $16 \pm 18 \text{ W.m}^{-2}$, ce bilan annuel moyen est fermé aux erreurs près. Cependant, la fermeture du bilan annuel est le résultat d'une compensation des résidus hivernaux et estivaux. La correspondance entre le bilan Argo et le bilan ORCA025-G70fo permet d'envisager des pistes pour l'amélioration du bilan Argo en terme d'estimation de processus négligés et d'échantillonnage. Dans un premier temps, par comparaison des profils estivaux Argo et ORCA025-G70fo, on modifie le bilan Argo initial pour supprimer le résidu estival et estimer indirectement le terme de mélange turbulent à la base de la couche de mélange. Cette technique

permet d'augmenter la fiabilité des moyennes annuelles du bilan Argo. Dans un second temps, à travers des tests de sensibilité, la simulation ORCA025-G70fo montre que les erreurs du bilan Argo sont liées à l'échantillonnage incomplet de la variabilité spatio-temporelle des couches de mélange du Nord du Bassin d'Islande et aux approximations de la méthode lagrangienne. Ces tests suggèrent qu'un meilleur échantillonnage par le réseau Argo réduirait ces erreurs. La solution alternative à l'augmentation de l'échantillonnage Argo passe par une moyenne du bilan Argo sur des fenêtres de 5 à 10 ans sur lesquelles on suivra la variabilité des processus de formation des SPMW.

Cette thèse a abordé l'ensemble du cycle de vie des SPMW et sa variabilité. Chaque étape du cycle de vie annuel de chaque gamme de SPMW pourrait être étudiée séparément à l'aide d'expériences lagrangiennes spécifiques. Ceci permettrait d'en savoir plus notamment sur les taux d'entraînement des SPMW vers l'océan intérieur. De même, pour la destruction des SPMW au moment du passage sur le flanc Ouest de la dorsale de Reykjanes qui est observée dans les données mais peu expliquée. L'analyse lagrangienne est un outil peu utilisé mais au potentiel énorme. Si la transformation des masses d'eau au cours de l'alimentation des SPMW est accessible dans une simulation haute résolution comme ORCA025-G70, elle l'est bien moins avec les observations. La poursuite des sections transatlantiques et le maintien du réseau Argo vont approfondir notre connaissance des SPMW. Elles permettront de préciser les ordres de grandeurs des processus de formation des SPMW à partir des données. Une dizaine d'années d'un échantillonnage régulier par les flotteurs Argo devrait être suffisante pour visualiser un schéma moyen d'alimentation et de formation des SPMW à partir des données à comparer aux sorties de modèle. La progression des produits de flux air-mer atmosphériques contribuera certainement à la précision de ce schéma.

Le suivi de la variabilité du cycle de vie des SPMW nécessite une poursuite de l'échantillonnage de l'Est du gyre subpolaire pour disposer de séries temporelles beaucoup plus longues et régulières que celles disponibles actuellement. Les champs altimétriques et les produits de flux air-mer contribueront à déterminer quels processus sont responsables de la variabilité. Il est aussi important d'échantillonner régulièrement les branches du NAC et le courant d'Irminger pour déceler un éventuel signal de variabilité même si cela apparaît difficile en pratique. Si les liens entre les différents signaux de variabilité ont été mis en évidence à l'aide d'ORCA025-G70, les mécanismes reliant notamment les événements NAO à la variabilité océanique restent flous. Enfin, la contradiction entre la constance du transport du NAC dans l'Est du gyre subpolaire et la variabilité de l'indicateur d'intensité du gyre mise en évidence dans les champs ORCA025-G70 (Chapitre 3) est un point à éclaircir. *Hakkinen and Rhines (2009)* mettent d'ailleurs en évidence une contradiction du même type à partir d'observations. L'application de l'analyse lagrangienne aux points clés du signal de variabilité - le courant du Labrador, le Gulf Stream, la MAR et le courant d'Irminger par exemple - devrait permettre d'identifier les raisons de cette contradiction dans ORCA025-G70. Ces résultats donneront des pistes pour l'investigation de cette contradiction dans les observations.

Les SPMW de l'Est du Gyre Subpolaire sont au carrefour de la branche supérieure et de la branche inférieure de la circulation thermohaline. Les SPMW faisant partie des précurseurs des eaux denses qui plongent en zone de convection, leur variabilité influence l'intensité de la circulation thermohaline au moment de la formation de la branche profonde. Le suivi de la variabilité des SPMW de l'Est du Gyre Subpolaire fournit donc un indice supplémentaire de l'état actuel de la circulation thermohaline. Enfin, si les modèles numériques actuels simulent correctement l'océan supérieur et sont très utiles, de nombreux progrès restent à faire notamment pour représenter les

processus de méso-échelle. Ces derniers sont susceptibles de jouer un rôle crucial dans la vie des SPMW notamment à proximité des contours bathymétriques du Bassin d'Islande dont la contrainte dans les modèles haute résolution apparaît surestimée. Les nouvelles simulations à très haute résolution apporteront de nouveaux indices quant à l'effet de ces processus.

La connaissance du gyre Subpolaire et de sa variabilité progresse mais bien des phénomènes restent inexplicés. Le projet OVIDE, auquel a contribué ce travail, continue à fournir des données et les acteurs de ce projet travaillent conjointement avec les modélisateurs pour observer et expliquer la dynamique et les propriétés de l'Atlantique Nord.

Bibliographie

- Aken, H. M. V., and G. Becker (1996), Hydrography and trough-flow in the northeastern North-Atlantic ocean : The Nansen project, *Prog. Ocean.*, *38*, 297–346.
- Aken, H. M. V., and C. J. de Boer (1995), On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin, *Deep Sea Res. I*, *42*, 165–189.
- Barnier, B., G. Madec, T. Penduff, J. M. Molines, A. M. Treguier, J. L. Sommer, A. Beckmann, A. Biastoch, C. Böning, J. Dengg, C. Derval, E. Durand, S. Gulev, E. Remy, C. Talandier, S. Theeten, M. Maltrud, J. McLean, and B. D. Cuevas (2006), Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution, *Ocean Dynamics*, *56*, 543–567.
- Belkin, I. M., S. Levitus, J. Antonov, and S. A. Malmberg (1998), "Great Salinity Anomalies" in the North Atlantic, *Prog. Ocean.*, *41*, 1–68.
- Bersch, M. (1995), On the circulation of the northeastern North Atlantic, *Deep Sea Res. I*, *42*, 1583–1607.
- Bersch, M. (2002), North Atlantic Oscillation-induced changes of the upper layer circulation in the northern North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *107*, 3156, doi :10.1029/2001JC000901.
- Bersch, M., J. Meincke, and A. Sy (1999), Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991-1996, *Deep Sea Res. II*, *46*, 55–75.
- Bersch, M., I. Yashayaev, and K. P. Koltermann (2007), Recent changes of the thermohaline circulation in the subpolar North Atlantic, *Ocean Dynamics*, *57*, 223–237, doi :10.2007/s10,236–007–0104–7.
- Billant, A., P. Branellec, and T. Huck (2006), Campagne OVIDE 2004-Rapport de données CTD-O2, Rapport interne DOPS/LPO/06-01.
- Blanke, B., and S. Raynaud (1997), Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent : An eulerian and Lagrangian Approach from GCM Results, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 1038–1053.
- Blanke, B., M. Arhan, A. Lazar, and G. Prévost (2002a), A Lagrangian numerical investigation of the origins and fates of the salinity maximum water in the Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *107(C10)*, 3163, doi :10.1029/2002JC001,318.

- Boening, 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, *J. Phys. Oceanogr.*, *24*, 91–107.
- Boning, C. W., M. Scheinert, J. Dengg, A. Biastoch, and A. Funk (2006), Decadal variability of subpolar gyre transport and its reverberation in the North Atlantic overturning, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L21S01, doi :10.1029/2006GL026,906.
- 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 (2008a), Subpolar Mode Water in the northeastern Atlantic : 1. Averaged properties and mean circulation., *J. Geophys. Res.*, *113*, C04,025, doi :10.1029/2006JC004,062.
- Brambilla, E., L. D. Talley, and P. E. Robbins (2008b), Subpolar Mode Water in the northeastern Atlantic : 2. Origin and transformation., *J. Geophys. Res.*, *113*, C04,026, doi :10.1029/2006JC004,063.
- Branellec, P., A. Billant, and H. Mercier (2004), Campagne OVIDE 2002-Rapport de données CTD-O2, Rapport interne DOPS/LPO/04-01.
- Brodeau, L. (2007), Contribution à l'Amélioration de la Fonction de Forçage des Modèles de Circulation Générale Océanique, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier Grenoble 1.
- Broecker, W. S. (1991), The great ocean conveyor, *Oceanography*, *4*, 79–89.
- Caniaux, G., and S. Planton (1998), A three-dimensional ocean mesoscale simulation using data from the SEMAPHORE experiment : Mixed layer heat budget, *J. Phys. Oceanogr.*, *103*(C11), 25,081–25,099.
- Caniaux, G., A. Brut, D. Bourras, H. Giordani, A. Paci, L. Prieur, and G. Reverdin (2005a), A 1 year sea surface heat budget in the northeastern Atlantic basin during the POMME experiment : 1. Flux estimates, *J. Geophys. Res.*, *110*, C07S02, doi :10.1029/2004JC002,596.
- Caniaux, G., S. Belamari, H. Giordani, and A. Paci (2005b), A 1 year sea surface heat budget in the northeastern Atlantic basin during the POMME experiment : 2. Flux optimization, *J. Geophys. Res.*, *110*, C07S02, doi :10.1029/2004JC002,695.
- Curry, R. G. (2001), Hydrobase 2 : A Database of Hydrographic Profiles and Tools for Climatological Analysis., *Tech. rep.*, Woods Hole Oceanographic Institution, available on <http://www.whoi.edu/science/PO/hydrobase>.
- Curry, R. G., and M. S. McCartney (2001), Ocean Gyre Circulation Changes Associated with the North Atlantic Oscillation, *J. Phys. Oceanogr.*, *31*, 3374–3400.
- Davis, R. E. (1991), Immediate-depth circulation of the Indian and South Pacific Oceans measured by autonomous floats, *J. Phys. Oceanogr.*, *35*, 583–707.

- de Boisséson, E. (2010), Eaux Modales Subpolaires du Bassin d'Islande : origine, formation et variabilité, Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone (2004), Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, *109*, C12,003, doi :10.1029/2004JC002,378.
- Dong, S., and K. A. Kelly (2003), Heat Budget in the Gulf Stream Region : The Importance of Heat Storage and Advection, *J. Phys. Oceanogr.*, *34*, 1214–1231.
- Flatau, M. K., L. D. Talley, and P. P. Niiler (2003), The North Atlantic Oscillation, surface current velocities and SST changes in the subpolar North Atlantic, *J. Clim.*, *16*, 2355–2369.
- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, and M. J. McPhaden (2003), Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *108* (C5), 3146, doi :10.1029/2002JC001,584.
- Forget, G., H. Mercier, and B. Ferron (2008), Combining Argo profiles with a general circulation model in the North Atlantic. Part 2 : Realistic transports and improved hydrography, between spring 2002 and spring 2003, *Oc. SciDisc*, *20*, 17–34.
- Fratantoni, D. M. (2001), North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters, *J. Geophys. Res.*, *106* (C10), 20,067–22,093.
- Gaillard, F., H. Mercier, and C. Kermabon (2005), A synthesis of the POMME physical data set : One year monitoring of the upper layer, *J. Geophys. Res.*, *110*(C7), doi :10.1029/2004JC002,764.
- Gourcuff, C. (2008), Etude de la variabilité de la circulation du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord à partir des données Ovide et de mesures satellitaires., Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale.
- Hadfield, R. E., N. C. Wells, S. A. Josey, and J. J.-M. Hirschi (2007), On the accuracy of North Atlantic temperature and heat storage fields from Argo, *J. Geophys. Res.*, *112*, C01,009, doi :10.1029/2006JC003,825.
- Hakkinen, S., and P. B. Rhines (2004), Decline of Subpolar North Atlantic Circulation during the 1990s, *Science*, *304*, 555–559.
- Hakkinen, S., and P. B. Rhines (2009), Shifting surface currents in the northern North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *114*, C04,005, doi :10.1029/2008JC004,883.
- Hanawa, K., and L. D. Talley (2001), Mode waters, in *Ocean Circulation and Climate*, edited by G. Siedler, J. Church, and J. Gould, pp. 373–386.
- Hansen, B., S. Osterhus, W. R. Turrell, S. Jonsson, H. Valdimarsson, H. Hatun, and S. M. Olse (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*, edited by J. M. Robert R. Dickson and P. R. (eds.) Springer Science + Business Media B. V, pp. 15–43.

