



HAL
open science

Variabilité de l'Atlantique Nord : rôles du forçage atmosphérique et des échanges avec l'Arctique

Christophe Herbaut

► To cite this version:

Christophe Herbaut. Variabilité de l'Atlantique Nord : rôles du forçage atmosphérique et des échanges avec l'Arctique. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. UPMC - Sorbonne University, 2014. tel-01647694

HAL Id: tel-01647694

<https://hal.sorbonne-universite.fr/tel-01647694>

Submitted on 24 Nov 2017

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

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

MEMOIRE D'HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Présentée

Par **Christophe Herbaut**

Variabilité de l'Atlantique Nord : rôles du forçage atmosphérique et des échanges avec l'Arctique

Soutenue le 12 mars 2014, devant le jury composée de

Pascale Bouruet-Aubertot, Professeur UPMC Présidente
Pascale Delecluse, Directeur Adjoint de la Recherche Météo-France Rapporteur
David Ferreira, Lecturer, Université de Reading Rapporteur
Herlé Mercier, Dr CNRS, Laboratoire de Physique des Océans Rapporteur
Anne Molcard, Professeur, Université de Toulon Examineur
Sabrina Speich, Professeur, Université de Bretagne Occidentale Examineur

Table des matières

Introduction.....	4
Réponse du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord à la NAO.	6
1) Transports de chaleur entre les gyres subpolaire et subtropical et variabilité décennale.....	9
2) Lien convection et MOC	11
3) Rôle des modes de bassin dans la variabilité décennale	12
4) Interactions d'une onde de Kelvin côtière avec l'état moyen	13
5) Réponse de l'Atlantique Nord-Est à la NAO.....	15
6) Lien de la variabilité de la glace en mer du Groenland avec la NAO.	15
Formation d'eau profonde.....	17
1) Etude des flux de chaleur verticaux et signature statistique des flotteurs en zone de convection	17
2) Etude de la convection en Mer du Groenland	19
3) Formation d'eau dense sur le plateau Antarctique au large de la Terre Adélie.	20
4) Perspectives	24
Variabilité des échanges d'eau douce entre l'Arctique et l'Atlantique Nord	26
1) Export d'eau douce à travers l'Archipel Canadien.....	28
1.1) Observations et transports annuels moyens.....	28
1.2) Variabilité et lien avec le forçage atmosphérique.....	29
2) Export à travers le détroit de Fram.	31
2.1) Export de glace	31
2.1.1) Influence des anomalies d'épaisseur sur la variabilité de l'export de glace.....	32
2.1.2) Lien entre la variabilité de l'export de glace et la NAO.....	33
2.2) Export d'eau douce sous forme liquide.....	35
3) Impact sur la variabilité des mers Nordiques et de la mer du Labrador.....	36
4) Perspectives.	38
Perspectives.....	39
1) Variabilité du courant d'Eau Atlantique dans les mers Nordiques	39
2) Variabilité du courant d'Eau Atlantique en Arctique	42
3) Impact de l'Eau Atlantique sur la variabilité de la glace	44
Bibliographie.....	47

Curriculum Vitae.....	59
Publications	60
Communications.....	62
Encadrements.....	65
Participations à des projets nationaux et internationaux.....	66

Introduction

Une caractéristique majeure de l'Atlantique Nord est l'existence d'une cellule méridienne de circulation (MOC) qui s'étend de l'océan Austral à l'océan Arctique et transporte la chaleur vers le nord. Ce transport joue un rôle clé dans le climat global car il contribue à la redistribution de la chaleur vers les pôles. Ainsi, à 24-26°N, ce transport, qui est estimé 1.2 à 1.3 PW (Johns et al., 2011 ; Lumpkin et Speer, 2007) représenterait environ 20% du transport total par l'océan et l'atmosphère (Trenberth et al., 2001). La MOC est alimentée par la formation d'eau dense aux hautes latitudes dans les mers du Groenland, du Labrador et probablement la mer d'Irminger, qui n'a pas d'équivalent dans l'océan Pacifique. Les variations de la MOC pourraient être à l'origine de changements brutaux durant la dernière période glaciaire (Broecker 2000). De même, les projections climatiques semblent suggérer un ralentissement de la MOC qui pourrait moduler le changement climatique sur l'Europe de l'Ouest (IPCC, 2013). Les observations récentes réalisées à 26°N dans le cadre des programmes RAPID-Watch et MOCHA mettent en évidence une importante variabilité interannuelle de la MOC, marquée par une décélération de 2.7 Sv sur la période 2008-2012 par rapport à la période 2004-2008 (Smeed et al., 2013). Aux échelles de temps interannuelles et décennales, un des forçages principaux de la MOC serait l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), via son impact sur la convection profonde. La NAO qui est le premier mode de variabilité atmosphérique en Atlantique Nord, se caractérise par un dipôle nord-sud, avec des anomalies centrées sur l'Islande qui évoluent en opposition de phase avec un centre d'action situé sur les Açores (Wallace et Gutzler, 1981). De nombreuses observations suggèrent l'importance de la NAO dans la variabilité de l'océan Atlantique Nord. Le premier mode de variabilité de la température de surface de la mer (SST) est marqué par une structure tripolaire, associée à des forçages atmosphériques liés à la NAO (Cayan, 1992, e.g Visbek et al., 2003). De même, l'évolution des caractéristiques de l'eau dense formée en mer du Labrador suit les variations basse fréquence de la NAO (Yashayaev, 2007). Les variations de la MOC pourraient être également en partie contrôlées par les échanges d'eau douce entre l'Arctique et l'Atlantique Nord. Ainsi, la propagation d'une forte anomalie négative de salinité aurait entraîné l'arrêt de la convection en mer du Labrador au début des années 70s (Lazier et al., 1980 ; Dickson et al., 1988).

Dans la continuité de ces études, mon travail a principalement porté sur une meilleure compréhension de la réponse basse fréquence de l'Atlantique Nord à des anomalies de forçages, son lien avec les modes de bassin et la convection. La réponse à des anomalies plus spécifiques de forçage de type NAO a été plus particulièrement étudiée. Dans une seconde partie, je décris mes travaux sur la convection profonde et la formation d'eau dense. Enfin la troisième partie est consacrée à la variabilité des échanges d'eau douce entre l'Arctique et l'Atlantique Nord et leur impact sur la variabilité en mer du Labrador. Les rôles respectifs des transports à travers l'Archipel Canadien (CAA) d'une part et le détroit de Fram d'autre part ont été étudiés. Les mécanismes à l'origine de la variabilité de l'export d'eau douce liquide à travers le CAA et l'influence des anomalies d'épaisseur sur l'export de glace à travers le détroit ont reçu une attention particulière.

L'approche que j'ai suivie pour ces études a été basée sur l'analyse d'une variété de modèles allant du modèle à gravité réduite aux modèles océaniques de circulation générale en passant par des configurations idéalisées de modèles aux équations primitives. Notamment, mes travaux ont été accompagnés du développement et de la mise en œuvre de configurations réalistes régionales Arctique-Atlantique Nord. J'ai également participé à des études reposant sur l'analyse d'observations in-situ (la formation d'eau dense sur le plateau Antarctique) et/ou d'observations satellitaires.

Réponse du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord à la NAO.

Les observations montrent qu'en plus d'une variabilité haute fréquence, la température et la salinité subissent des variations aux échelles décennale et multidécennale (une description détaillée peut être trouvée dans les rapports de l'ICES de Holliday et al., 2011 et Hughes et al., 2012). Ainsi, la température de surface de l'Atlantique connaît depuis le milieu du 19ème siècle une succession de périodes chaudes (avant le début du siècle, de 1930 à 1960, depuis le milieu des années 90) et de périodes froides (de 1900 à 1930 et de 1960 au milieu des années 90) (Kerr, 2000 ; Endfield, 2001) qui sont associées à des variations importantes du climat en Europe et en Amérique du Nord (Sutton et Hodson, 2005 ; Enfield et al., 2001).

Dans la partie est du gyre subpolaire, les observations suggèrent également une variabilité multidécennale de la salinité de surface, corrélée avec celle de la SST (Reverdin, 2010). Les observations ne permettent cependant pas d'estimer la variabilité de l'océan intérieur avant le début des années 50. Le contenu en eau douce du gyre subpolaire et des mers Nordiques a augmenté de la fin des années 60 au milieu des années 90 (Curry et Mauritzen, 2005, Boyer et al., 2007), notamment à la suite de la Grande Anomalie de Salinité des années 70 (Dickson et al., 1988). Le milieu des années 90 marque un renversement de tendance (fig. 1), et depuis on observe une augmentation de la température et de la salinité dans les couches supérieures du gyre subpolaire (au dessus de la thermocline) (Thierry et al., 2008, Johnson et Gruber, 2007), qui est également observée dans la couche d'Eau Atlantique des mers Nordiques (Holliday et al., 2008 ; Holliday et al., 2011). L'eau de la mer du Labrador, qui est une composante essentielle des couches intermédiaires, présente une évolution similaire (Yashayaev, 2007).

Ces variations hydrologiques s'accompagnent de changements dynamiques. A partir de données de flotteurs lagrangiens déployés entre 1992 et 1998, Flatau et al. (2003) ont montré que la dérive Nord Atlantique et la circulation cyclonique du bassin d'Irminger sont plus intenses pendant la phase positive (1989-1995) de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Ces modifications du courant de surface illustrent la variabilité basse fréquence de la circulation du gyre subpolaire (Hatun et al., 2005) marquée par un net ralentissement au milieu des années 90 (Häkkinen et Rhines, 2004).