- Harvey, J., and M. Arhan (1988), The Water Masses of the Central North Atlantic in 1983-84, *J. Phys. Oceanogr.*, *18*, 1855–1875.
- Hatun, 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, DOI :10.1126/science.1114,777.
- Holliday, N. P. (2003), Air-Sea interaction and circulation changes in the northeastern Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *108*, 3259, doi :1.1029/2002JC001,344.
- Hsiung, J., R. E. Newell, and T. Houghtby (1989), The annual cycle of oceanic heat storage and oceanic meridional heat transport, *Quart. J. R. Met. Soc.*, *115*, 1–28.
- Hurrell, J. W. (1995), Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation, *Science*, *269*, 676–679.
- Iselin, C. O. (1939), The influence of vertical and lateral turbulence on the characteristics of waters at mid-depths., *Trans. Amer. Geophys. Union*, *20*, 414–417.
- Johnson, G. C., and N. Gruber (2007), Decadal water mass variations along 20°W in the northeastern Atlantic Ocean, *Prog. Ocean.*, *73*, 277–295, doi :10.1016/j.pocean.2006.03.022.
- Jones, I., and H. Leach (1999), Isopycnic modeling of the North Atlantic heat budget, *J. Geophys. Res.*, *104(C1)*, 1377–1392.
- Josey, S. A. (2001), A comparison of ECMWF, NCEP-NCAR, and SOC Surface Heat Fluxes with Moored Buoy Measurements in the Subduction Region of the Northeast Atlantic., *J. Clim.*, *14*, 1780–1789.
- Josey, S. A., and R. Marsh (2005), Surface freshwater flux variability and recent freshening of the North Atlantic in the eastern subpolar gyre, *J. Geophys. Res.*, *110*, CO5008, doi :10.1029/2004JC002,521.
- Koch-Larrouy, A., G. Madec, B. Blanke, and R. Molcard (2009), Water Mass Transformation along the Indonesian Throughflow in an OGCM, *Submitted to Ocean Dynamics*, ??,??
- Krauss, W. (1995), Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin, *J. Geophys. Res.*, *100*, 10,851–10,871.
- Kwon, Y.-O., and S. C. Riser (2004), North Atlantic Subtropical Mode Water : A history of ocean-atmosphere interaction 1961-2000, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L19,307,doi :10.1029/2004GL021,116.
- Large, W., and S. Yeager (2004), Diurnal to Decadal Global Forcing for ocean and Sea-Ice Models : The Data Sets and Flux Climatologies., *Tech. rep.*, NCAR technical note : NCAR/TN460+STR, CDG division of the National Center for Atmospheric Research, available on the GFDL CORE web site.
- Lavender, K., W. B. Owens, and R. E. Davis (2005), The mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic Ocean as measured by subsurface floats, *Deep Sea Res. I*, *52*, 767–785.

- Ledwell, J. R., A. J. Watson, and C. S. Law (1993), Evidence for slow mixing across the pycnocline from an open-ocean tracer release experiment, *Nature*, *364*(6439), 701–703.
- Levitus, S. (1984), Annual Cycle of Temperature and Heat Storage in the World Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *14*, 727–746.
- Levitus, S., and T. Boyer (2005), Warming of the world ocean, 1955-2003, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, doi :10.1029/2004GL021,592.
- Lherminier, P., H. Mercier, T. Huck, C. Gourcuff, F. F. Perez, P. Morin, and A. Sarafanov (2009), The Atlantic meridional overturning circulation and the subpolar gyre observed at the A25-Ovide section in June 2002 and 2004, *Deep Sea Res. I*, *submitted*, contact Pascale.Lherminier@ifremer.fr.
- Lique, C., A. M. Treguier, B. Blanke, and N. Grima (2009), On the origins of water masses exported along both sides of Greenland : A Lagrangian Model Analysis, *submitted to JGR*, ????
- Lozier, M. S., and N. Stewart (2008), On the Temporally Varying Northward Penetration of Mediterranean Overflow Water and Eastern Penetration of Labrador Sea Water, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*, 2097–2103.
- Lozier, M. S., W. B. Owens, and R. G. Curry (1995), The climatology of the North Atlantic, *Prog. Ocean.*, *39*, 1–44.
- Madec, G. (2008), NEMO ocean engine, *Tech. Rep. 27*, Notes du pôle de Modélisation - Institut Pierre-Simon Laplace, 300pp.
- Marshall, J., H. Johnson, and J. Goodman (2001), A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation, *J. Clim.*, *14*, 1399–1421.
- Masuzawa, J. (1969), Subtropical mode water, *Deep Sea Res. II*, *16*, 463–472.
- McCartney, M. S., and C. Mauritzen (2001), On the origin of the warm inflow to the Nordic Seas, *Prog. Ocean.*, *51*, 125–214.
- McCartney, M. S., and L. D. Talley (1982), The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *12*, 1169–1188.
- Memery, L., G. Reverdin, J. Paillet, and A. Oschlies (2005), Introduction to the POMME special section : Thermocline ventilation and biogeochemical tracers distribution in the northeast Atlantic Ocean and impact of mesoscale dynamics., *J. Geophys. Res.*, *110*(C07S01), doi :10.1029/2005JC002,976.
- Molines, J. M., B. Barnier, T. Penduff, L. Brodeau, A. M. Treguier, S. Theetten, and G. Madec (2006), Definition of the interannual experiment ORCA025-G70, 1958-2004, IEGI report.
- Niiler, P. P., N. A. Maximenko, and J. C. McWilliams (2003), Dynamically balanced absolute sea level of the global ocean derived from near-surface velocity observations, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(22), 2164, doi :10.1029/2003GL017,932.

- Oort, A. H., and T. H. V. Haar (1976), On the Observed Annual Cycle in the Ocean-Atmosphere Heat Balance Over the Northern Hemisphere, *J. Phys. Oceanogr.*, *6*, 781–800.
- Orvik, K. A., and P. Niiler (2002), Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, 1896, doi :10.1029/2002GL0150.
- Owens, W. B., and A. P. S. Wong (2009), An improved calibration method for the drift of the conductivity sensor on autonomous CTD profiling floats by θ -S climatology, *Deep Sea Res. I*, *56*(3), 450–457.
- Paci, A., G. Caniaux, M. Gavart, H. Giordani, M. Levy, L. Prieur, and G. Reverdin (2005), A high-resolution simulation of the ocean during the POMME experiment : Simulation results and comparison with observations, *J. Geophys. Res.*, *110*, C07S09, doi :10.1029/2004JC002,712.
- Paillet, J. (1996), Eau modale et ventilation océanique en Atlantique Nord-Est, Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale.
- Paulson, C. A., and J. J. Simpson (1977), Irradiance measurements in the upper ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *7*, 952–956.
- Penduff, T., J. L. Sommer, B. Barnier, A. M. Treguier, J. M. Molines, and G. Madec (2007), Influence of numerical schemes on current-topography interactions in $1/4^\circ$ global ocean simulations, *Ocean Science*, *3*, 509–524.
- Perez-Brunius, P., T. Rossby, and D. R. Watts (2004), Transformation of the warm waters of the North-Atlantic from a geostrophic streamfunction perspective, *J. Phys. Oceanogr.*, *34*, 2238–2256.
- Qiu, B., and K. A. Kelly (1993), Upper-Ocean Heat Balance in the Kuroshio Extension Region, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 2027–2041.
- Rattan, S., P. G. Myers, A. M. Treguier, S. Theeten, A. Biastoch, and C. Böning (2009), Understanding Drift in the Labrador Sea in Eddy-Permitting Simulations Using NEMO, *??, ??, ??, ??*
- Read, J. F. (2001), CONVEX-91 : water masses and circulation of the Northeast Atlantic subpolar gyre, *Prog. Ocean.*, *48*, 461–510.
- Reverdin, G., D. Cayan, and Y. Kushnir (1997), Decadal variability of hydrography in the upper northern North Atlantic in 1948-1990, *J. Geophys. Res.*, *102 (C4)*, 8505–8531.
- Rio, M. H., and F. Hernandez (2004), A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model, *J. Geophys. Res.*, *109*, (C12,032), doi :10.1029/2003JC00,226.
- Riser, S. (2009), A review of recent problems with float CTD units and Druck pressure sensors, *Argo Newsletter*, *11*, 2–3.
- Sallée, J. B., N. Wienders, K. Speer, and R. Morrow (2006), Formation of subantarctic mode water in the southeastern Indian Ocean, *Ocean Dynamics*, *56*, 525–542.

- Sarafanov, A., A. Sokov, A. Demidov, and A. Falina (2007), Warming and salinification of intermediate and deep waters in the Irminger Sea and Iceland Basin in 1997-2006, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L23,609, doi :10.1029/2007GL031,074.
- Sarafanov, A., A. Falina, A. Sokov, and A. Demidov (2008), Intense warming and salinification of intermediate waters of southern origin in the eastern subpolar North Atlantic in the 1990s-mid-2000s, *J. Geophys. Res.*, *56*, in press.
- Schafer, H., and W. Kraus (1995), Eddy statistics in the South Atlantic as derived from drifters drogued at 100 m, *J. Mar. Res.*, *53*, 403–431.
- Schmitz, W. J., and M. S. McCartney (1993), On the North Atlantic circulation, *Rev. Geophys.*, *31*, 29–49.
- Schott, F., L. Stramma, and J. Fischer (2004), Interaction of the North Atlantic Current with the deep Charlie Gibbs Fracture Zone, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 369–372.
- Simonot, J., and H. L. Treut (1986), A Climatological Field of Mean Optical Properties of the World Ocean., *J. Geophys. Res.*, *91*, 6642–6646.
- Stommel, H. (1955), The anatomy of the Atlantic, *Scientific American*, *192*, 30–35.
- Swenson, M. S., and D. V. Hansen (1983), Tropical Pacific Ocean Mixed Layer Heat Budget : The Pacific Cold Tongue, *J. Phys. Oceanogr.*, *29*, 69–81.
- Sy, A. (1988), Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic : the North Atlantic Current, the Azores Current, and the Mediterranean Water plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge, *Deep Sea Res.*, *35* (3), 383–413.
- Talley, L. (1999a), Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic, in *The South Atlantic : Present and Past Circulation*, pp. 219–238, In Wefer, G., Berger, W. H., Siedler, G., and Webb, D. J., editors.
- Talley, L. (1999b), Mode waters in the subpolar North Atlantic in historical data and during the WOCE period, *Woce News.*, *37*, 3–6.
- Thierry, V., E. de Boisséson, and H. Mercier (2008), Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge during 1990-2006, *J. Geophys. Res.*, *113*, C04,016, doi :10.1029/2007JC004,443.
- Treguier, A. M., S. Theetten, E. Chassignet, T. Penduff, R. Smith, L. Talley, J. O. Beismann, and C. Boening (2005), The North Atlantic subpolar gyre in four high-resolution models, *J. Phys. Oceanogr.*, *35*, 757–774.
- Treguier, A. M., C. Gourcuff, P. Lherminier, H. Mercier, B. Barnier, G. Madec, J. M. Molines, T. Penduff, L. Czeschel, and C. Boening (2006), Internal and forced variability along a section between Greenland and Portugal in the CLIPPER Atlantic Model., *Ocean Dynamics*, *56*, 568–580.

- Treguier, A. M., M. H. England, S. R. Rintoul, G. Madec, J. L. Sommer, and J. M. Molines (2007), Southern Ocean overturning across streamlines in an eddy simulation of the Antarctic Circumpolar Current., *Ocean Science*, *3*, 491–507.
- Visbeck, M., E. P. Chassignet, R. Curry, T. Delworth, B. Dickson, and G. Krahnmann (2003), The Ocean's Response to North Atlantic Oscillation Variability, in *The North Atlantic Oscillation : Climatic Significance and Environmental Impact - Geophysical Monograph*, vol. 134, American Geophysical Union.
- von Schuckmann, K., F. Gaillard, and P. Y. L. Traon (2009), Global hydrographic variability patterns during 2003-2008, *J. Geophys. Res.*, *114*, C09,007, doi :10.1029/2008JC005,237.
- Walin, G. (1982), On the reation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean, *Tellus*, *34*, 187–195.
- Wang, W., and M. J. McPhaden (1999), The Surface-Layer Heat Balance in the Equatorial Pacific Ocean. Part I : Mean Seasonal Cycle, *J. Phys. Oceanogr.*, *29*, 1812–1831.
- Wells, N. C., S. A. Josey, and R. E. Hadfield (2009), Towards closure of regional heat budgets in the North Atlantic using Argo floats and surface flux datasets, *Ocean Science Discussions*, *6*, 95–128.
- Worthington, L. V. (1959), The 18° water in the Sargasso Sea, *Deep Sea Res.*, *5*, 297–305.
- Wright, W. R., and L. V. Worthington (1970), The water masses of the North Atlantic Ocean - A volumetric census of temperature and salinity, in *Serial Atlas of the Marine Environment*, vol. 19, American Geographical Society.
- Wust, G. (1959), New general study on oceanography, *Petermanns Geographisch Mitteilungen*, *103*, 276–277.

Annexe

Thierry et al. 2008

Article de *Thierry et al.* publié dans la revue *Journal of Geophysical Research* en 2008 et intitulé : *Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge during 1990-2006.*



Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge during 1990–2006

V. Thierry,¹ E. de Boissésou,¹ and H. Mercier¹

Received 9 July 2007; revised 12 October 2007; accepted 4 December 2007; published 12 April 2008.

[1] Combining hydrographic data from the OVIDE (Observatoire de la Variabilité Interannuelle à Decennale/Observatory of the Interannual to Decadal Variability) section (Greenland-Portugal) with Argo and historical CTD data over the period 1990–2006, we estimate the variability of the core properties of a variety of Subpolar Mode Water (SPMW) observed on the eastern flank of the Reykjanes Ridge. This SPMW acquires its core properties in the winter mixed layer along the eastern side of the Reykjanes Ridge. We find that the February sea surface temperature along the ridge is a proxy for its core temperature. The sources of this mode water are water masses advected by the mean cyclonic circulation in the Iceland Basin. A density compensated tendency for cooling and freshening of the SPMW core properties is observed in the early 1990s. It stops in 1996 and is followed by an increase in temperature and salinity (+1.41°C and +0.11 psu) and a decrease in density (-0.12 kg m^{-3}) until at least 2003. During the entire period, the data do not show any significant modification in the depth of the mode water core while they suggest that the thickness of the layer shrank. The variability of the local air-sea freshwater and heat fluxes cannot explain the observed salinity and temperature variations. They are most likely related to the modifications of the properties of the SPMW sources due to the recently evidenced changes, driven by the North Atlantic Oscillation, in the relative contributions of subtropical waters and subpolar waters in the Iceland Basin.

Citation: Thierry, V., E. de Boissésou, and H. Mercier (2008), Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge during 1990–2006, *J. Geophys. Res.*, 113, C04016, doi:10.1029/2007JC004443.

1. Introduction

[2] Formed in deep winter mixed layers, mode waters are identified by nearly uniform properties in the vertical near the top of the permanent pycnocline. They cover large horizontal areas in all oceans (see *Hanawa and Talley* [2001] for a review). Their locations and properties are set by complex interactions between air-sea fluxes of buoyancy and momentum, circulation and mixing. The forcings being subject to interannual to interdecadal variability, mode water characteristics vary at the same time scales. In the eastern North Atlantic, *González-Pola et al.* [2005] show that Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) in the Bay of Biscay warmed and slightly freshened over the period 1992–2003 ($+0.032 \pm 0.008 \text{ °C a}^{-1}$ and $-0.002 \pm 0.001 \text{ psu a}^{-1}$, respectively). The core density of this mode water decreased from about 27.2 to 27.1 kg m^{-3} and the interannual salinity variations seem to be related to the local P-E (precipitation minus evaporation) regime. Further north, in the subpolar gyre of the North Atlantic, the process of transformation of the warm, saline subtropical waters into intermediate and deep waters

[*McCartney and Talley*, 1982; *Read*, 2001; *Perez-Brunius et al.*, 2004] results in several varieties of Subpolar Mode Water (hereafter SPMW) distributed around the gyre. SPMW along 20°W and north of 40°N are warmer ($\sim 0.7 \text{ °C}$), saltier (~ 0.1) and lighter in 2003 than in 1993 [*Johnson and Gruber*, 2007]. According to those authors, those changes are related to the NAO (North Atlantic Oscillation), the dominant mode of atmospheric variability in the North Atlantic sector. The densest variety of SPMW, the Labrador Sea Water (LSW), which is the main contributor to the lower limb of the Meridional Overturning Circulation, is also subject to large decadal property variations [*Dickson et al.*, 1996; *Yashayaev*, 2007]. In the Labrador Sea, the ocean heat loss decreased since the mid 1990s which limited the convection to the upper 1200 m and led to the generation of a new salinity minimum layer and to a warming and salinization of the older deep LSW due to lateral mixing [*Bersch et al.*, 2007]. The decadal variations of the convective activity in the Labrador Sea are correlated with the NAO and because of the horizontal pattern of the atmospheric forcing, those variations are anticorrelated with the convective activity in the Greenland Sea and in the Sargasso Sea [*Dickson et al.*, 1996]. In this latter area, *Kwon and Riser* [2004] and *Peng et al.* [2006] show that both temperature and subduction rate of the Subtropical Mode Water are correlated with the NAO on decadal timescales,

¹Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523 CNRS/IFREMER/IRD/UBO, Plouzané, France.

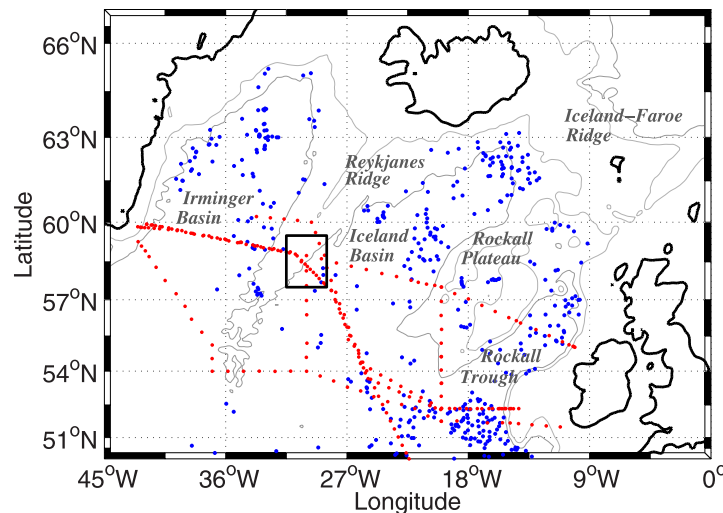


Figure 1. Bathymetry of the North Atlantic. The isobaths 0, 200, 1000 and 2000 m are displayed. Points show the positions of the data (section 2 and Table 1): (red) ship-based CTD measurements and (blue) Argo data. Only summer data (June–September) are displayed. Interannual variability of the SPMW properties are estimated in the box delimited by 57.5°N–59.5°N and 31.5°W–28.5°W.

with NAO leading by 2–3 years. Among the processes that account for the changes in the LSW properties, changes in the properties of the water masses that enter the Labrador Sea are thought to be important. Before any attempt to quantify the impact of the upstream water masses changes on the LSW, we must document the properties and variability of those water masses, which is the aim of this paper. We focus on a mode water found in the North Atlantic Ocean over the Reykjanes Ridge (Figure 1) because it lies in a central position along the path of the subpolar gyre where exchanges between the eastern and western parts of the gyre occur. It also contributes to the warm and salty waters that enter the Labrador Sea by the West Greenland Current and that influence both convection and restratification in the Labrador Sea [Cuny *et al.*, 2002; Myers *et al.*, 2007; Yashayaev, 2007]. In complementing other studies on subpolar mode water variability that were undertaken either in the eastern Atlantic [Holliday, 2003; Johnson and Gruber, 2007] or in the Labrador Sea [Dickson *et al.*, 1996; Yashayaev, 2007] but neither in the central part of the subpolar gyre, this work helps providing a basin-scale view of the mode water variability in the North Atlantic. Finally, documenting the variability of this mode water is also important for models because it lies in a region where models have deficiencies in representing water masses properties and circulation [Treguier *et al.*, 2005].

[3] The NAO index is defined here as the principal component time series of the leading EOF of winter (December through March) Sea Level Pressure anomalies over the Atlantic sector (20°N–80°N, 90°W–40°E) [Hurrell, 1995]. The horizontal pattern of this index consists of a north-south dipole with two centers of opposite sign located near Iceland and Azores, respectively. The NAO index was in a high positive state at the beginning of the nineties. It shifted to a negative value in the winter 1995/1996. Although it remained in a moderate positive

state over the period 1996–2006, the NAO index presented an overall downward trend and occasionally reached negative values (Figure 2a).

[4] The NAO index variations are correlated to large-scale fluctuations in the air-sea fluxes of heat, freshwater and momentum over the North Atlantic Ocean and to changes in the ocean circulation (see Visbeck *et al.* [2003] for a review). Since the mid 1990s, the winter mean momentum flux and winter mean heat loss averaged over the Iceland Basin (52°N–63°N and 33°W–10°W) and the subpolar gyre (50°N–65°N and 45°W–15°W, not shown) decreased (Figures 2b and 2c). These recent decadal changes in the air-sea fluxes induced a decrease in the gyre intensity [Flatau *et al.*, 2003; Häkkinen and Rhines, 2004; Hátún *et al.*, 2005] accompanied with a northwestward shift of the subarctic front in the central Iceland basin (roughly identified in the 1990s by the position of the winter 7°C SST isotherm; see Flatau *et al.* [2003] and Figure 10 in section 3.2) and with a modification of the relative contributions in the Iceland Basin of cold and low-saline waters of subpolar origin and warm and salty waters of subtropical origin [Bersch, 2002; Hátún *et al.*, 2005]. According to Johnson and Gruber [2007], these latter changes mainly explain the mode water variability along 20°W. On these decadal timescales, the ocean response to the NAO is complex with significant changes near strong mean current systems [Visbeck *et al.*, 2003]. On interannual timescales, however, the ocean variability is dominated by NAO-induced changes in the air-sea fluxes [Visbeck *et al.*, 2003].

[5] The OVIDE project (Observatoire de la Variabilité Interannuelle à Decennale/Observatory of the Interannual to Decadal Variability) repeats a trans-oceanic hydrographic section across the North Atlantic every other year since 2002 in order to monitor and understand the low-frequency fluctuations of the oceanic Atlantic Meridional Overturning Cell, heat and tracer transports and water mass characteristics

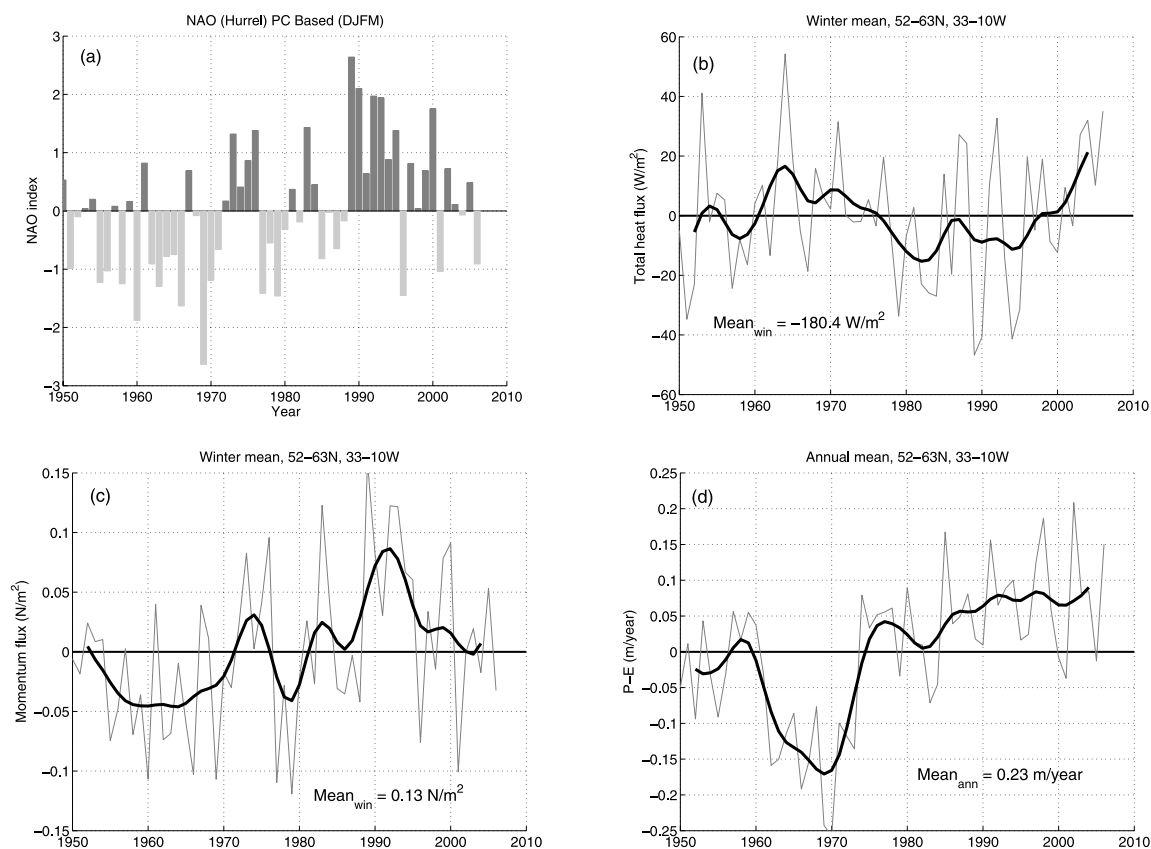


Figure 2. (a) NAO Index [Hurrell, 1995]. (b, c, d) Anomaly over the period 1950–2006 of air sea fluxes averaged in the eastern subpolar gyre (52°N – 63°N , 33°W – 10°W), derived from the NCEP/NCAR reanalysis 1. Figure 2b shows winter (DJFM) total heat flux. A negative heat flux corresponds to a heat loss for the ocean. Figure 2c shows winter momentum flux. Figure 2d shows annual P-E (Precipitation minus Evaporation). Gray thin lines are winter mean or annual mean values and black thick lines are filtered values using a Lanczos filter with a cut-off frequency of 5 years. Averaged values over the entire series are given in each plot.

in the North Atlantic Ocean [Lherminier *et al.*, 2007]. The OVIDE section consists of full-water column hydrographic stations between Portugal and the southern tip of Greenland (Cape Farewell) (Figure 1). The western part of the section is coincident with the A01E section repeated several times since 1991 between Cape Farewell and Ireland (Figure 1 and Table 1). The common part of the two sections samples the

Irminger Basin and part of the Iceland Basin. It crosses the Reykjanes Ridge around 59°N where a thick pycnocline, highlighting the presence of a SPMW variety, is clearly present near 300–500 m depth (Figures 3 and 4). The aim of this paper is to investigate the interannual variability of this mode water over the period 1990–2006. This is made possible because an adequate time series has been created in