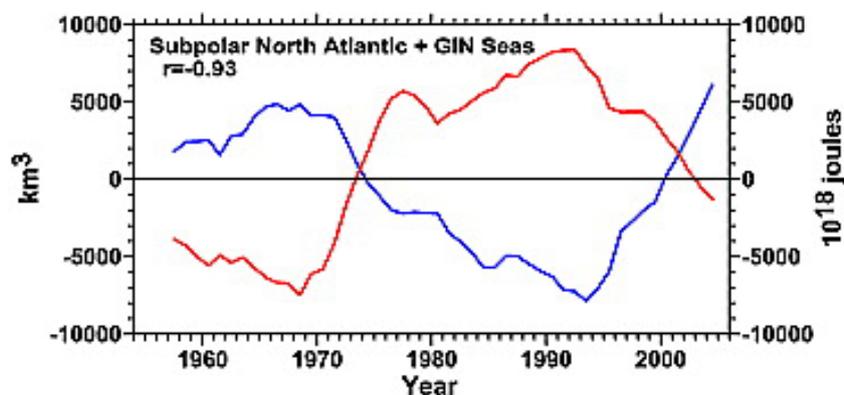


Figure 1: Contenu en équivalent eau douce (rouge) et en chaleur (bleu) dans le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord et les mers Nordiques, entre 0 et 2000 m. D'après Boyer et al., (2007).

L'origine de cette variabilité n'est pas encore bien établie et plusieurs mécanismes sont avancés pour l'expliquer. Dans les années 90, de nombreuses études (e.g Weaver and Sarachik, 1991, Huck et al., 1999) ont mis en évidence l'influence des conditions aux limites de surface sur l'existence d'oscillations décennales à multidécennales dans les modèles océaniques forcés. Ces oscillations peuvent apparaître dans des modèles forcés par des flux de chaleur constants (Huck et al., 1999) sont associées à l'advection d'anomalies de température dans la zone de convection qui entraîne une réponse déphasée de la circulation méridienne de retournement. Des variations multidécennales, basées sur des processus advectif et convectif, émergent également dans des modèles forcés par des conditions aux limites mixtes (i.e flux d'eau douce et rappel en température) (Weaver et al., 1993 ; Yin et Sarachik, 1995). Ces oscillations apparaissent lorsqu'un paramètre critique dépasse une valeur seuil, par exemple la diffusion horizontale (Huck et al. 1999, Te Raa et Dijkstra, 2002) ou la valeur du flux d'eau douce (Yin et Sarachik). Ces modes océaniques pourraient être à l'origine de la variabilité décennale simulée dans certains modèles de climat (Delworth et Greatbatch, 2000 ; Jungclaus et al., 2005, Kwon et Frankignoul, 2012). Dans ces modèles, les oscillations multidécennales seraient engendrée par l'advection d'anomalies dans la zone de la convection en mer du Labrador. Ces anomalies de densité pourraient être associées soit à des anomalies de salinité d'origine subtropicale (Mignot et Frankignoul, 2005) ou Arctique (Jungclaus et al., 2005), soit à des anomalies de température (Delworth et al, 1993). Cependant, d'autres études suggèrent que la variabilité multidécennale des modèles climatique pourraient être engendrée par un couplage actif entre l'océan et l'atmosphère (Timmermans, et al., 1998, Danabasoglu, 2008), notamment entre la MOC et la NAO (Danabasoglu, 2008).

Cessi et Louazel (2001) suggèrent également que les modes de bassins pourraient expliquer la variabilité décennale océanique. L'établissement de ces modes de bassin est assurée par la propagation d'ondes de Rossby dont le signal le long du bord ouest est retransmis soit par des ondes de Kelvin côtières et équatoriales vers le bord est, soit par des ondes d'inertie gravité (Primeau 2002). L'amplitude des modes dépend de l'efficacité avec laquelle l'énergie est retransmise du bord ouest vers le bord est (Primeau 2002). Cependant, l'analyse de ces modes a été principalement réalisée à l'aide de modèle en eau peu profonde à fond plat ou de modèles à gravité réduite, même si récemment, Ferjani et al (2013) ont montré que le premier mode barocline est peu affecté par la topographie.

L'Oscillation Nord Atlantique est le mode dominant de la variabilité atmosphérique en Atlantique Nord (Wallace et Gutzler, 1981). La NAO est le seul mode présent tout au long de l'année, même si sa structure spatiale évolue suivant les saisons (Barnston et Livezey, 1987). En hiver, la NAO, qui représente plus du tiers de la variance de la pression à la surface de la mer (SLP), est caractérisée par un dipôle d'orientation nord-ouest sud-est, associé à des anomalies de pression centrées sur l'Islande de signe opposé à celles centrées sur l'Atlantique tropical entre les Açores et la péninsule ibérique (Hurrell et Deser, 2010). En phase positive de la NAO, les vents d'ouest de moyenne latitude sont renforcés, et les hivers sont plus doux et

plus humides sur l'Europe de l'Ouest. L'indice de la NAO peut être défini comme la première composante principale de la pression à la surface de la mer sur la région 20-80°N, 90°W-40°E, ou bien comme la différence de pression de surface normalisée entre Lisbonne et Reykjavik (fig. 2). Cet indice, dont la persistance est de l'ordre de 10 jours (Feldstein, 2000), est marqué par d'importantes variations mensuelles et décennales, mais ne présente pas d'échelle de temps particulière et peut donc être associé à un bruit légèrement rouge (Wunsch, 1999). Ce mode régional est l'expression Atlantique d'un mode hémisphérique annulaire (NAM) également appelé Oscillation Arctique (Thompson et Wallace, 1998, 2000). En hiver, les deux indices (NAM et NAO) sont fortement corrélés (0.95) (Hurrell et Deser, 2010). La NAO peut également être définie à partir d'une méthode non linéaire d'analyse en régime de temps sur la région Europe-Atlantique Nord, qui met en évidence quatre régimes principaux dont les fréquences d'occurrence varient de 20 à 30% : la NAO+, la NAO-, et les régimes de blocage et de dorsale (Cassou et al., 2004, Hurrell et Deser, 2010). Cette analyse fait apparaître l'asymétrie de la NAO, marquée par un déplacement vers l'est et une extension vers le nord du centre d'action subpolaire en phase positive (Hurrell et Deser, 2010).

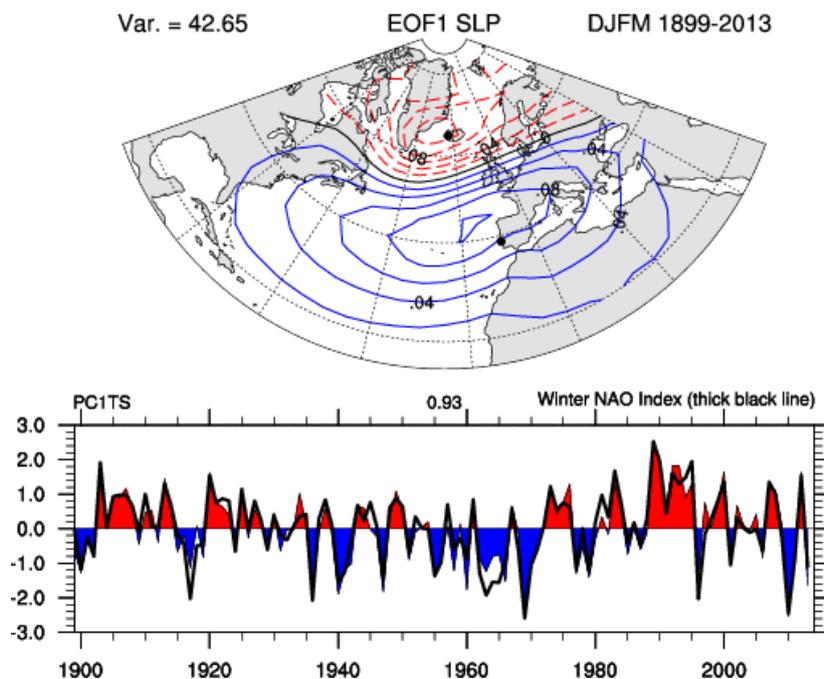


Figure 2: (haut) première Eof de SLP sur le secteur Atlantique (20-80°N ; 90°W-40°E) en hiver (DJFM) pour la période 1899-2013. (bas) composante principale associée (couleur) et indice de la NAO calculé à partir de la différence des séries normalisées de SLP à Reykjavik et Lisbonne (trait gras). D'après <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>.

Les études que j'ai menées ont d'abord porté sur l'impact de la NAO sur les transports méridiens de masse et de chaleur et son influence sur la variabilité décennale. Dans ces études, réalisées à l'aide du modèle aux équations primitives du MIT dans une configuration double gyre idéalisée, la variabilité décennale est associée à la variabilité de la zone convective. Ces travaux m'ont conduit à analyser la transmission du signal de la zone de

convection à l'ensemble du bassin et à étudier en particulier l'interaction des ondes de Kelvin côtières avec l'état moyen. Pour ces études, j'ai utilisé un modèle à gravité réduite, qui est un outil simple qui permet d'analyser la variabilité autour d'une stratification verticale moyenne imposée. Enfin, le rôle de la NAO sur la variabilité de l'Atlantique Nord-Est a été étudié à l'aide du modèle régional réaliste Arctique-Atlantique Nord (basé sur le modèle ORCA05) que j'ai développé, tandis que son influence sur les variations de la glace dans les mers Nordiques a été analysé à partir de données satellitaires.

1) Transports de chaleur entre les gyres subpolaire et subtropical et variabilité décennale.

Cette étude a été réalisée à l'aide d'une configuration idéalisée de l'Atlantique Nord (domaine à fond plat s'étendant de 0-60°W et de 15 à 50°N), basée sur le modèle de circulation générale du MIT (Marshall et al., 1997). Dans un premier temps, le modèle est forcé par une tension de vent constante et un rappel à une température de surface jusqu'à obtention d'un état quasi-stationnaire qui reproduit les caractéristiques majeures de l'Atlantique Nord, avec des gyres subpolaire et subtropical et une circulation méridienne de retournement. A partir de cette état moyen, des expériences de sensibilité sont réalisées dans lesquelles des anomalies de flux de chaleur et/ou de tension de vent de type NAO sont ajoutées aux forçages moyens. Ces expériences ont permis d'analyser séparément l'ajustement de l'océan à des anomalies stationnaires de flux de chaleur et de tension de vent de type NAO et l'asymétrie de la réponse entre une phase positive et négative de la NAO (Herbaut et al., 2001).