Table 1. High-Quality Hydrographic Sections Used in the Analysis

Name	Date, mm/yyyy	Ship R/V	PI	Reference
NANSEN-90	07/1990	<i>Tyro</i>	Van Aken	<i>van Aken and Becker</i> [1996]
A01E-91	09/1991	<i>Meteor</i>	Meincke	<i>Bersch</i> [1995]
CONVEX-91	08/1991–09/1991	<i>Darwin</i>	Gould	<i>Read</i> [2001]
A01E-92	09/1992	<i>Valdivia</i>	Sy	<i>Bersch et al.</i> [1999]
A01E-95	05/1995–06/1995	<i>Valdivia</i>	Bersch	<i>Bersch et al.</i> [1999]
A01E-96	08/1996–09/1996	<i>Valdivia</i>	Bersch	<i>Bersch et al.</i> [1999]
A01E-97	08/1997–09/1997	<i>Meteor</i>	Sy	<i>Bersch</i> [2002]
OVIDE-02	06/2002–07/2002	<i>Thalassa</i>	Mercier	<i>Lherminier et al.</i> [2007]
OVIDE-04	06/2004–07/2004	<i>Thalassa</i>	Huck	
OVIDE-06	05/2006–06/2006	<i>M. S. Merian</i>	Lherminier	

C04016

THIERRY ET AL.: MODE WATER VARIABILITY ON REYKJANES

C04016

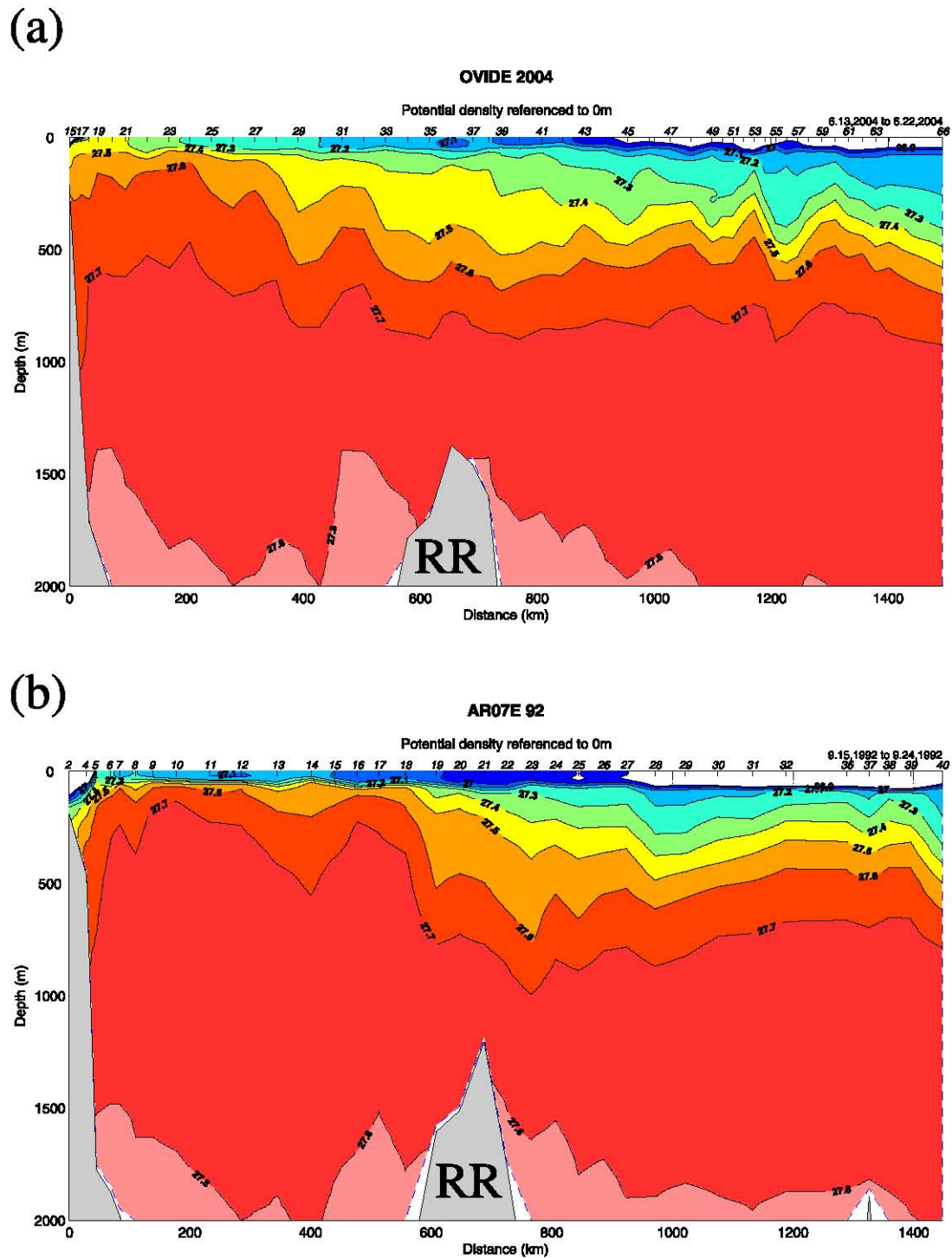


Figure 3. Potential density along the OVIDE and the A01E sections from Greenland to 25°W in the center part of the Iceland Basin: (a) 2004 OVIDE section and (b) 1992 A01E section. RR indicates the Reykjanes Ridge.

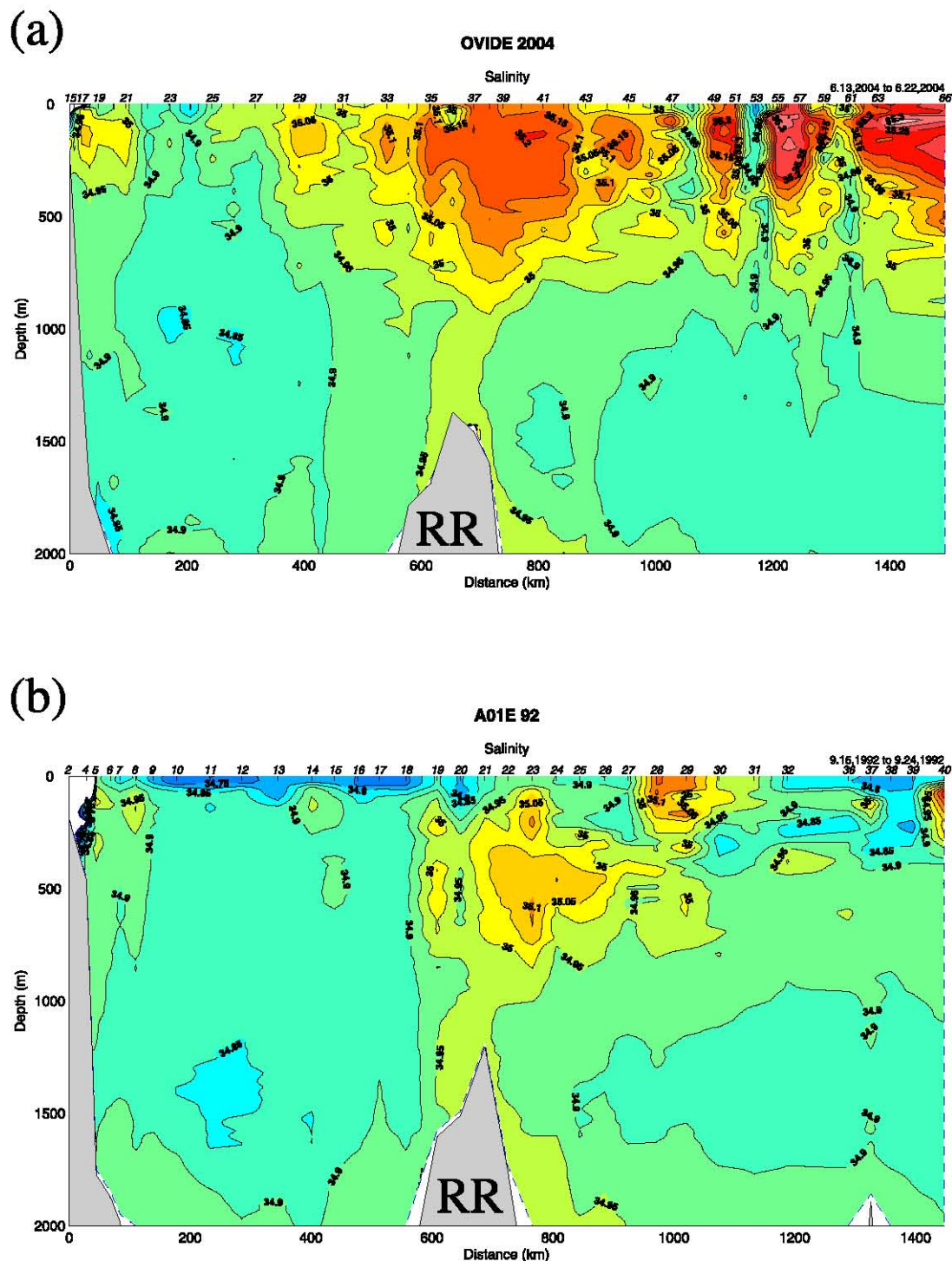


Figure 4. Same as Figure 3 but for the salinity.

combining CTD (conductivity-temperature-depth) measurements from hydrographic cruises (OVIDE, A01E and few others, see section 2) and Argo profiling floats. Owing to the Argo array, we can also document properties of the

SPMW in the northern North Atlantic (50°N – 66°N , 45°W – 0°W) over the Argo period 2001–2006 to put the mode water observed on the Reykjanes Ridge in a wider spatial context.

C04016

THIERRY ET AL.: MODE WATER VARIABILITY ON REYKJANES

C04016

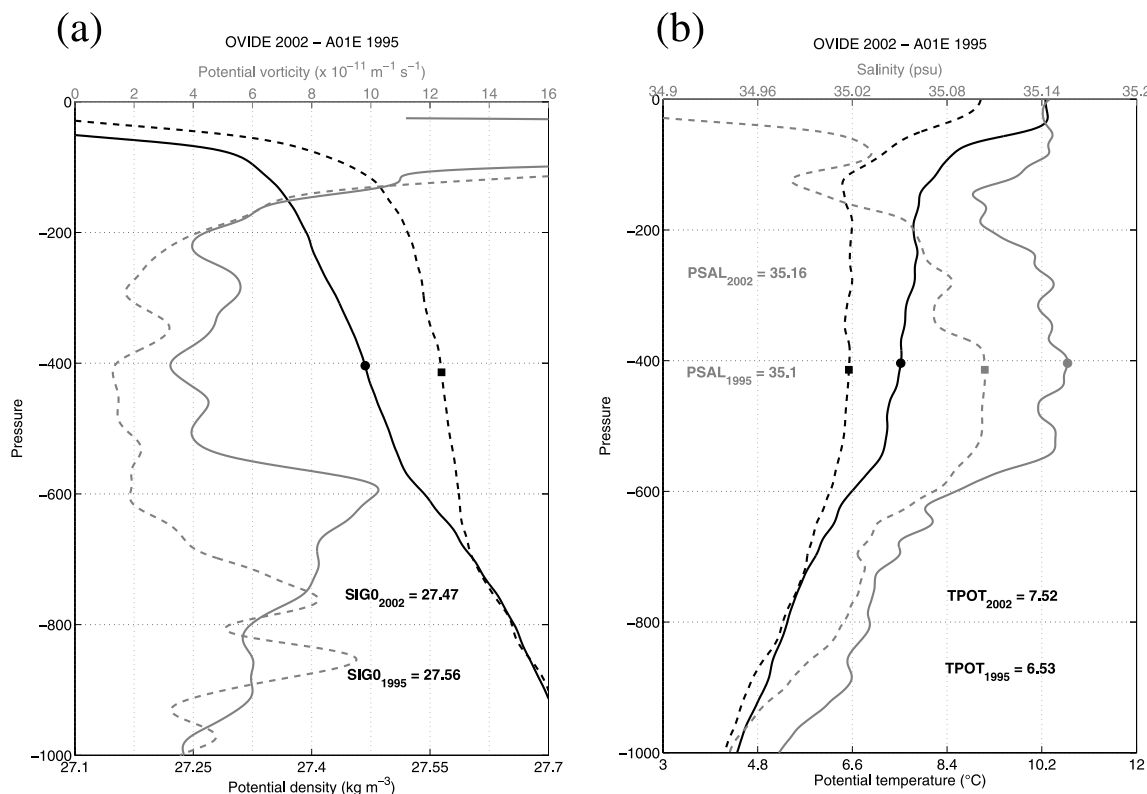


Figure 5. Example of profiles containing Reykjanes Ridge Mode Water. The data were collected in 2002 at 58.41°N – 30.10°W (solid lines) and in 1995 at 58.32°N – 29.94°W (dashed lines). (a) Potential density (black lines) and potential vorticity (gray lines). (b) Potential temperature (black lines) and salinity (gray lines). The mode water core is identified by dots (2002) and squares (1995), and the corresponding properties are indicated in each plot.