La réponse initiale (0-2 ans) à une anomalie constante de flux de chaleur atmosphérique de type NAO+ se caractérise par des anomalies de SST qui reflètent la structure du forçage (fig 3). Elle s'accompagne également d'une accélération des gyres subpolaire et subtropical. Cette réponse évolue avec l'augmentation progressive des transports méridiens de chaleur entre les deux gyres (fig 4a), due notamment à l'intensification des anomalies de courant dans la partie ouest du bassin (fig 4b) : les anomalies négatives de SST sont réduites par rapport à l'année 2 et occupent uniquement la partie nord et nord-ouest du bassin (fig 3). Après 12 années d'intégration, les transports méridiens compensent les flux atmosphériques et un état quasi stationnaire est atteint (fig 4), caractérisé notamment par une intensification de l'ordre de 2 Sv de la circulation méridienne de retournement.

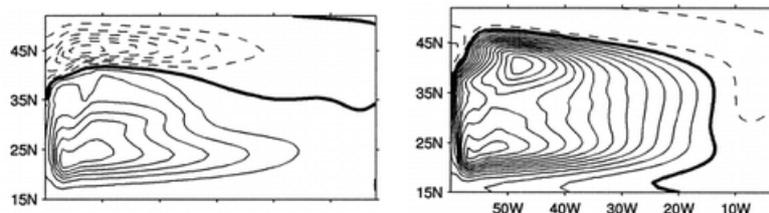


Figure 3 : Anomalies de température de surface forcées par des anomalies de flux de chaleur de type NAO+ année 2 (gauche) année 12 (droite).

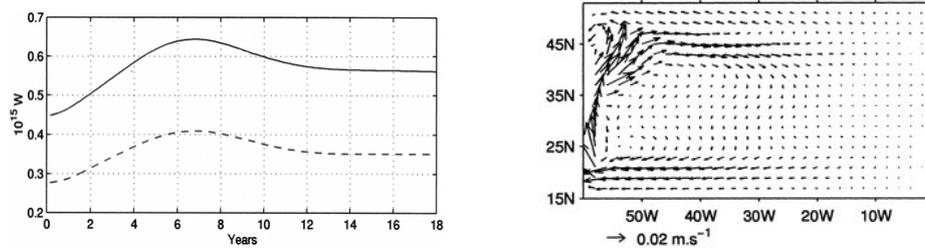


Figure 4: a) Evolution temporelle du transport méridien de chaleur à travers la latitude définie par un rotationnel de vent nul, dans les 600 premiers m (trait plein) et les 200 premiers m (pointillé). b) Anomalie de vitesse en surface année 6.

Cette réponse océanique n'est pas symétrique lorsqu'une anomalie de flux de chaleur atmosphérique de type NAO- est imposée (fig 5a). L'asymétrie qui est principalement due au mélange convectif dans le gyre subpolaire se traduit par des temps d'ajustement plus longs.

La réponse à une tension de vent de type NAO+ se traduit par une anomalie de circulation de type gyre qui se développe entre les gyres subpolaire et subtropical (Marshall et al., 2001). Le long du bord ouest, où les gradients de température méridiens sont les plus forts, l'anomalie de circulation transporte des eaux chaudes vers le nord et crée des anomalies positives de température qui sont advectées par le courant moyen vers le gyre subpolaire et participent au transport de chaleur vers le nord (fig 5b).

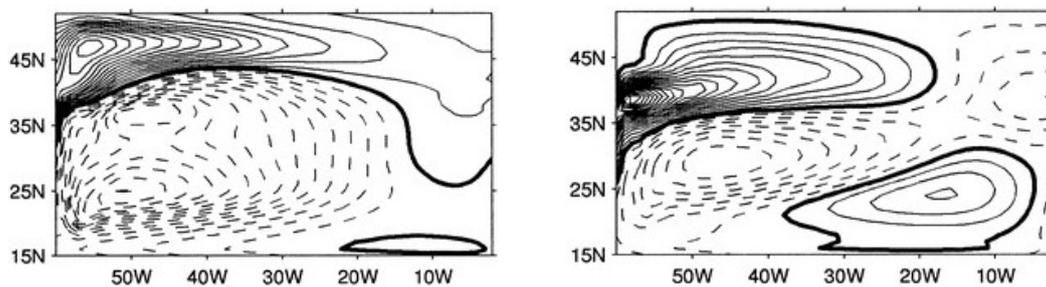


Figure 5 : Anomalies de température de surface après 12 années d'intégration en réponse à des anomalies de flux de chaleur de type NAO- (gauche) et de tension de vent de type NAO+ (droite).

Dans une seconde étude, avec une version légèrement modifiée de ce modèle (notamment par une représentation plus réaliste de la composante méridienne du vent) nous avons analysé la réponse océanique à une tension de vent stochastique de type NAO. Ainsi, nous avons montré que les anomalies de température et de transports méridiens de chaleur décrits ci-dessus contribuent à l'existence d'une mode océanique interne amorti, qui est excité par le forçage stochastique et produit une oscillation décennale (période de 22 à 24 ans) (Herbaut et al., 2002). Des oscillations similaires, basées sur l'existence d'un mode interne océanique, associant le transport de chaleur vers la gyre subpolaire et la variabilité de la circulation méridienne de retournement, sont également observées dans des simulations couplées océan-atmosphère (Zhu et Jungclaus, 2008, Yoshimori et al., 2010).

2) Lien convection et MOC

Dans de nombreuses études l'existence de pics de variabilité aux échelles de temps décennale à multidécennale est souvent associée aux variations de la MOC forcée par la convection profonde en mer du Labrador. Plusieurs études ont montré qu'un premier ajustement rapide de la circulation océanique aux variations de la convection profonde était lié à la propagation le long du bord ouest d'ondes de Kelvin côtières qui atteignent l'équateur en quelques mois (Wajsowicz et Gill, 1986, Kawase, 1987 ; Huang, 2000 ; Getzlaff et al., 2005). Un second ajustement beaucoup plus long est associé à l'advection des propriétés de l'eau dense formée par le courant de bord ouest (Marotzke et Klinger 2000, Palter et al., 2008). A l'aide d'un modèle gravité réduite à 1.5 couches, Johnson et Marshall (2002) analysent l'ajustement de la branche supérieure de la MOC à une modification constante du transport méridien dans l'hémisphère nord, lié aux variations de la convection. Leur étude montre que la réponse dans l'hémisphère sud est beaucoup plus faible que celle de l'hémisphère nord. Cette réponse ne présente pas d'échelle de temps caractéristique, mais une variance dominée par les basses fréquences, quand le forçage est un bruit blanc (Deshayes et Frankignoul, 2005).

Dans la continuité des études de Johnson et Marshall (2002, 2004) et de Deshayes et Frankignoul (2005), nous avons analysé la réponse spectrale du transport méridien à une formation d'eau profonde, en fonction de la localisation et de l'extension de la zone de forçage (Herbaut et al, 2006). Pour cette étude, nous avons utilisé un modèle 1.5 couches à gravité réduite, dont le domaine est un secteur de sphère qui s'étend de 10 à 50°N et de 0 à 60°W. A partir d'un état au repos, on impose une variation stochastique de la formation d'eau dense, paramétrée par un transfert de masse entre les couches, comme dans Kawase (1987).

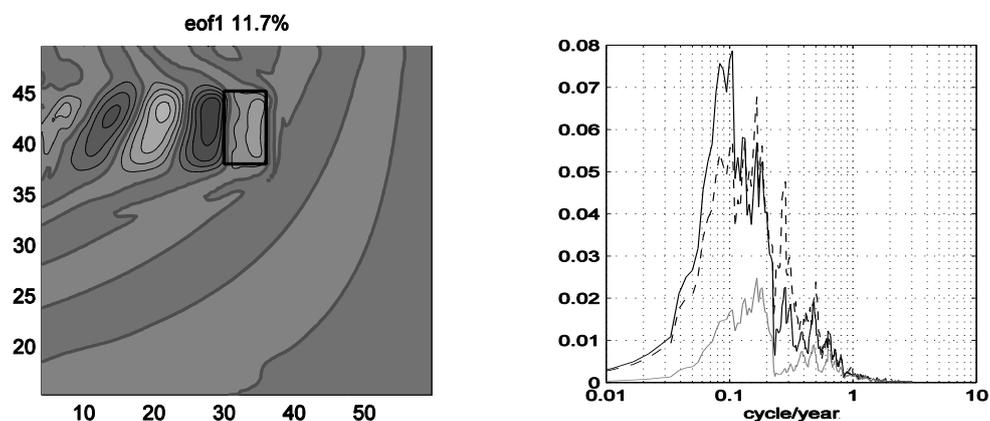


Figure 6: (gauche) première Eof de la vitesse méridienne. Le trait gras définit la zone de forçage. (droite) spectre du transport total à 30°N pour une zone de forçage situé à 38-45°N et 0-6°E (pointillé), 10-16°E (gras), 30-36°E (gris) et 50-56°E (trait fin noir)

Lorsque la zone de forçage est située au large, l'analyse en composante principale de la vitesse méridienne met en évidence la propagation d'ondes de Rossby de la zone de forçage vers le bord ouest (fig 6). La demi-longueur d'onde du signal est égale à l'extension longitudinale de la zone de convection. Ce signal, qui est ensuite transmis à l'ensemble du bassin par l'intermédiaire d'ondes de Kelvin et de Rossby comme décrit dans Kawase (1987),

impose une échelle de temps interannuelle sur l'ensemble du bassin. L'amplitude de cette réponse dépend de la localisation et de l'extension méridienne du forçage. La vitesse de propagation des ondes de Rossby variant avec la latitude les perturbations sont déformées lors de leur propagation vers l'ouest: la partie sud se propageant plus vite que la partie nord. On observe donc un déphasage fonction de la latitude lors de l'arrivée au bord ouest des perturbations engendrées par une zone de convection éloignée de la côte. Ces perturbations sont également associées à des échelles de temps (fonction également de la latitude) légèrement différentes. L'interférence de ces signaux est donc moins constructive et l'amplitude de la réponse est diminuée (fig 6) pour des zones de convections qui ne sont pas localisées le long du bord. Ce raisonnement explique également la dépendance de l'intensité de la réponse à l'extension méridienne du forçage. Il a également été avancé par Primeau (2002) pour expliquer que la résonance des modes de bassin est réduite quand les lignes de phase constante des ondes de Rossby ne sont pas parallèles au bord ouest.

3) Rôle des modes de bassin dans la variabilité décennale

Dans l'étude précédente, la structure spatiale de la réponse au sud et à l'est de la zone de forçage, caractérisée par une alternance de structures positives et négatives dont l'extension zonale diminue avec la latitude (fig 6), ressemble à celle des modes de bassins (Cessi et Louazel, 2001). Ceux-ci pourraient expliquer un part de la variabilité décennale observée en Atlantique Nord. Ainsi, dans un bassin fermé forcé par le vent, Cessi et Louazel (2001) observent un pic de variabilité décennal, qu'ils associent à un mode de bassin. Dans la continuité de ces études, nous avons analysé les mécanismes qui déterminent la réponse de l'océan à un pompage d'Ekman stochastique et leurs liens avec les modes de bassin (Sirven et al., 2007) et leur influence sur la variabilité basse fréquence de l'océan.

Dans un premier temps, l'analyse a été menée à l'aide d'un modèle unidimensionnel, qui considère uniquement les variations suivant la longitude. Dans ce modèle, les solutions analytiques de la réponse de l'océan aux anomalies de forçage peuvent être établies et comparées aux modes propres libres (équivalents des modes de bassins). Deux types de solutions propagatives émergent. La première, qui se propage vers l'est, est fortement amortie et reste donc confinée au bord ouest. La seconde consiste en des ondes longues de Rossby faiblement amorties qui se propagent vers l'ouest et dont l'amplitude dépend de l'extension spatiale et de la fréquence du forçage. Leur amplitude augmente si la fréquence du forçage est proche de celle des modes de bassin, mais leur structure spatiale diffère des modes de bassin. Afin d'établir la robustesse de ces résultats, nous avons réalisé des expériences avec un modèle gravité réduite à 1.5 couches, dont le domaine s'étend de 15 à 50°N et de 0 à 60°W et pour lequel les modes de bassin peuvent être calculés numériquement. Ce modèle est forcé par un pompage d'Ekman stochastique dont la structure spatiale varie uniquement selon la latitude. La structure spatiale de la réponse océanique est très différente de la structure spatiale des modes de bassin, même si l'échelle de temps de la réponse est proche de la fréquence du mode de bassin le moins amorti (de l'ordre de 10-15 ans) pour un forçage qui s'étend sur l'ensemble du bassin. Comme dans l'étude de Herbaut et al. (2006), l'échelle de temps dépend de l'extension zonale du forçage. Pour une structure spatiale uniforme du

pompage d'Ekman, mais appliquée uniquement au bord est, l'échelle de temps dominante est de l'ordre de 1 an et l'échelle spatiale fortement réduite (fig 7). En conclusion, dans le modèle forcé stochastiquement, les échelles spatiales et temporelles ne sont pas imposées par les modes de bassin.

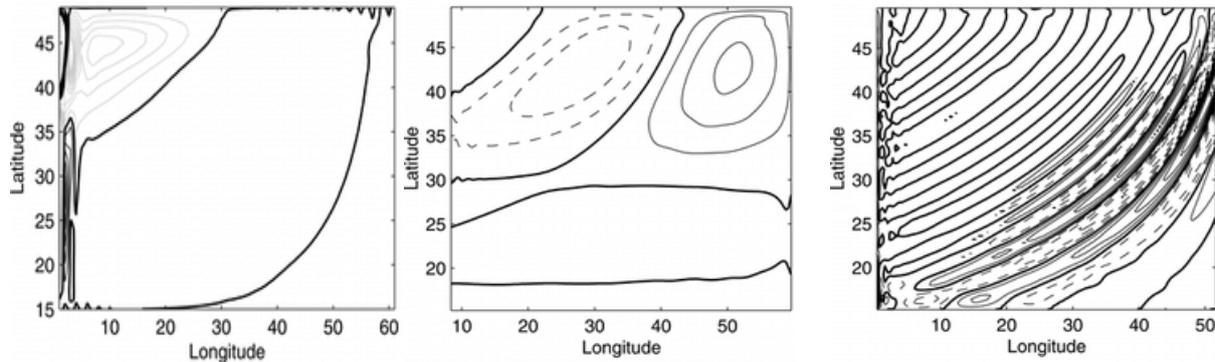


Figure 7 : (gauche) vitesse méridienne associée au mode de bassin le moins amorti. Première Eof de la vitesse méridienne (milieu) lorsque le forçage s'étend sur tout le bassin (droite) lorsque le forçage est appliqué uniquement entre 59 et 60°E.

4) Interactions d'une onde de Kelvin côtière avec l'état moyen

Dans l'étude idéalisée sur le lien entre convection et MOC, on néglige l'interaction de la formation d'eau dense avec la circulation moyenne. Pourtant, Spall (1996a) montre que l'interaction du courant profond de bord ouest avec le Gulf Stream, qui transporte l'eau formée en mer du Labrador, pourrait modifier la latitude de séparation du Gulf Stream de la côte et être à l'origine d'une oscillation décennale (Spall, 1996b). Nous avons donc étudié l'interaction d'une onde de Kelvin côtière, excitée par la convection profonde, avec le courant de bord dans la zone de séparation du Gulf Stream (Février et al., 2007). Cette étude a été réalisée à l'aide d'un modèle gravité réduite à 2.5 couches, forcé par un vent zonal dont le rotationnel est négatif entre 15° et 37°N et positif entre 37° et 55°N. La circulation moyenne obtenue est caractérisée par un gyre anticyclonique au sud et cyclonique au nord, reproduisant le système des gyres subpolaire et subtropical de l'Atlantique Nord. Les ondes de Kelvin sont excitées en imposant le long de la frontière nord dans une région de 2.5 degrés d'extension un approfondissement des deux interfaces, simulant la formation d'eau dense. Le passage du front de Kelvin se traduit, au nord de la zone de séparation du Gulf Stream, par une augmentation des épaisseurs des deux couches (fig 8). Au sud de la zone, des anomalies d'épaisseur de signes opposés se développent dans la première couche, tandis que dans la seconde couche, les anomalies ne changent pas de signe (fig 8).

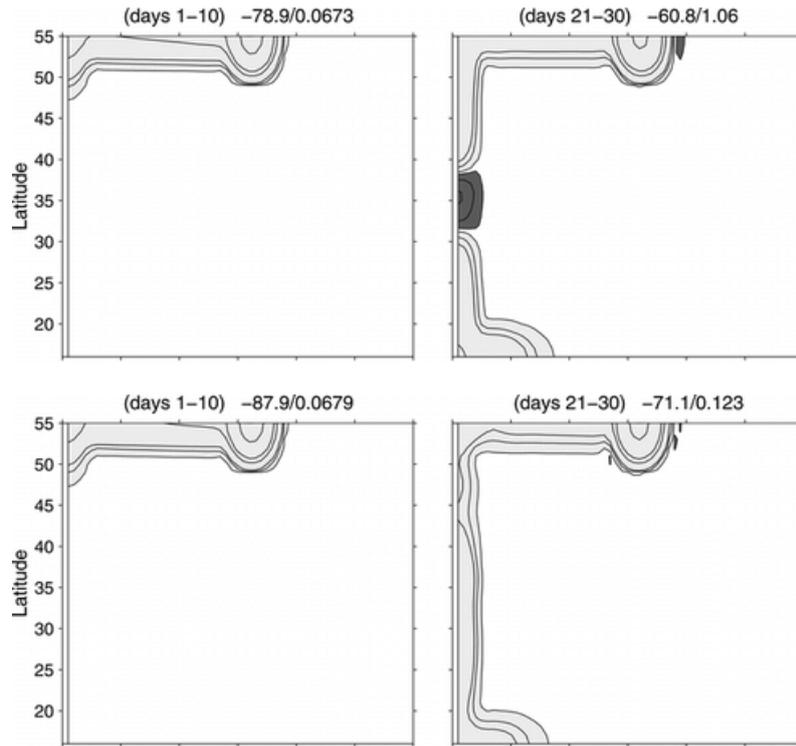


Figure 8 : Anomalies d'épaisseur de la première (haut) et de la seconde couche (bas) , moyennées sur la période 1-10 jours (gauche) et 21-30 jours (droite), dans un modèle 2.5 couches. Valeurs positives (gris foncé), négatives (gris clair).

Dans une expérience identique, réalisée avec un modèle 1.5 couches, l'anomalie d'épaisseur associée à la propagation du front de Kelvin ne change pas de signe dans la zone de séparation. Ce résultat souligne l'importance du 2nd mode barocline. L'analyse du bilan de vorticité potentielle de la couche supérieure montre un terme de forçage lié au couplage entre les anomalies d'épaisseur dans la seconde couche et le gradient méridien de vorticité de l'écoulement moyen dans la couche supérieure. Ce terme de forçage n'est dominant que dans la zone de séparation du courant de bord ouest (Février et al. 2007).

Afin de tester la robustesse de la réponse et notamment l'influence du mode barotrope et des modes baroclines supérieurs, nous avons reproduit une expérience similaire avec un modèle aux équations primitives dans une configuration idéalisée identique à celle décrite au §1. Dans ce modèle, on retrouve également le développement d'anomalies de température de signes opposés dans la zone de séparation du Gulf Stream. Cette interaction entre les ondes de kelvin côtières et le Gulf Stream pourrait expliquer l'existence du mode océanique interne amorti décrit au §1 : l'advection dans la zone de convection d'anomalies positives de température de surface formées dans la zone de séparation du Gulf Stream tend à limiter la convection qui pourrait engendrer en retour des anomalies de température de négatives dans la zone de séparation du Gulf Stream.

5) Réponse de l'Atlantique Nord-Est à la NAO.