[6] The data set is presented in section 2. The mode water over the Reykjanes Ridge is described in section 3. We also describe the interannual variability of its properties and we discuss the source and formation area of this mode water. Section 4 discusses the results and we conclude in section 5.

2. Data Set and Mode Water Identification

[7] The high-quality hydrographic stations carried on during the OVIDE 2002, 2004 and 2006 sections (Table 1) used a Neil Brown Mark III CTD02 probe. The rosette was equipped with 28 8-liter bottles for tracers measurements and calibration purpose. The CTD02 measurement accuracies are thought to be better than 1db for pressure, 0.002°C for temperature, 0.003 for salinity and $1\mu\text{mol kg}^{-1}$ for dissolved oxygen [Branellec et al., 2004]. High-quality CTD data from the A01E WOCE section (which is also referred to as AR07E section) collected in 1991, 1992, 1995, 1996 and 1997 [Bersch, 1995; Bersch et al., 1999; Bersch, 2002; Bersch et al., 2007] complement the OVIDE data, as well as data from two additional cruises realized in 1990 as part of the NANSEN project [van Aken and Becker, 1996] and in 1991 during the CONVEX-91 survey [Read, 2001] (Figure 1 and Table 1).

[8] Argo data downloaded from the Coriolis data center (<http://www.ifremer.fr/coriolis/>) complement the data set. The Coriolis data center provides quality-controlled in situ data in real time and delayed mode and is a gateway to the global Argo data. Three levels of quality control are performed to the Argo data. First, a series of standard automatic quality control (QC) is applied (see the Argo quality control manual, version 2.1, ar-um-04-01, 2005, available at http://209.85.165.104/search?q=cache:enX_Bo6Ah-kJ:www.oceanteacher.org/oceanteacher/index.php, for more details). As the automatic real-time quality control procedure cannot identify small salinity drifts or offsets that Argo floats experience owing in particular to biofouling [Wong et al., 2003; Boehme and Send, 2005], a second quality control is performed at Coriolis, following F. Gaillard et al. (Quality control of large Argo data sets, submitted to *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2008), to remove dubious profiles. Finally, the delayed-mode procedure [Wong et al., 2003; Boehme and Send, 2005] is applied to correct (when necessary) offsets and drifts and to generate a qualified Argo data set (see the Argo quality control manual). Among the 4578 Argo profiles downloaded for this analysis, half contain delayed-mode salinity data and 25% (about 600 profiles) have been corrected. Since the beginning of the

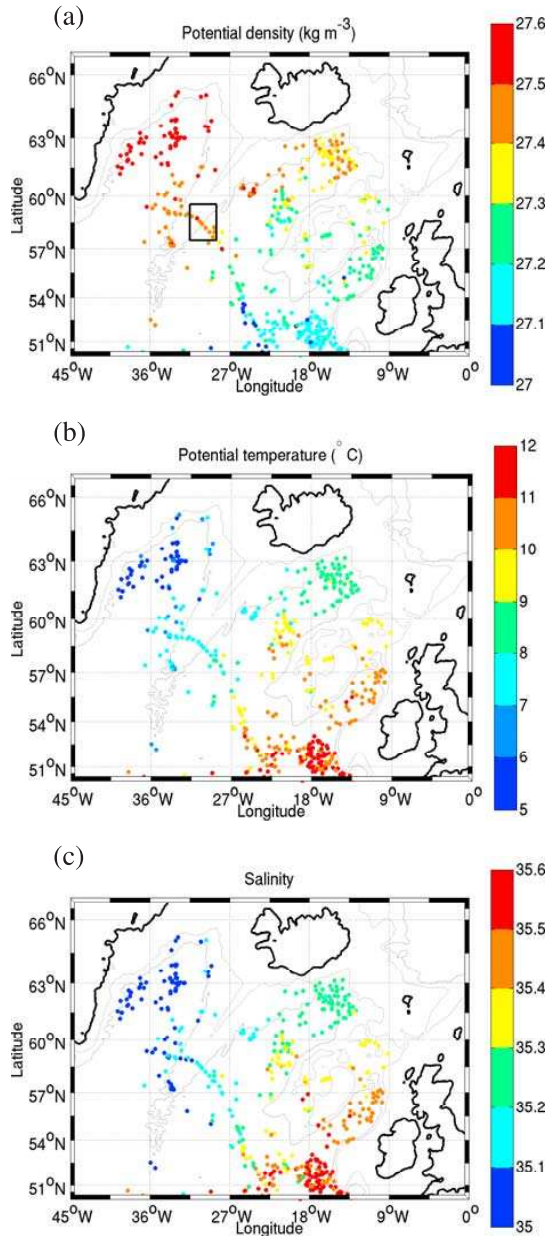


Figure 6. Properties of the Subpolar Mode Water in the North Atlantic deduced from hydrographic stations and Argo profiles collected over the period 2001–2006 from beginning of June through end of September. (a) Potential density. The Reykjanes Box (57.5°N – 59.5°N , 31.5°W – 28.5°W) is indicated. (b) Potential temperature. (c) Salinity.

Argo program, float and sensor technology has been improved and it is expected that this percentage will decrease with the replacement of the old fleet by new generation of floats. At the time of our analysis, Argo profiles from SOLO floats with FSI CTD may have incorrect pressure values [Schiermeier, 2007]. They have

been excluded from our data set. Real time and delayed-mode Argo data containing both temperature (T) and salinity (S) are considered in this study. T and S have a nominal accuracy of 0.01°C and 0.01 psu. In case of duplicates, delayed-mode profiles replace real-time data.

[9] We will show in this study that the data from the Argo/Coriolis database provide results that are fully consistent with that deduced from the ship-based high-quality CTD measurements (see section 3.1 and Figure 7). This gives good confidence for using this data set in the future for the monitoring of the mode water properties.

[10] During summer, mode waters are isolated from the atmosphere and their properties do not evolve much, which allows the robust characterization of their properties. They are characterized by a thick pycnocline between the seasonal and the permanent pycnocline and can be identified by a minimum in the potential vorticity q [Hanawa and Talley, 2001]. For each profile collected from June through September (Figure 1), the mode waters are identified as the layer where $q < 6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ [Johnson and Gruber, 2007]. Analyzing the WOCE data set collected in 1997, Talley [1999] uses a different criterion ($q < 4 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) but that of Johnson and Gruber [2007] appears more adequate for the identification of recent mode water vintages that are more stratified than those formed at the beginning of the 1990s (Figure 5). The LSW is excluded in considering only the layers where the potential density is less than 27.7 kg m^{-3} . A visual inspection is then performed to eliminate the selected profiles that do not contain SPMW. Finally, we retain the thickest layers in imposing that the thickness of the mode water layer must be greater than 100 db. For each profile and in the layer satisfying the above conditions, the core properties of the mode water are defined at the level where the potential vorticity is minimum. Examples are displayed on Figure 5. Potential temperature (θ), potential density (σ_0) and q are deduced from the T and S profiles. θ and σ_0 are referenced to 0 db. A 4th-order Butterworth filter with a cut-off wave length of 50 dbar is applied to the potential vorticity estimated from the 1-db vertical resolution ship-based CTD measurements. Owing to the coarser vertical sampling, the Argo data are not filtered.

3. Subpolar Mode Water Over the Reykjanes Ridge

3.1. Properties and Interannual Variability

[11] The profiles collected from 2001 to 2006 during the Argo period allow us to determine the localization and the properties of the SPMW in the northern North Atlantic (Figure 6). SPMW are distributed around the subpolar gyre. They are found south of Rockall Plateau and in Rockall Trough, in the northern part of the Iceland Basin, on the eastern flank of the Reykjanes Ridge and in the northern part of the Irminger Basin. This picture is fully consistent with an analysis based on data collected in 1997 by Talley [1999]. In the eastern Iceland Basin, the density (salinity and potential temperature) of SPMW increases (decrease) northward from 27 – 27.1 kg m^{-3} (35.5 – 35.6 and 11 – 12°C) at the southern limit of the Rockall Trough to 27.4 – 27.5 kg m^{-3} (35.1 – 35.2 and 7 – 8°C) in the northern Iceland

C04016

THIERRY ET AL.: MODE WATER VARIABILITY ON REYKJANES

C04016

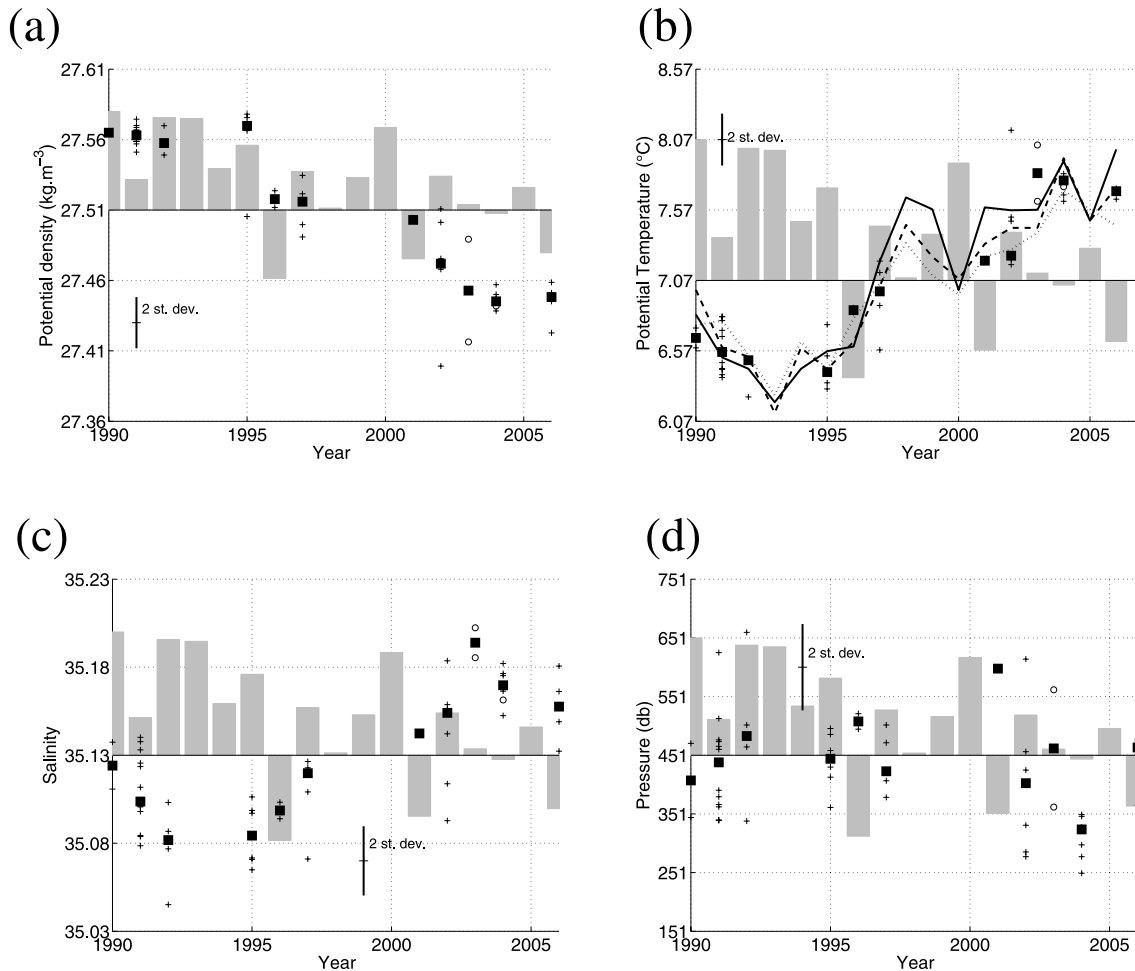


Figure 7. Time evolution in the Reykjanes Box (57.5°N – 59.5°N , 31.5°W – 28.5°W) of the core properties of the SPMW from 1990 to 2006 estimated from ship-based hydrographic profiles (crosses) and from profiling floats (circles). Black squares are the median properties for each year. The vertical black line represents 2 times the standard deviation estimated as indicated in the text. Amplitude of the gray bars are proportional to the NAO index. (a) Potential density. (b) Potential temperature. The February Reynolds SST averaged in the Reykjanes Box (solid line) and in two boxes located along the Reykjanes Ridge (dashed line: 59.5°N – 61.5°N , 30°W – 26.5°W ; dotted line: 61.5°N – 63.5°N , 25.5°W – 22.5°W) are compared to the temperature of the mode water core. (c) Salinity. (d) Pressure.

Basin. The SPMW are absent in the central part of this basin. There, well-stratified water masses are embedded within one of the three main branches of the North Atlantic Current (NAC) [Talley, 1999; Read, 2001]. Along the Reykjanes Ridge, the mode water variety has the following properties: $\sigma_0 \sim 27.4$ – 27.5 kg m^{-3} , $\theta \sim 7$ – 8°C and $S \sim 35.1$ – 35.2 . The densest variety (excluding LSW) is observed in the northern part of the Irminger basin with a density greater than 27.5 kg m^{-3} and salinity and potential temperature usually lower than 35.1 and 7°C , respectively.