Les observations semblent indiquer une influence de la NAO sur la variabilité de l'Atlantique Nord-Est (Thierry et al., 2008). A l'aide de la version régionale du modèle ORCA05 que nous avons développée, nous avons réalisé une simulation de la période 1958-2001 (forcée par la réanalyse ERA40) ainsi que des expériences de sensibilité où une anomalie de tension de vent de type NAO+ est imposée. En réponse au forçage, une anomalie négative de salinité se développe dans la partie est du gyre subpolaire et sur le pourtour de la mer du Labrador et de la mer d'Irminger (fig 8). Dans la partie ouest, la réponse reste limitée aux 100-150 premiers mètres alors qu'elle s'étend jusqu'à 500m à l'est. Les anomalies négatives de la mer du Labrador sont dues à une augmentation des échanges d'eau douce entre l'Arctique et l'Atlantique Nord. Celles formées en Atlantique Nord Est sont associées au développement, entre les gyres subpolaire et subtropical, d'une anomalie de circulation anticyclonique de grande échelle forcée par le vent. Cette anomalie de circulation advecte de l'eau froide et peu salée d'ouest en est. Dans le même temps, des anomalies chaudes et salées se forment au sud de Terre Neuve, et sont ensuite transportées par la dérive nord Atlantique. Ces anomalies tendent à atténuer la formation des anomalies négatives dans le gyre subpolaire. Ces signaux sont concomitants à une accélération du gyre subpolaire, mais contrairement aux résultats des travaux de Hatun et al., (2005), ils ne sont pas dus à cette variation de l'intensité du gyre, mais à une modification de son extension horizontale.

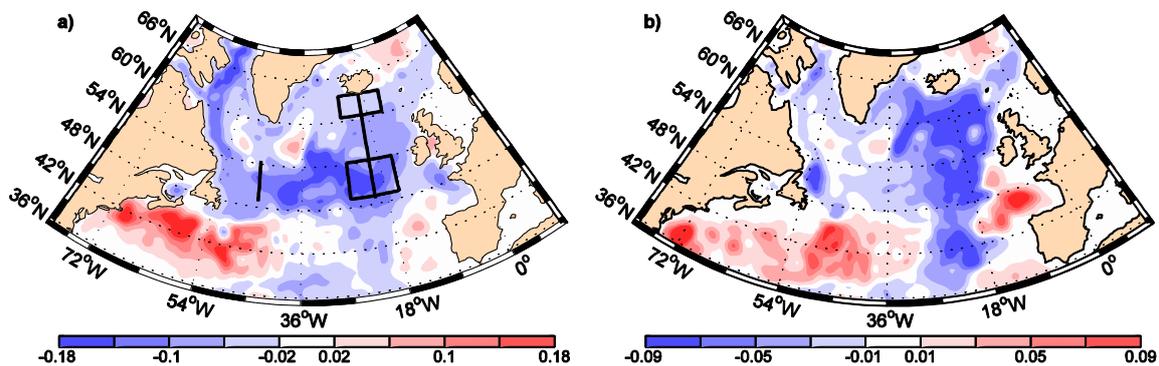


Figure 8: Anomalies de salinité moyennée (a) sur les 500 premiers mètres et (b) dans la couche 200-500 m à l'année 5 d'une expérience forcée par une anomalie de vent de type NAO+.

6) Lien de la variabilité de la glace en mer du Groenland avec la NAO.

La NAO semble également influencer le mode dominant de variabilité de la glace d'hiver de l'hémisphère nord, caractérisé par deux dipôles dans les secteurs Atlantique et Pacifique qui varient en opposition de phase (Deser et al., 2000). A ces variations grande échelle se superpose une variabilité régionale, marquée notamment en mer du Groenland par le développement d'une langue de glace, appelée Odden (fig 9). Dans cette région, la première Eof de la concentration de glace, caractérisée par un monopôle, représente les variations est-ouest du bord de glace; tandis que la variabilité de l'Odden serait associée au troisième mode (Germe et al., 2011). La structure de SLP liée à ce premier mode régional présente un maximum au centre de la mer du Groenland, favorisant des vents de nord le long de la côte du

Groenland. L'effet de ces vents sur les variations d'étendue et de concentration via des anomalies de la dérive perpendiculaire au bord de glace semble donc dominer par rapport à leur impact via sur le transport de glace à travers le détroit de Fram. Même si la structure atmosphérique associée au premier mode montre une certaine ressemblance avec la NAO, la corrélation entre la première composante principale et l'indice de la NAO est faible. En fait, si l'asymétrie de la NAO suggérée par l'analyse en régime de temps est prise en compte, on montre que le premier mode répond préférentiellement à la phase négative de la NAO.

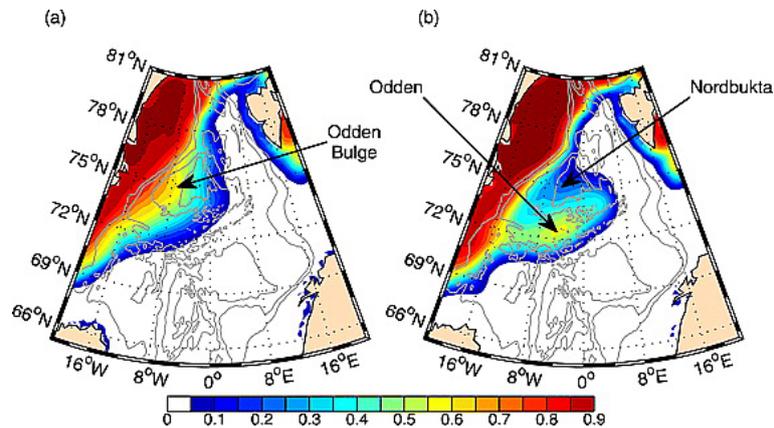


Figure 9: Concentration moyenne de glace en hiver (DJFMA) en (a) 1987 (b) 1997 (année avec Odden). D'après Germe et al. (2011).

Formation d'eau profonde.

On observe deux mécanismes de ventilation des masses d'eau profonde et de fond : la convection profonde hauturière et la formation en zone côtière d'eau dense, qui ensuite cascade le long du talus continental et alimente les eaux de fond. Durant la convection profonde, les eaux de surface, soumises à de fortes pertes de flottabilité en hiver, sont mélangées sur une grande profondeur. Ces zones de convection sont limitées et se situent principalement en mer du Labrador (e.g Clarke et Gascard, 1983 ; The LabSea Group, 1998), mer d'Irminger (Våge et al., 2011 ; de Jong et al., 2012), mer du Groenland (e.g Rudels et al., 1989 ; Ronski et Budéus, 2005), Méditerranée (Schott and Leaman, 1991), et mer de Weddel (e.g Gordon, 1982). Le plateau Antarctique, avec les sites de la mer de Ross, de la Terre Adélie, de Prydz Bay (Rintoul, 1998, Jacobs, 2004) et les mers côtières Arctique (Rudels et al., 2000), notamment la mer de Barents, sont des zones privilégiées de convection de plateau. Dans ces régions, les forts rejets de saumure lors de la formation de glace de mer conduit à la formation d'eau dense.

Une part de mon travail a porté sur la convection profonde hauturière. Dans une étude théorique, nous avons tenté de quantifier les processus associées aux flux de chaleur verticaux en zone convective. Dans un second temps, je me suis plus particulièrement intéressé à la convection en mer du Groenland. A partir d'observations, nous avons essayé d'établir la variabilité interannuelle de ce phénomène, tandis qu'à l'aide d'un modèle numérique, nous avons analysé les possibles mécanismes à l'origine de cette variabilité. Ces études ont fait l'objet de deux stages de DEA que j'ai co-dirigés. Enfin, la thèse de M. Lacarra, que j'ai co-encadrée avec M.-N. Houssais a porté sur la formation d'eau dense sur le plateau Est-Antarctique à partir d'observations hydrologiques dans la polynie du Mertz.

1) Etude des flux de chaleur verticaux et signature statistique des flotteurs en zone de convection

Les observations ont montré l'existence de très fortes vitesses verticales (de l'ordre du cm/s) associées à des structures de petite échelle (d'environ 1 km de diamètre), appelées "plumes", dans les zones de convection (Jones and Marshall, 1993, Schott and Leaman, 1991). Les campagnes MEDOC et les études de modélisation ont également permis de mettre en évidence le rôle de l'instabilité barocline et des tourbillons de moyenne échelle sur les caractéristiques des masses d'eau formées lors de la convection (Madec et al., 1991, Gascard, 1978, Jones and Marshall, 1997). L'impact respectif de ces processus sur le transport vertical de chaleur lors de la convection est cependant mal connu. Nous avons cherché à l'estimer et à déterminer une relation entre les flux de chaleur verticaux et horizontaux. Pour cela, nous avons utilisé le modèle numérique de circulation générale du MIT dans sa version non hydrostatique. Le domaine d'étude est un canal périodique sur un plan f , dont les dimensions horizontales sont 60 et 20 km et la profondeur 2000 mètres. La stratification initiale dépend

uniquement de la profondeur et l'équation d'état est une fonction linéaire de la température. La résolution horizontale est de 250 mètres. Le modèle est forcé par un gradient méridien de pertes de chaleur atmosphériques constant dans le temps.

Les simulations numériques ont montré que dans la partie nord du canal, où les pertes de chaleur sont les plus fortes, l'intense activité des “ plumes ” engendre de la convection jusqu'à 1200-1500 mètres. Après 2-3 jours d'intégration, le gradient méridien de densité (dû au gradient des pertes de chaleur en surface) devient suffisamment fort pour engendrer de l'instabilité barocline (fig 1). Les tourbillons résultants créent un transport méridien de chaleur qui compense partiellement les pertes de chaleur de la partie nord du canal. Il se produit également un transport vertical de chaleur qui atténue le refroidissement des couches de surface et participe au maintien d'une stratification verticale dans le canal.

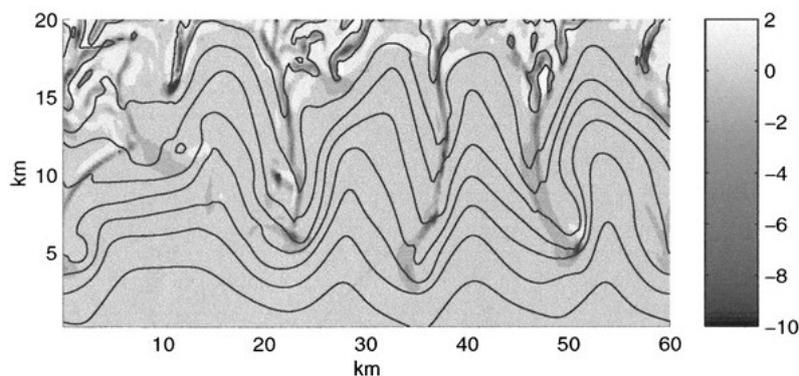


Figure 1 : Vitesse verticale (cm.s^{-1}) en gris et température (contours, C.I : 0.05°C) à 300 m de profondeur, au jour 9.

La signature statistique de flotteurs isobares déployés dans le modèle numérique a pu être comparée avec des données semi lagrangiennes recueillies lors des campagnes en Mer du Labrador (Lavander et al., 2001). Les résultats montrent que dans les premiers jours de l'expérience la densité de probabilité de la vitesse verticale n'est pas symétrique: les flotteurs tendent à se concentrer dans les zones de convergence (comme décrit par Lherminier et al. (2001)). Cette asymétrie dépend de la position des flotteurs par rapport à la couche de mélange. Dans la partie supérieure de la couche de mélange les zones de convergence sont associées à des vitesses verticales négatives, tandis que dans la partie inférieure, les flotteurs situés dans les zones de convergence sont entraînés vers la surface. Cependant, avec le développement de l'instabilité barocline, cette asymétrie se réduit. L'épaisseur de la couche de mélange varie fortement dans l'ensemble du domaine, et les flotteurs (situés à un niveau donné) subissent donc des biais négatifs et positifs qui ont tendance à se compenser. Les tourbillons de moyenne échelle jouent un rôle indirect dans ce processus en déplaçant les flotteurs de régions de couches de mélange peu profondes dans des zones de couches de mélange profondes.

Comme pour les données observées de flotteurs, les séries temporelles de température et de vitesse verticale enregistrées par les flotteurs simulés ne sont pas fortement corrélées. Alors que la vitesse verticale présente de fortes valeurs négatives (pouvant atteindre 5 cm/s) pendant

une durée de 3 à 6 heures, caractéristiques des "plumes", la température est dominée par des variations de faible amplitude et de plus longues échelles de temps associées à l'activité moyenne échelle (fig 2).

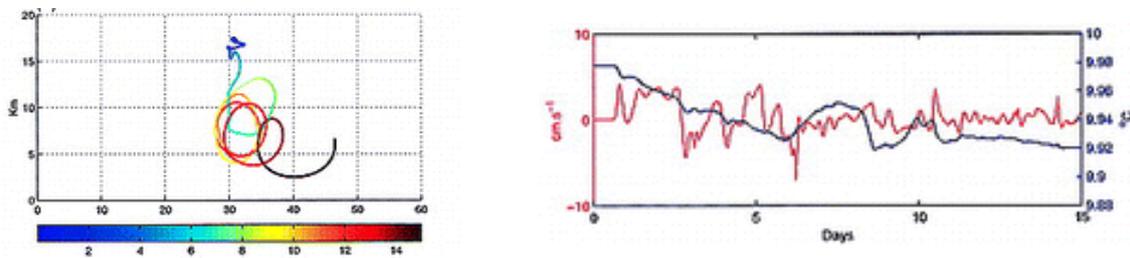


Figure 2 : (droite) Trajectoire d'un flotteur à 800 m. La couleur indique le temps en jours. (gauche) vitesse verticale en cm.s^{-1} (rouge) et température (noir) le long de la trajectoire du flotteur.

La tentative de séparation entre les composantes basse et haute fréquences des flux verticaux de chaleur à partir des données de flotteurs n'a pas donné de résultats clairs. Cependant, les bilans de chaleur suggèrent que la contribution des tourbillons de moyenne échelle aux flux verticaux de chaleur est comparable à celle des structures de petite échelle.

2) Etude de la convection en Mer du Groenland

La convection profonde en mer du Groenland a connu une forte variabilité au cours des 50 dernières années. Des années 50 aux années 70, la convection a été relativement intense, notamment et a alimenté en eau froide l'eau profonde de la mer du Groenland (GSDW). Les traceurs passifs indiquent un ralentissement du renouvellement des eaux profondes dans les années 80 (Schlosser et al., 1991, Rhein, 1996). A partir du début des années 90, le « remplacement » d'une convection profonde par une convection intermédiaire entraîne une modification de la structure hydrologique moyenne, qui se caractérise alors par une couche supérieure ventilée de 1000 à 2000 m d'épaisseur d'eau relativement froide ($\theta < -0.85^\circ\text{C}$) et peu salée ($S < 34.89$) séparée par un fort gradient de salinité et de densité de la couche profonde contenant la GSDW (fig. 3) (Budéus et Ronski, 2009). L'interface entre les 2 couches est marquée par un maximum de température (Karstensen et al., 2005). Cette modification de la structure hydrologique serait due à l'apport anormalement élevé d'Eau Polaire en surface en 1990 (Karstensen et al., 2005 ; Budéus et Ronski, 2009). Les estimations de la variabilité interannuelle de la convection, réalisées à l'aide de différentes méthodes (sections hydrographiques d'été, traceurs passifs) fournissent des résultats assez différents (Ronski et Budéus, 2005, Karstensen et al., 2005 ; Blindheim et Østerhus, 2005).

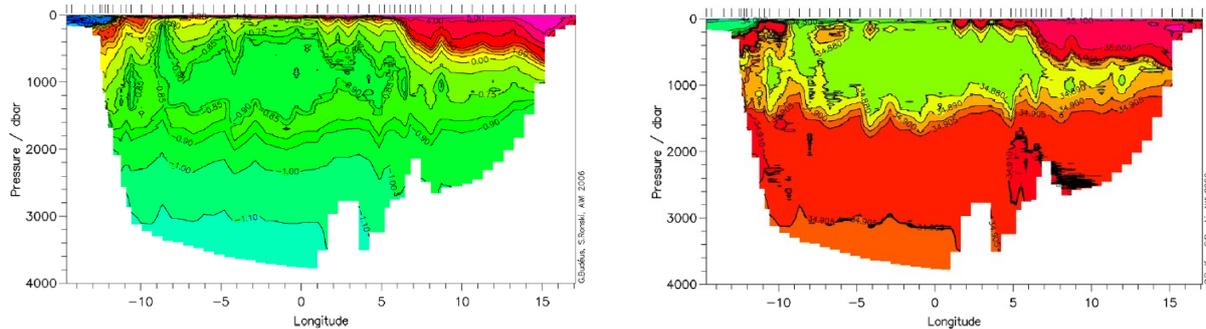


figure 3 : Section verticale à 75°N à travers le gyre du Groenland en octobre 2002. Température potentielle (gauche), salinité (droite). D'après Budéus et Ronski, 2009.

Les estimations de la variabilité interannuelle de la convection à partir des années 90, réalisées à l'aide de différentes méthodes (sections hydrographiques d'été, traceurs passifs) fournissent des résultats assez différents (Ronski et Budéus, 2005, Karstensen et al., 2005 ; Blindheim et Østerhus, 2005). L'objectif du stage de DEA de A. Germe, que j'ai co-encadré avec M.N Houssais, était donc de caractériser la variabilité interannuelle de la convection de 1982 à 2004 à partir des données hydrographiques d'hiver. Ce travail a permis de définir un critère de convection à partir de la stabilité hivernale, qui a été comparé à celui obtenu à partir de données hydrologiques d'été par Ronski et Budéus (2005), et de mettre ainsi en évidence l'importance de la variabilité intra-saisonnière. Cet indice a permis d'établir un lien statistique entre l'activité convective et le second mode de variabilité de la glace en mer du Groenland : une augmentation de la couverture de glace sur le centre du gyre du Groenland serait associé à une diminution de la profondeur de la convection (Germe et al., 2011).

Dans le cadre de son stage de Master 2, que j'ai co-encadré avec M.N Houssais, R. Candela a analysé la convection en mer du Groenland dans le modèle régional Arctique-Atlantique que nous avons développé. Un critère, basé sur le volume d'eau de la région homogène, a permis de définir la variabilité interannuelle de la convection. Dans ce modèle, il semblerait que l'Eau Atlantique plus chaude et plus salée serait un important facteur de la variabilité, notamment lors du ralentissement de la convection sur la période 1990-1993. Budéus et Ronski (2009) note également un impact de l'advection d'eau Atlantique sur la convection, mais ils associent le fort changement du début des années 90 à une advection d'eau douce.

3) Formation d'eau dense sur le plateau Antarctique au large de la Terre Adélie.

Ces études sur la formation d'eau au large de la Terre Adélie s'inscrivent dans le cadre du projet ALBION (Adélie Land Bottom water and Ice Ocean iNteractions, responsable M.-N. Houssais). Les résultats présentés reposent principalement sur les travaux de Maïté Lacarra (doctorante) d'A.C. Dragon (post-doctorante pendant 12 mois), et de J. Julia (stage de Master 2) que j'ai co-encadrés avec M.-N. Houssais.

Les eaux denses formées sur le plateau Antarctique se mélangent avec les eaux ambiantes lors de leur écoulement le long du talus. La masse d'eau ainsi formée, appelée l'Eau Antarctique

de fond (AABW), tapisse le fond de l'Océan austral. Le plateau au large de la Terre Adélie est une zone privilégiée de formation d'eau dense et constituerait la troisième source la plus importante d'AABW. Des campagnes de mesures in-situ régulières lors de l'été austral conduites depuis 2007, complétées par des mouillages dans des régions clés depuis 2008 ont permis de documenter la variabilité interannuelle de la formation d'eau et de caractériser les régimes hydrographiques de la région.

Lors de l'année polaire internationale en 2008, la combinaison des campagnes de mesures hydrologiques ALBION et CEAMARC (Collaborative East Antarctic Marine Census) a permis d'obtenir un très bon échantillonnage de la région (fig 4). Ainsi, sept régimes hydrographiques d'été ont pu être identifiés à partir de critères topographiques et des caractéristiques des Eaux de Plateau Très Salées (HSSW) et de l'Eau Profonde Circumpolaire Modifiée (MCDW) (Lacarra et al., 2011).