[12] Let us now consider the SPMW observed over the Reykjanes Ridge (it is called Atlantic Water by Read

[2001]). A comparison of the properties of this SPMW with previous estimates shows large variability. The pool of uniform salinity water associated with this SPMW was more saline by about 0.1 in 2004 than in 1992 (Figure 4). Also, with a density greater than 27.5 kg m^{-3} , this SPMW was denser in 1992 (Figure 3b) and in 1997 [Talley, 1999] than over the period 2001–2006 when the density was less than 27.5 kg m^{-3} (Figures 3a, 5, and 6).

[13] Our data set allows us to investigate the interannual variability of the properties of the SPMW observed over the Reykjanes Ridge in a box located on the eastern flank of this ridge (57.5°N – 59.5°N , 31.5°W – 28.5°W) (Figure 1). For this purpose, we define the yearly property value as the

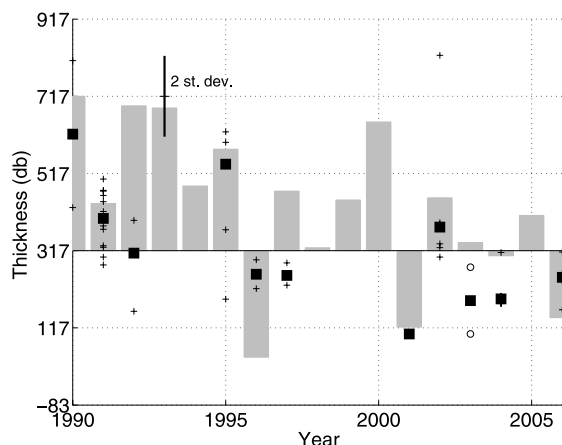


Figure 8. Same as Figure 7 but for the thickness of the mode water layer.

median of all estimates of the mode water properties in the box for a given year (from summer profiles). We use the median instead of the mean because we do not want to bias the result toward extreme values. The time-averaged of the yearly properties between 1990 and 2006 are $\sigma_0 = 27.51 \text{ kg m}^{-3}$, $\theta = 7.07^\circ\text{C}$ and $S = 35.13$. The core of this mode water is located at 450 db. The time evolution of the core properties of this SPMW is depicted in Figure 7. Removing the corresponding yearly values from each estimates, the standard deviation over 1990–2006 is estimated to 0.02 kg m^{-3} for σ_0 , 0.2°C for θ , 0.02 for S and 73 db for the pressure at the mode water core. As not enough data are available to

provide an accurate confidence interval for each yearly estimate, we consider that changes in the yearly values of the mode water properties are significant when they are greater than 2 times the estimated standard deviation.

[14] From 1990 to 1995, mode water properties are relatively stable ($\sigma_0 = 27.56 \text{ kg m}^{-3}$), although a slight density compensated trend toward fresher and colder mode water is observed (by about 0.04 and 0.24°C) (Figure 7). The trend reversed in 1996. From 1996 to 2003, the salinity and the temperature of the mode water core increased. Those changes are not density compensated and during the same time the density decreased. In 2003, the SPMW was 1.41°C warmer, 0.11 saltier and 0.12 kg m^{-3} lighter than in 1995. The warming and salinization ceased after 2003. The data even suggest that the trend has reversed since that year, but this has to be taken with caution as the 2003 yearly values are deduced from two profiles only. However, this is in full agreement with measurements collected along the AR7E section in 2003 and 2005 that shows the SPMW at 500 m depth over the Reykjanes Ridge was cooler and fresher in 2005 than in 2003 [International Council for the Exploration of the Sea, 2006].

[15] A gap in our data set does not allow us to describe the time evolution of the properties of this mode water between 1997 and 2002. It can be indirectly documented in considering the time series of the February Reynolds SST [Reynolds *et al.*, 2002] averaged in the Reykjanes Box that follows fairly well the SPMW core temperature (Figure 7, see also section 3.2 for more details) and measurements collected in 1999 along the A01E section. Those data are not available for our analysis but are discussed by Bersch [2002] and Bersch *et al.* [2007]. The February Reynolds SST exhibits a warm anomaly in 1998–1999 and a visual inspection of the salty anomaly in the upper layers of the

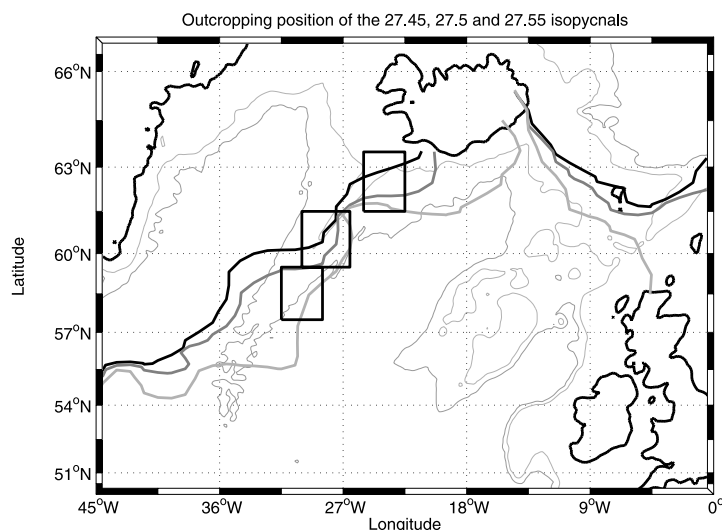


Figure 9. Climatological outcropping position in February of the 27.45 (light gray), 27.5 (dark gray), and 27.55 kg m^{-3} (black) isopycnals, deduced from Hydrobase 2 (http://www.whoi.edu/science/PO/hydrobase/HB2_home.htm). The Reykjanes Box and two additional boxes (59.5°N – 61.5°N , 30°W – 26.5°W and 61.5°N – 63.5°N , 25.5°W – 22.5°W), in which we average the February Reynolds SST, are displayed.

C04016

THIERRY ET AL.: MODE WATER VARIABILITY ON REYKJANES

C04016

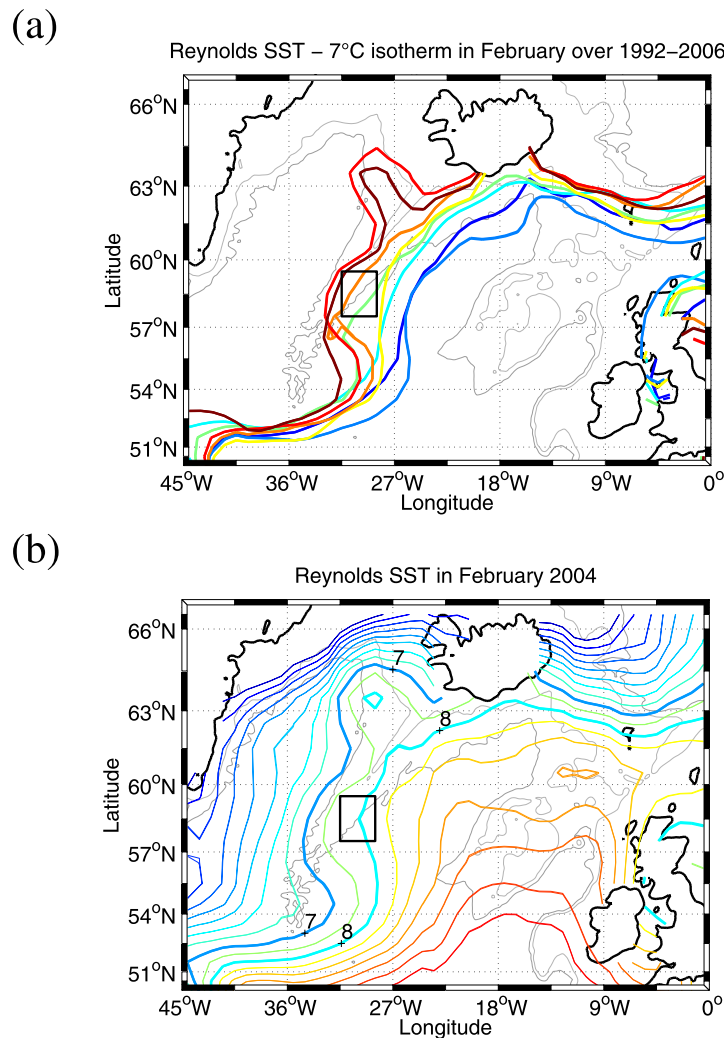


Figure 10. February SST from Reynolds' SST monthly fields [Reynolds *et al.*, 2002]. (a) Position of the 7°C isotherm in 1992 (dark blue), 1995 (blue), 1996 (cyan), 1997 (green), 2000 (yellow), 2002 (orange), 2004 (red), and 2006 (brown). (b) February SST in 2004. The thick blue and cyan lines are the 7° and 8°C isotherms, respectively. The contour interval is 0.5°C.

A01E section near 30°W [see Bersch *et al.*, 2007, Figure 10] reveals the presence of a positive anomaly in 1999. The long-term trend in the core properties of the SPMW observed over the Reykjanes Ridge are thus modulated by interannual variability, with warm and salty anomalies in 1998–1999.

[16] According to our data set, no significant change in the depth of the mode water core occurred over the period 1990–2006, except in 2004 when the core was anomalously shallow (Figure 7). In the Bay of Biscay, the ENACW core remains also at the same depth over 1992–2003 [González-Pola *et al.*, 2005] because, simultaneously, the isopycnal levels deepened and the core density of this mode water decreased from about 27.2 to 27.1 kg m⁻³. We expect that the same process explains the stability of the SPMW core depth over 1990–2006.

Finally, the data suggest that the thickness of the mode water layer was greater than 300 db before 1996, while it has been usually lower than this value since then (Figure 8). The extreme value observed in 2002 (thickness ~800 db) is due to an eddy sampled during the 2002 OVIDE section. The mode water in this eddy presents extreme properties with a density and a potential temperature at the core of the mode water less than 27.4 kg m⁻³ and greater than 8°C (Figure 7). The two profiles displayed on Figure 5 illustrate fairly well the contrast in SPMW properties between the recent years and the beginning of the 1990s.

3.2. Source and Formation Area

[17] The Hydrobase 2 Atlas shows that the climatological 27.45, 27.5 and 27.55 kg m⁻³ isopycnals outcrop in winter

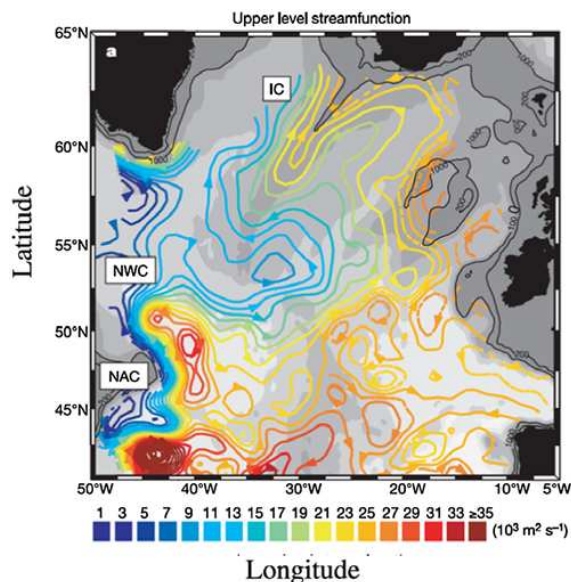


Figure 11. Mean stream function for the subpolar North Atlantic from subsurface floats on the 27.5 kg m^{-3} isopycnal. Arrowheads show the direction of flow along contours. The color bar gives volume transport for a 1-m-thick layer. The 24,000 and 26,000 $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ contours have been added (dashed line). NAC, NWC, and IC stand for North Atlantic current, Northwest Corner, and Irminger Current, respectively. See *Bower et al.* [2002] for more details. Copyright Nature.

southwest of Iceland parallel to the Reykjanes Ridge between the 1000 and 2000 m isobaths (Figure 9), which identifies the potential formation region of the SPMW observed over the Reykjanes Ridge. Considering two boxes located along the outcropping region of the $27.45\text{--}27.55 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnals (Figure 9), we show that the February SST averaged in these boxes and their time evolution are in fair agreement with those in the Reykjanes box (Figure 7). This was expected since the SST isotherms are also parallel to the ridge (Figure 10), and confirms uniform surface properties along the ridge. In addition, the February SST interannual variability along the Reykjanes Ridge follows the interannual variations of the SPMW core temperature in the Reykjanes box (Figure 7). Since the February SST over the eastern flank of the Reykjanes Ridge, which represents the late winter mixed layer temperature, is also a proxy for the SPMW core temperature, we conclude that the SPMW is formed in the winter mixed layer over the eastern Reykjanes Ridge. Surface isotherms and isopycnals being parallel to the ridge, we expect uniform mode water properties between southwest of Iceland and the Reykjanes box, which is evidenced from the in situ data (Figure 6).