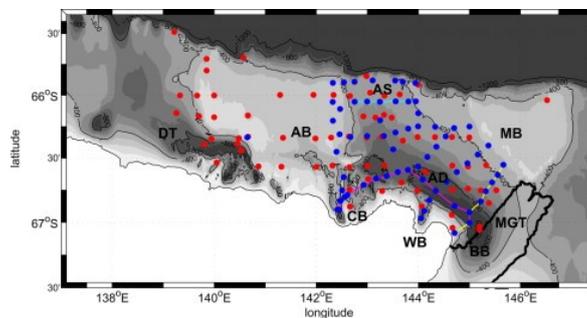


Figure 4 : Distribution des stations CTD réalisées lors de la campagne ALBION en été 2008 (points bleus) superposée à la bathymétrie du plateau continental entre 136-48°E et 65.5-67.5°S (intervalle de contour : 100 m). DT, AB, CB, WB, AD, MB et MGT indiquent respectivement la dépression D'Urville, le Banc Adélie, la baie de Commonwealth, la baie de Watt, la dépression Adélie, le banc du Mertz et la langue glaciaire du Mertz.

Une première distinction est basée sur la topographie et permet de séparer les régimes de banc (le banc Adélie, le Banc du Mertz) de ceux associés à des dépressions (la dépression Adélie et la dépression D'Urville) ou des baies. Sur le banc Adélie, au nord-ouest, on observe la présence de MCDW qui est absente dans la partie sud-est (fig 5). Enfin, le régime du banc du Mertz se distingue des deux précédents par la présence d'une couche d'Eau d'Hiver très froide (-1.8°C). Dans les régions plus profondes, la couche de fond se caractérise par une température homogène et une salinité élevée, et elle est séparée de la couche supérieure par une halocline très marquée. Dans la dépression D'Urville, cette masse d'eau est trop chaude (-1.81°C) pour être considérée comme de la HSSW. Par contre dans la dépression Adélie, la HSSW est bien présente avec une salinité de l'ordre de 34.70. Dans cette région, on distingue le régime de la partie nord-est caractérisé par une MCDW plus chaude que dans la partie sud-ouest. Enfin, les baies, en partie isolées de la dépression Adélie par des seuils situés à environ 400 m, forment des zones d'accumulation de l'eau dense où la MCDW est absente. La baie de Commonwealth se distingue comme un site privilégié avec les eaux les plus salées ($S > 34.88$) et les plus denses de la région. La HSSW présente dans la dépression Adélie est suffisamment dense selon le critère de Williams et al. (2010) pour participer à la formation d'AABW. Par contre, selon ce même critère, l'eau dense de la dépression D'Urville ne pourrait pas cascader

le long du talus jusqu'à la profondeur de l'AABW. Enfin, ces mesures ont mis en évidence deux zones favorables à l'entrée de MCDW sur le plateau : le seuil Adélie et la partie ouest du plateau Adélie. Les mesures réalisées en 2009 ont confirmé le caractère robuste de ces régimes hydrologiques qui varient peu d'une année sur l'autre.

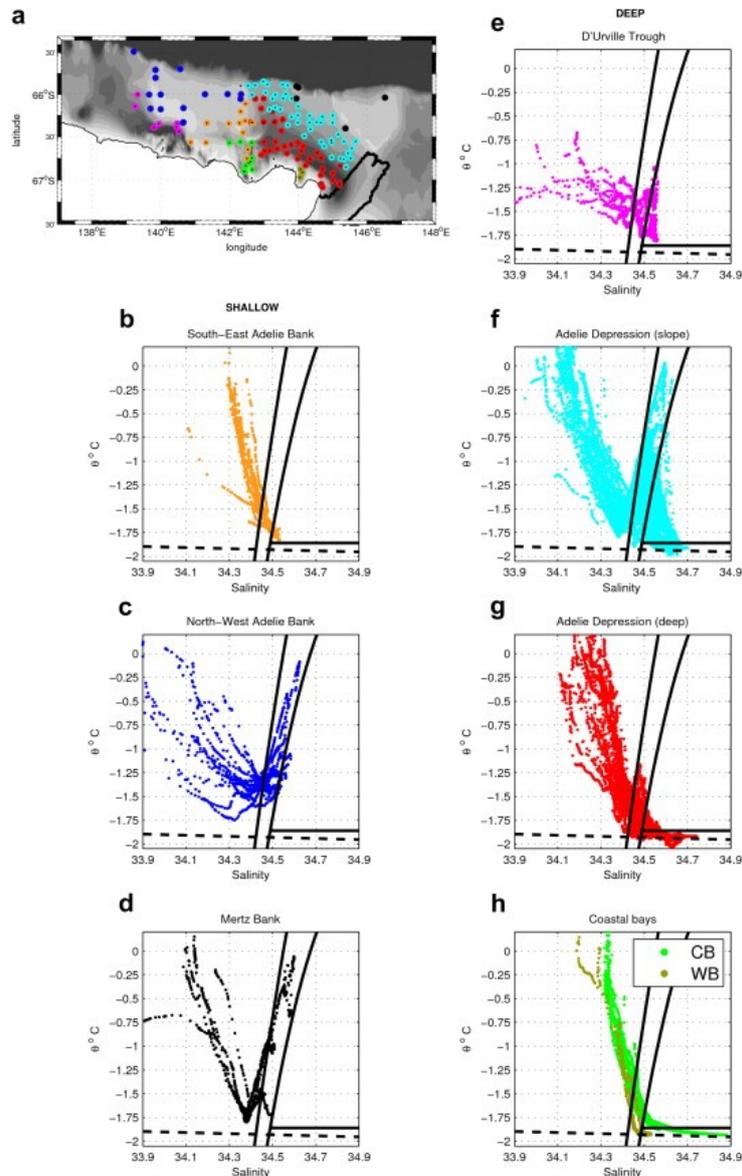


Figure 5 : a) distribution géographique et (b)-(h) diagrammes θ -S des différents régimes hydrologiques. (b)-(d) régimes de banc : (n) sud-est du banc Adélie, (c) nord-ouest du banc Adélie and (d) banc du Mertz. (e)-(h) régimes de dépression : (e) dépression D'Urville, (f) nord dépression Adélie, (g) sud dépression Adélie, (h) baies côtières. Pour la figure (h), le vert et le jaune-vert représentent respectivement les baies du Commonwealth et de Watt.

Les campagnes d'été successives et le suivi en continu dans la baie du Commonwealth ont mis en évidence une forte variabilité interannuelle des caractéristiques de l'eau dense formée, et notamment une modification majeure à partir de 2010, année de rupture du glacier du Mertz (Lacarra et al., 2013). Avant cet évènement, on observe une importante variabilité interannuelle des propriétés hydrologiques d'été de la HSSW (écart-type de l'ordre de 0.08 en

baie de Commonwealth). Ces variations évoluent en phase sur l'ensemble de la dépression Adélie, mais sont plus intenses dans la baie de Commonwealth (fig 6). Suite aux fortes diminutions successives de salinité en 2011 et 2012, observées sur l'ensemble des sites, la salinité a chuté de plus de 0.3 psu dans la baie de Commonwealth, 2 ans après la rupture du Mertz.

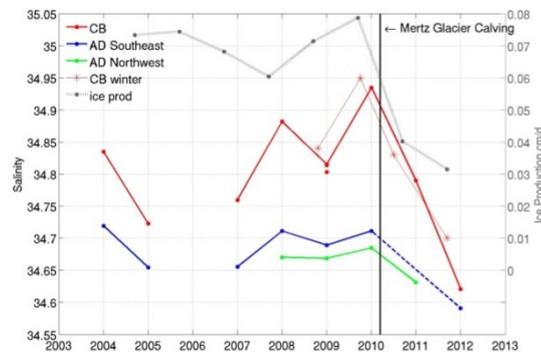


Figure 6 : Evolution de la salinité de fond en été dans la baie du Commonwealth (courbe rouge) dans la partie nord-ouest (courbe verte) et sud-est de la dépression Adélie (courbe bleue) et de la production de glace (courbe grise).

Cette évolution semble concerner l'ensemble de la dépression Adélie. L'analyse des données de mouillage montre que la variabilité d'été reflète les variations de la formation d'eau dense en hiver. La chute progressive de la salinité de fond après la rupture de la langue glacière du Mertz traduit l'arrêt de la convection profonde : dans la baie de Commonwealth, l'homogénéisation de la colonne d'eau en 2011 elle n'atteint 600 mètres que lors de brefs évènements, tandis que la stratification verticale est fortement réduite (fig7).

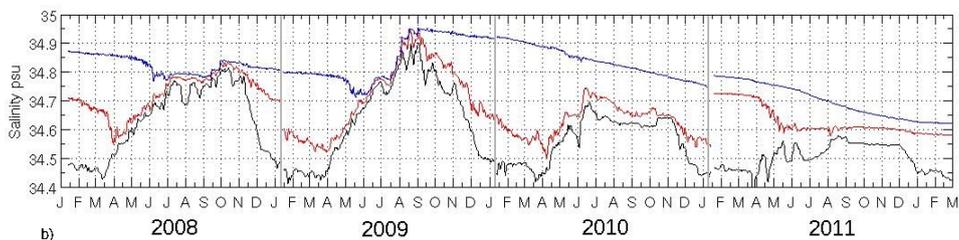


Figure 7 : Salinité enregistrée par les instruments de subsurface (noir) intermédiaire (rouge) et profond (bleu) du mouillage de la baie de Commonwealth entre Janvier 2008 et janvier 2012. La profondeur de l'instrument de subsurface est respectivement de 280, 220, 245, 305 dbar en 2008, 2009, 2010 et 2011. Pour les instruments intermédiaire et profond, les profondeurs sont respectivement 480, 420, 420, 596 dbar et 700, 660, 610, 860 dbar.

Dans cette région la convection est alimentée par les rejets de saumure en surface liés à la formation de glace de mer dans la polynie du Mertz. L'analyse des données de concentration de glace mesurées à partir d'un radiomètre micro-ondes (données AMSR-E) ont mis en évidence une modification de la forme de la polynie et une diminution de son étendue suite à la rupture du glacier du Mertz. La forme en V, avec des concentrations faibles le long de la côte de la baie de Commonwealth jusqu'à la langue glacière du Mertz et le long du flanc ouest du glacier du Mertz prévalait avant la rupture d'une partie du glacier (fig 8). Après 2010, la

polynie le long de la côte tend à se réduire, la continuité entre la zone située au nord du Mertz et la côte a disparu, par contre on observe l'ouverture d'une polynie plus à l'ouest, centrée sur 142.5°E, le long du Mertz. La rupture du Mertz se traduit également par un afflux de glaces dérivantes plus épaisses, bloquées auparavant par la langue glaciaire du Mertz. Cet apport de glace contribue à réduire la surface de la polynie.