[18] In the Iceland Basin, the upper ocean waters overlying LSW are a mixture of cold, fresh subarctic water masses and warm, saline subtropical water masses. From a water mass point of view, there is some evidence that the warm and salty subtropical waters spread northward in the north-

eastern North Atlantic [*Bower et al.*, 2002], circulate around the northern Iceland Basin and flow southwestward along the eastern flank of the Reykjanes Ridge [*Read*, 2001; *Pollard et al.*, 2004]. This is confirmed by *Bower et al.* [2002] who, using acoustically tracked floats, estimated the mean circulation in the subpolar North Atlantic on the 27.5 kg m^{-3} isopycnal (level of the mode water core) over 1993–2001 (Figure 11). After crossing the Mid-Atlantic Ridge between 50°N and 53°N , the NAC turns northward in the Iceland Basin and then splits into two main branches. One branch turns sharply anticlockwise to feed directly the Irminger Current on the western side of the Reykjanes Ridge while the other branch, after penetrating farther north into the Iceland Basin, returns southwestward along the eastern flank of the ridge and eventually crosses the Reykjanes Ridge to feed the Irminger Current. Although, the surface circulation pattern deduced from surface drifters drogued at 15 m depth exhibits an undefined mean flow along the eastern flank of the Reykjanes Ridge [*Reverdin et al.*, 2003; *Flatau et al.*, 2003], some of the 15-m drogued floats that were deployed south of Iceland moved southwestward along the eastern flank of the ridge [*Reverdin et al.*, 2003]. This near-surface circulation along the ridge would be better defined in winter (when the 27.5 kg m^{-3} isopycnal reaches the surface) than in summer which corroborates a southwestward circulation along the eastern flank of the Reykjanes Ridge on the 27.5 kg m^{-3} isopycnal. There is thus evidence from water masses and circulation that the SPMW observed over the Reykjanes Ridge is at least partly supplied by waters advected by the mean circulation from the northern and eastern Iceland Basin.

[19] This latter conclusion does not mean that this SPMW is directly connected to the lighter SPMW variety lying in the eastern side of the Iceland Basin as hypothesized by *McCartney and Talley* [1982]. *Brambilla* [2007] shows that the connection between the (lighter) SPMW in the eastern Iceland basin and the (denser) SPMW over the Reykjanes Ridge is unlikely, although it might occur intermittently.

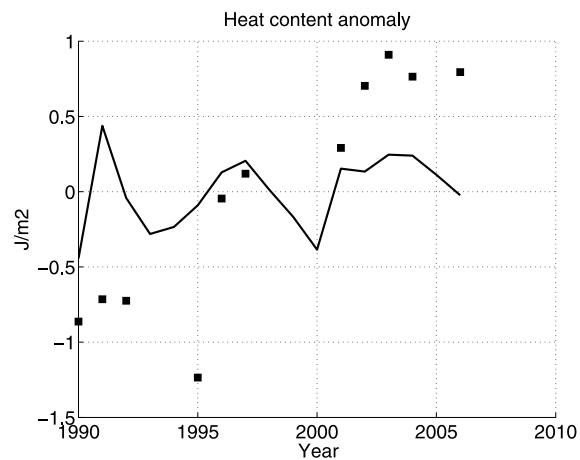


Figure 12. Oceanic heat content anomaly in the Reykjanes Box (squares) compared to changes in heat content due to atmospheric flux variations only (thick line). In both cases, the 1990–2006 mean is removed.

Read [2001] also concludes that the SPMW properties are “set primarily by modification of whatever segment of the temperature/salinity curve has reached the surface rather than by cooling and freshening of central water along an advective path as described by McCartney and Talley [1982]” Beside deep winter mixing and advection, the other factors that potentially help setting the SPMW properties are mixing with underlying and lateral water masses and eddy activity [Read, 2001].

4. Discussion

[20] The warming and salinization trend of the SPMW over the Reykjanes Ridge started in 1996 after the abrupt drop of the NAO index and persisted until at least 2003. During that period, the NAO index presented a decreasing trend and the air-sea forcing changed accordingly. We thus investigate the relationship between the properties changes of this SPMW and the NAO-driven circulation and atmospheric forcing field variability.

[21] Changes in local air-sea forcings are quantified in the formation area of this mode water by averaging atmospheric fluxes in a box covering the northern part of the Iceland basin (52°N–63°N, 33°W–10°W, Figure 2). We first consider the freshwater flux because its relation with the mixed layer salinity is straightforward owing to the absence of feedback between surface salinity and evaporation or precipitation. The annual P-E anomaly exhibits a positive trend over the period 1990–2006 (Figure 2), which excludes P-E as the driver of the salinization of the SPMW over the period 1995–2003. This result is in full agreement with work by Hátún *et al.* [2005] and Holliday [2003], but it differs from the findings of Josey and Marsh [2005] and González-Pola *et al.* [2005]. Josey and Marsh [2005] show that on an interdecadal timescale, the freshening (~ 0.2) of the surface layers of the eastern half of the North Atlantic subpolar gyre from the mid 1970s until the 1990s can be largely explained by an increase in P-E in the gyre region. In the Bay of Biscay, the P-E regime on an interannual timescale seems to be the main driver for the ENACW salinity variations (in the range of 0.05 to 0.1) over 1992–2003 [González-Pola *et al.*, 2005]. Understanding those differences on the role of P-E (both geographically and at different temporal scales) deserves to be investigated in detail but is beyond the scope of this study.

[22] Let us now provide some insight on the possible effect of the local air-sea fluxes variability on the winter SST and on mode water temperature. The NAO index was positive beginning of the 1990s and the winter heat loss and the winter zonal momentum were maximum during that period. The NAO index decrease since the mid 1990s is accompanied in the subpolar gyre with a decrease in both the zonal momentum and the total heat loss and an increase in the SST as revealed by the westward shift of the position of the February 7°C isotherm since 1996 (Figure 10). In order to quantify the ocean response to the air-sea heat flux variability, we compute, for each profile in the Reykjanes Box, the heat content anomaly relative to a reference temperature in the mode water layer as

$$H = \int \rho C_p (T - T_R) dz \quad (1)$$

with ρ and C_p the density and the specific heat capacity of seawater, z the depth in meters, T the potential temperature and T_R the reference temperature which is chosen as the mean temperature of the mode water core over 1990–2006 (here 7.07°C). The mode water layer is deduced from the mode water thickness and the depth of the mode water core and varies from one profile to the other. A yearly value is defined as the median of all estimates of the heat content anomaly in the box for a given year. We then compare the annual variations of this heat content anomaly to changes in the annual air-sea heat flux multiplied by time following Holliday [2003]. With variations of order 0.5 J m^{-2} over the period 1995–2006 compared to more than 2 J m^{-2} for the heat content anomaly, we estimate that the local heat flux variability is a minor contribution to the SPMW core temperature variations (Figure 12).

[23] Long-term changes in water mass properties have been reported in the whole eastern subpolar gyre over the last decade. Hátún *et al.* [2005] show clearly a continuous salinization of the Atlantic Inflow to the Nordic Seas over 1995–2004 by about 0.1 psu. Analyzing SPMW property variations along 20°W, Johnson and Gruber [2007] observe extreme and opposite conditions in 1993 (colder and less saline) and in 2003 (warmer and saltier), while intermediate conditions are observed in 1988 and 1998. Analyzing data from the Extended Ellet Line in the northern Rockall Trough over the period 1975–2000, Holliday [2003] shows that temperature and salinity exhibit coherent decadal fluctuations with highs in the mid 1980s and late 1990s and lows in the late 1970s and early 1990s. Recent measurements along the Extended Ellet Line in the Rockall Trough show that since the late 1990s the temperature and salinity continue to increase (see these unpublished data on <http://www.noc.soton.ac.uk/obe/PROJECTS/EEL>, hereafter EEL web site): over the period 1995–2005, the changes are of order 0.8°C and 0.08 psu. The air-sea heat and freshwater fluxes cannot explain the amplitude of the temperature and salinity variations [Holliday, 2003; Hátún *et al.*, 2005] or the deep penetration of the changes [Johnson and Gruber, 2007]. In all cases, the authors conclude that the water mass variability is primarily attributable to NAO-related changes in the shape and strength of the subpolar gyre and in the regional circulation that modify the relative contribution of relatively fresh and cold water masses of subpolar origin (SubArctic Intermediate Waters) and warmer and saltier water mass of southern origin (Western North Atlantic Central Water that are transported by the North Atlantic Current and Eastern North Atlantic Central Water that comes from the intergyre area in the eastern North Atlantic). Häkkinen and Rhines [2004] suggest that the gyre weakening after 1995 is primarily attributable to changes in the net heat flux. Using models, Böning *et al.* [2006] suggest that the wind stress is also a contributor to the gyre variability especially in the early 1990s when both the net heat flux and the wind stress acted in concert to produce an intense transport.

[24] The variability of the SPMW observed over the Reykjanes Ridge is fully consistent with the variability of the Atlantic Inflow to the Nordic Seas [Holliday, 2003; Hátún *et al.*, 2005] and the variability of the mode water south of Iceland along 20°W [Johnson and Gruber, 2007]. All water masses exhibit coherent temperature and salinity

variations and tend to be lighter, saltier and warmer since 1996. The variations are of order 0.1 in salinity and 1°C in 10 years. According to the mean circulation pattern on the 27.5 kg m⁻³ isopycnal (Figure 11), to the fact that the SPMW over the Reykjanes Ridge is supplied by waters from the northern and eastern Iceland Basin and that the local P-E and heat flux variations in the formation area of this SPMW cannot explain the temperature and salinity changes over 1990–2006, we conclude that the variations of the core properties of this SPMW are likely mainly due to the variations in the properties of its source water masses.

[25] The long-term trend in the core properties of the SPMW observed over the Reykjanes Ridge is modulated by interannual fluctuations. Warm and salty anomalies are observed in 1998–1999 and possibly in 2003 (section 3.1). A peak in salinity is also observed in the upper layers of the Rockall Trough in 1998 and in 2003 [Hátún *et al.*, 2005] (see also the EEL web site). Those anomalies are lagged by one year with the anomalies reported by Bersch *et al.* [2007] in the central part of the Iceland Basin in 1996–1997 and in 2002. According to these authors, the fast response of the Subarctic Front in the Iceland Basin to the drop of the NAO index during the winters 1995/1996 and 2001/2002 (Figure 2a) induces a northwestward shift of the front with a time lag of 1 to 2 years. In 1999, when the NAO index returned to a positive value, the low-saline subarctic water masses began to occupy again the Iceland Basin [see Bersch *et al.*, 2007, Figure 10]. The interannual anomalies observed on the eastern flank of the Reykjanes Ridge, lagged to the NAO index by 2–3 years, are likely linked to those reported by Bersch *et al.* [2007].

[26] The SPMW core warmed by about 1.4°C in 9 years which is one order of magnitude greater than the temperature increase of 0.274°C in the top 700 m depth of the North Atlantic over 1955–2003 reported by Levitus *et al.* [2005]. Part of the observed changes might be related to this global warming but yet, the length of our time series and the volume of water considered here do not allow us to separate long-term changes due to anthropogenic influence from intrinsic oceanic variability. For this purpose, we believe it is worth continuing the monitoring of the SPMW core properties in the North Atlantic in using ship-based hydrographic data and Argo data.

5. Conclusion

[27] Combining CTD data from different hydrographic sections and Argo data collected in the northern North Atlantic over 1990–2006, we provide a picture of the geographical distribution of the subpolar mode waters in the North Atlantic. The core property of the subpolar mode waters is individually identified in profiles collected from June through September. In particular, a variety of mode water is identified along the eastern flank of the Reykjanes Ridge. Its mean properties over 1990–2006 are $\sigma_0 = 27.51$ kg m⁻³, $\theta = 7.07^\circ\text{C}$ and $S = 35.13$. According to water mass properties and to the mean circulation pattern on the 27.5 kg m⁻³ isopycnal, we conclude that the sources of this SPMW are advected by the mean circulation from the northern and eastern Iceland Basin and that this SPMW acquires its final properties in the winter mixed layer southwest of Iceland on the eastern side of the Reykjanes

Ridge roughly between the 1000 and 2000 m isobaths. We also show that the February SST along the Reykjanes Ridge is a proxy for the SPMW core temperature.

[28] Our data set allows us to investigate the interannual variability of this SPMW in a box centered near 58.5°W and 30°W. The density compensated tendency for cooling and freshening observed in the early 1990s is interrupted in 1996 when the trend reversed until at least 2003. During that period, this SPMW warmed by 1.41°C and became more saline by 0.11. As a consequence, the density of the SPMW core decreased by 0.12 kg m⁻³. Since 2003, the properties of this mode water are relatively stable with possibly a slight trend toward colder and fresher properties. In combining February SST data and results from data collected in 1999 along the A01E section, we suggest that the core properties of this mode water reached a local maximum (warm and salty anomaly) in 1998–1999. During the whole period (1990–2006), the data do not show any significant modifications in the depth of the mode water core but they suggest that the thickness of the layer shrank.

[29] The warming and salinization that are observed after 1995 occurred simultaneously with large changes in the NAO index that was largely positive until 1995 and, after a large negative value in 1996, never returned to large positive values. During the same time, the winter air-sea heat fluxes and momentum fluxes in the northern Iceland Basin decreased leading to decreased winter heat loss, warmer SST and potentially warmer SPMW. However, we show that the local variations in the air-sea fluxes are a minor contribution to the warming trend. In addition, the annual freshwater flux exhibits a positive trend over 1990–2006 and cannot explain the observed salinity changes. The decrease in NAO index is associated with an invasion of warm and salty waters in the upper layers of the eastern subpolar gyre and in the Iceland Basin. Since the simultaneous changes in temperature and salinity cannot be explained by variations in local air-sea fluxes, we conclude that they are most likely due to the displacements of water masses associated with changes in gyre circulation and shape.

[30] The long-term trend of the core properties of the SPMW observed over the Reykjanes Ridge is modulated by interannual variations: warm and salty anomalies are observed in 1998–1999 and possibly in 2003. Those anomalies could be related, with a time lag of 2–3 years, to the abrupt drop of the NAO index that occurred in 1995/1996 and 2000/2001 and that induced a northwestward retreat of the Subarctic Front in the Iceland basin 1–2 years after the shift.

[31] Anthropogenic variability (global warming) superimposes to the intrinsic ocean variability but longer time series are needed to disentangle human-driven long-term trend from the natural oscillation of the system. This is an important issue as water mass properties variations in the subpolar gyre can have a large impact on the distribution and habitat of some fish species for instance [Pedchenko, 2005]. In the context of climate change, we are thus looking for some indicator of the oceanic and atmospheric state and mode water properties in the North Atlantic Ocean are a good candidate [Banks and Wood, 2002]. Indeed, they contribute to the preconditioning of the water masses before deep convection in the Nordic, Irminger and Labrador Seas,

they contribute to the heat and CO₂ storage in the ocean and they can be considered as an integrator of the oceanic and atmospheric variability. The monitoring of this mode water properties will be continued in the future owing to perennial observations (OVIDE project, Argo floats) and the role of each mechanisms presented in this paper will be investigated in details in using both data and models.

[32] **Acknowledgments.** Virginie Thierry is supported by IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer), Eric de Boissésou is funded by IFREMER and Météo France and Herlé Mercier is funded by CNRS (the French Centre National de la Recherche Scientifique). Support to the OVIDE project comes from IFREMER, CNRS and INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) and from French national programs (GMMC and LEFE-IDA0). OVIDE is a contribution to CLIVAR. NCEP Reanalysis data are provided by the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>. NAO Index data are provided by the Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, Colorado, USA, and downloaded from <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naopcjfm>. Hydrobase 2 are data provided by Ruth Curry (WHOI) and downloaded from http://www.whoi.edu/science/PO/hydrobase/HB2_home.htm. The OI.v2 monthly Reynolds SST data are provided by the NOAA and downloaded from http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst_analysis/.

References

- Banks, H., and R. Wood (2002), Where to look for anthropogenic climate change in the ocean, *J. Clim.*, *15*, 879–891.
- Bersch, M. (1995), On the circulation of the northeastern North Atlantic, *Deep Sea Res., Part I*, *42*, 1583–1607.
- 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.
- Bersch, M., J. Meincke, and A. Sy (1999), Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991–1996, *Deep Sea Res., Part II*, *46*, 55–75.
- Bersch, M., I. Yashayaev, and K. P. Koltermann (2007), Recent changes of the thermohaline circulation in the subpolar North Atlantic, *Ocean Dyn.*, *57*, 223–235, doi:10.1007/s10236-007-0104-7.
- Boehme, L., and U. Send (2005), Objective analyses of hydrographic data for referencing profiling float salinities in highly variable environments, *Deep Sea Res., Part II*, *52*, 651–664, doi:10.1016/j.dsr2.2004.12.014.
- Böning, C. W., M. Scheinert, J. Dengg, A. Biastoch, and A. Funk (2006), Decadal variability of subpolar gyre transport and its reverberation in the North Atlantic overturning, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L21S01, doi:10.1029/2006GL026906.
- 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. (2007), The upper limb of the North Atlantic overturning circulation: investigation of the subtropical-subpolar gyre exchange and Subpolar Mode Water, Ph.D. dissertation, 148 pp., Univ. of Cal., San Diego.
- Branellec, P., A. Billant, and H. Mercier (2004), Campagne OVIDE 2002–Rapport de données CTD-O2, Rapp. Interne DOPS/LPO/04-01, Lab. de Phys. Océans, IFREMER, Plouzané, France.
- Cuny, J., P. B. Rhines, P. P. Niiler, and S. Bacon (2002), Labrador Sea boundary currents and the fate of Irminger Sea Water, *J. Phys. Oceanogr.*, *32*, 627–647.
- Dickson, R., J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines, and J. Swift (1996), Long term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, *38*, 241–295.
- Flatau, M. K., L. D. Talley, and P. P. Niiler (2003), The North Atlantic Oscillation, surface current velocities and SST changes in the subpolar North Atlantic, *J. Clim.*, *16*, 2355–2369.
- González-Pola, C., A. Lavin, and M. Vargas-Yáñez (2005), Intense warming and salinity modification of intermediate water masses in the southeastern corner of the Bay of Biscay for the period 1992–2003, *J. Geophys. Res.*, *110*, C05020, doi:10.1029/2004JC002367.
- Häkkinen, S., and P. B. Rhines (2004), Decline of Subpolar North Atlantic Circulation during the 1990s, *Science*, *304*, 555–559.
- Hanawa, K., and L. D. Talley (2001), Mode waters, in *Ocean Circulation and Climate*, edited by G. Siedler, J. Church, and J. Gould, pp. 373–386, Academic Press, San Diego, Calif.
- 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, doi:10.1126/science.1114777.
- Holliday, N. P. (2003), Air-sea interaction and circulations changes in the northeast Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *108*(C8), 3259, doi:10.1029/2002JC001344.
- Hurrell, J. W. (1995), Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, *269*, 676–679.
- International Council for the Exploration of the Sea (2006), Report of the Working Group on Oceanic Hydrography (WGOH), 19–22 April 2006, Galway, Ireland, *ICES CM 2006/OC:08*, 156 pp., Copenhagen.
- Johnson, G. C., and N. Gruber (2007), Decadal water mass variations along 20°W in the northeastern Atlantic Ocean, *Prog. Oceanogr.*, *73*, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.022.
- Josey, S. A., and R. Marsh (2005), Surface freshwater flux variability and recent freshening of the North Atlantic in the eastern subpolar gyre, *J. Geophys. Res.*, *110*, C05008, doi:10.1029/2004JC002521.
- Kwon, Y.-O., and S. C. Riser (2004), North Atlantic Subtropical Mode Water: A history of ocean-atmosphere interaction 1961–2000, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L19307, doi:10.1029/2004GL021116.
- Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer (2005), Warming of the world ocean, 1955–2003, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- Lherminier, P., H. Mercier, C. Gourcuff, M. Alvarez, S. Bacon, and C. Kermabon (2007), Transports across the 2002 Greenland-Portugal Ovide section and comparison with 1997, *J. Geophys. Res.*, *112*, C07003, doi:10.1029/2006JC003716.
- McCartney, M. S., and L. D. Talley (1982), The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *12*, 1169–1188.
- Myers, P. G., N. Kulan, and M. H. Ribergaard (2007), Irminger Water variability in the West Greenland Current, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L17601, doi:10.1029/2007GL030419.
- Pedchenko, A. P. (2005), The role of interannual environmental variations in the geographic range of spawning and feeding concentrations of redfish *Sebastes mentella* in the Irminger Sea, *ICES J. Mar. Sci.*, *62*, 1501–1510.
- Peng, G., E. P. Chassignet, Y.-O. Kwon, and S. C. Riser (2006), Investigation of variability of the North Atlantic Subtropical Mode Water using profiling float data and numerical model output, *Ocean Modell.*, *13*, 65–86.
- Perez-Brunius, P., T. Rossby, and D. R. Watts (2004), Transformation of the warm waters of the North-Atlantic from a geostrophic streamfunction perspective, *J. Phys. Oceanogr.*, *34*, 2238–2256.
- Pollard, R. T., J. F. Read, N. P. Holliday, and H. Leach (2004), Water masses and circulation pathways through the Iceland Basin during Vivaldi 1996, *J. Geophys. Res.*, *109*, C04004, doi:10.1029/2003JC002067.
- Read, J. F. (2001), CONVEX-91: Water masses and circulation of the Northeast Atlantic subpolar gyre, *Prog. Oceanogr.*, *48*, 461–510.
- Reverdin, G., P. P. Niiler, and H. Valdimarsson (2003), North Atlantic Ocean surface currents, *J. Geophys. Res.*, *108*(C1), 3002, doi:10.1029/2001JC001020.
- Reynolds, R., N. Rayner, T. Smith, D. Stokes, and W. Wang (2002), An improved in situ and satellite sst analysis for climate, *J. Clim.*, *15*, 1609–1625.
- Schiermeier, Q. (2007), Artefacts in ocean data hide rising temperatures, *Nature*, *447*, 8–9, doi:10.1038/447008a.
- Talley, L. (1999), Mode waters in the subpolar North Atlantic in historical data and during the WOCE period, *WOCE Newsl.*, *37*, 3–6.
- Treguier, A. M., S. Theetten, E. Chassignet, T. Penduff, R. Smith, L. Talley, J. O. Beismann, and C. Boening (2005), The North Atlantic subpolar gyre in four high-resolution models, *J. Phys. Oceanogr.*, *35*, 757–774.
- van Aken, H. M., and G. Becker (1996), Hydrography and trough-flow in the northeastern North-Atlantic Ocean: The Nansen project, *Prog. Oceanogr.*, *38*, 297–346.
- Visbeck, M., E. P. Chassignet, R. G. Curry, T. L. Delworth, R. R. Dickson, and K. Krahnmann (2003), The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability, in *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 134, edited by J. W. Hurrell et al., pp. 113–146, AGU, Washington, D. C.
- Wong, A. P. S., G. C. Johnson, and W. B. Owens (2003), Delayed-mode calibration of autonomous CTD profiling float salinity data by θ -S climatology, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *20*, 308–318.
- Yashayaev, I. (2007), Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005, *Prog. Oceanogr.*, *73*, 242–276, doi:10.1016/j.pocean.2007.04.015.

E. de Boissésou, H. Mercier, and V. Thierry, IFREMER, Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523 CNRS/IFREMER/IRD/UBO, IFREMER Centre de Brest, BP 70, F-29280 Plouzané Cedex, France. (vthierry@ifremer.fr)

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

Titre

LES EAUX MODALES DU GYRE SUBPOLAIRE DE
L'ATLANTIQUE NORD : ORIGINE, FORMATION ET
VARIABILITÉ

Auteur

Eric de Boisséson

Etablissement

Université de Bretagne Occidentale - Brest

Title

THE MODE WATERS OF THE NORTH ATLANTIC
SUBPOLAR GYRE : ORIGIN, FORMATION AND
VARIABILITY

Author

Eric de Boisséson

University

Université de Bretagne Occidentale - Brest

RESUME

Les Eaux Modales du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord sont des éléments importants de la circulation de surface océanique dont le cycle de vie n'a été décrit qu'à partir de moyennes sur plusieurs décennies. Ces descriptions n'abordent pas les échelles de temps de ce cycle, lissent ses signaux de variabilité et s'attardent peu sur le conditionnement des Eaux Modales. Cette thèse aborde ces trois aspects grâce à une analyse complémentaire du modèle ORCA025-G70 et des observations. L'analyse lagrangienne dans ORCA025-G70 souligne l'importance du courant Nord Atlantique dans le cycle de vie des Eaux Modales. Les Eaux Modales sont alimentées puis transportées par ce courant et se forment dans la couche de mélange hivernale sous l'effet des flux atmosphériques. Elles sont exportées en 1 an ou 2 vers la Mer du Labrador et les Mers Nordiques. Si les flux atmosphériques dirigent la formation des Eaux Modales, la variabilité de leurs propriétés est dirigée par l'advection via des contributions subpolaires et subtropicales variables à l'alimentation des Eaux Modales. Le calcul du bilan de chaleur de couche de mélange à partir de données Argo et de ORCA025-G70 détermine enfin l'influence relative des flux atmosphériques, de l'advection et du mélange turbulent au conditionnement des Eaux Modales. Les résultats suggèrent que le réseau Argo devrait décrire la variabilité de ces processus sur des fenêtres de 10 ans.

MOTS-CLES

Eau modale - Atlantique Nord - gyre subpolaire - Courant Nord-Atlantique - flux atmosphériques - advection - Argo - analyse lagrangienne - ORCA025-G70.

ABSTRACT

The subpolar Mode Waters of the North Atlantic ocean play a key role in the general oceanic surface circulation. Their life cycle has only been described from an average of observations over several decades. This description avoids the real time scale of this life cycle and smooths its variability. It also does not address the setting the Mode Water properties. This thesis work deals with these aspects by analysing both the ORCA025-G70 model fields and the observations. The lagrangian analysis of the ORCA025-G70 fields highlights the key role of the North Atlantic current in the life cycle of the Mode Waters. The Mode Waters are fed and carried by this current. They form during the winter mixed layer deepening due to the surface atmospheric fluxes. The Mode Waters are then rapidly (no more than 2 years) exported toward the Labrador Sea and the Nordic Seas. If the Mode Water formation is driven by the atmospheric fluxes, the Mode Water variability is driven by the advection via variable subpolar and subtropical contributions to the Mode Water feeding. We finally estimate from a mixed layer heat budget from both the Argo data and the ORCA025-G70 fields the relative contributions of the atmospheric fluxes, the advection and the turbulent mixing to the setting of the Mode Waters. We suggest that the Argo array should describe the variability of these processes over decadal time scales.

KEY-WORDS

Mode water - North Atlantic - subpolar gyre - North Atlantic current - atmospheric fluxes - advection - Argo - lagrangian analysis - ORCA025-G70.