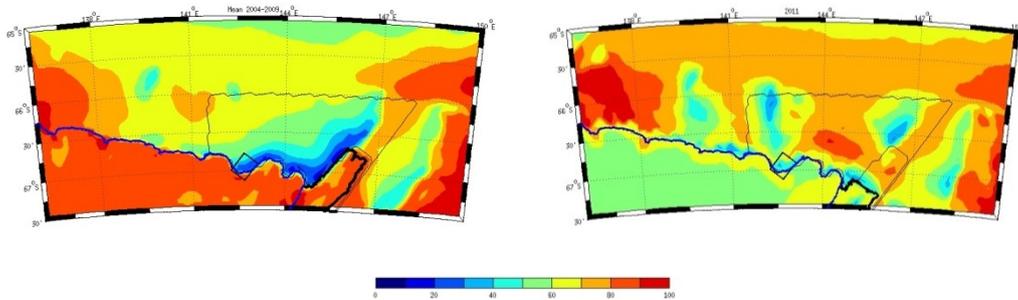


Figure 8 : Concentration annuelle moyenne (en %) (gauche) moyenne sur la période 2004-2009, avant la rupture du Mertz (droite) en 2011.

La production de glace de la région a été estimée pour les glaces minces (inférieures à 20 cm) à partir d'une évaluation du flux total de chaleur atmosphérique à la surface de la glace. L'épaisseur de glace est calculée par un algorithme dérivé de Tamura et al. (2007) et basé sur les données de température de brillance AMSR-E. L'évolution temporelle de la production de glace est marquée par une forte diminution (-48% dans la baie de Commonwealth et -22% dans la dépression Adélie) après la rupture du Mertz. L'apport de glaces dérivantes constitue également un apport d'eau douce qui représente 10% du déficit de production de glace et participe au ralentissement de la convection hivernale. Par contre, avant la rupture du glacier du Mertz, la variabilité des propriétés de l'eau dense ne semble pas fortement liée à la production de glace (fig 6), mais plutôt associée à la stratification verticale, suggérant une rétroaction interne : plus la salinité du fond est élevée, plus la stratification d'été est forte, moins la convection est intense l'hiver suivant conduisant à une réduction de la salinité des eaux denses, favorisant la convection l'hiver suivant.

La chute de la salinité de la HSSW, après la rupture du Mertz, a pour conséquence une diminution de la densité de cette masse d'eau, qui ne semble plus assez dense en été pour alimenter l'AABW selon le critère de Bindoff et al. (2001).

4) Perspectives

Dans le cadre d'une collaboration au sein du projet international Forum for Arctic Ocean Modeling and Observational Synthesis (FAMOS, P.I A. Proshutinsky) et dans la continuité de mes travaux antérieurs, j'envisage d'étudier l'impact du transport d'eau douce du courant Est Groenland sur la convection en mer du Groenland. Notamment, on tentera d'estimer l'influence de la fonte accélérée de la calotte groenlandaise (Bamber et al., 2012). Les observations réalisées dans différents fjords du Groenland ont permis de mieux comprendre la distribution verticale des eaux de fonte et la circulation dans les fjords (Straneo et al., 2012). Ces observations couplées à des modèles haute résolution et à l'analyse de mesures in-situ

(anciennes et nouvelles) dans le gyre du Groenland serviront à évaluer la distribution des flux d'eau douce du courant Est Groenland.

Je souhaite également analyser la formation d'eau dense sur le plateau Arctique et son impact sur les courants de bord. Dans un premier temps, on étudiera les transformations que subit l'Eau Atlantique lors de son parcours en mer de Barents. L'eau Atlantique est fortement modifiée sous l'effet d'intenses pertes de chaleur vers l'atmosphère qui peuvent atteindre 70-80 W/m² en moyenne annuelle (Årthun et Schrum, 2010, Segtnan et al., 2011), et des rejets de saumure lors de la production de glace (Ivanov et Shapiro, 2005). Ces modifications conduisent à la formation d'eau dense froide (CDW, dont la salinité est > 35 et la température est au point de congélation) qui a lieu dans des endroits privilégiés peu profonds (Midttun, 1985, Quadfasel et al., 1992 ; Ivanov et Shapiro, 2005, Årthun et al., 2011). Cette eau plus dense ($\sigma_\theta > 28$) que l'eau ambiante, cascade le long du talus, des différents bancs où elle se forme, et se réchauffe en se mélangeant avec l'Eau Atlantique. C'est ce mélange d'eau dense et d'eau Atlantique qui est exporté vers l'Arctique (Schauer et al., 2002 ; Gammelsrød et al., 2009). On estimera le taux de formation d'eau dense et le rôle respectif de la production de glace et des pertes de chaleur sur le taux de formation. L'analyse sera réalisée pour chacun des principaux sites de convection. On déterminera également l'influence respective de chaque site sur les caractéristiques de la masse d'eau qui s'écoule en Arctique pour former la veine d'Eau Atlantique de la mer de Barents. Ces analyses seront menées à l'aide d'une simulation haute résolution mers Nordiques, emboîtée dans un modèle régionale Arctique Atlantique au $\frac{1}{4}^\circ$.

Variabilité des échanges d'eau douce entre l'Arctique et l'Atlantique Nord

L'océan Arctique, dans lequel se déverse les grands fleuves Sibériens et Canadiens (Lena, Ob Ienisseï, McKenzie) est un important réservoir d'eau douce (fig 1) d'environ 70 000 km³ (Serreze et al., 2006), qui se concentre principalement dans le gyre de Beaufort (Proshutinsky et al., 2009). Ce réservoir se décompose en une partie solide (glace de mer) et une partie liquide dont le volume correspond à la quantité d'eau douce nécessaire pour amener un volume de référence de salinité égale à 34.8 (salinité de référence généralement choisie pour l'Arctique, Aagaard et Carmack, 1989) à la salinité observée. La dernière décennie a vu un accroissement de l'accumulation d'eau douce liquide dans le gyre de Beaufort d'environ 8000 km³ (McPhee et al. 2009, Rabe et al., 2011, Giles et al., 2012), qui serait lié à une augmentation de l'intensité du gyre sous l'action d'un fort pompage d'Ekman (Yang et Comiso, 2006 ; Proshutinski et al. 2009 ; Rabe et al. 2011). Une autre explication avancée serait la modification du parcours de l'eau douce des fleuves arctiques sibériens, sous l'influence de l'Oscillation Arctique (Morison et al., 2012). Cette eau douce est exportée de l'Arctique vers l'Atlantique par les nombreux passages séparant les îles de l'Archipel Canadien (CAA) à l'ouest du Groenland et par le détroit de Fram situé entre le Groenland et l'archipel du Svalbard (fig 2). A partir de l'ensemble des observations disponibles, Serreze et al. (2006) ont estimé l'export d'eau douce liquide à travers le détroit de Fram et l'Archipel Canadien à respectivement 75 mSv et 100 mSv, tandis que la partie solide qui s'écoule principalement à travers le détroit de Fram est évaluée à environ 70 mSv (Widell et al. 2003). Cependant, les valeurs de l'export d'eau douce sont encore incertaines, et des mesures plus récentes avec une meilleure résolution spatiale et temporelle conduisent à des transports plus réduits dans l'Archipel Canadien, dont les deux principaux chenaux sont le détroit de Nares qui sépare le Groenland de l'île d'Ellesmere, et « Lancaster Sound » situé au nord de l'île de Baffin et qui s'étend à l'ouest vers le détroit de M'Clure (voir la figure 2 pour la localisation des passages).

Cet apport d'eau peu salée pourrait moduler l'intensité de la circulation méridienne de retournement (MOC), via la formation d'eau dense en mer du Labrador : une diminution de la salinité de surface, liée à un export de glace à travers le détroit de Fram anormalement élevé (Dickson et al., 1988), aurait entraîné l'arrêt de la convection profonde à la fin des années 1960 (Lazier, 1980). Deux autres évènements d'export intense d'eau douce, dans les années 80 et au début des années 90 (Belkin, 2004), ont également contribué à la diminution continue de la salinité observée du milieu des années 1960 au début des années 90 sur l'ensemble de la colonne du gyre subpolaire (Curry et Mauritzen, 2005). L'étude de Schmidt et Send (2007) confirme l'importance de l'apport d'eau douce Arctique par le courant Ouest Groenland qui contribuerait à hauteur de 60% à la quantité d'eau douce en surface dans la mer du Labrador à la fin de l'été. Cependant, même si l'eau douce exportée par le détroit de Davis semble peu pénétrer dans le centre de la mer du Labrador, l'augmentation de l'export d'eau douce à travers ce détroit aurait contribué à la reprise de la convection profonde pendant l'hiver 2007-

2008 (Yashayev et Loder, 2009) après plusieurs années de convection intermédiaire. La présence d'eau douce en excès aurait favorisé l'extension de la couverture hivernale de glace vers l'intérieur du bassin, avec pour effet des vents plus froids sur la zone de formation d'eau dense augmentant les pertes de chaleur et donc la profondeur de la couche de mélange (Våge et al., 2009).

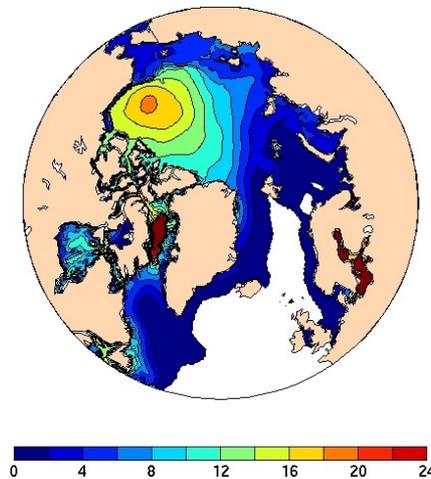


Figure 1 : Contenu en eau douce (m) calculé à partir de la climatologie PHC3 (Steele et al., 2001). Le gyre de Beaufort correspond à la zone de forte accumulation de l'eau douce.

Les études que j'ai menées ont porté sur la variabilité de l'export d'eau douce de l'Arctique. Je me suis intéressé aux mécanismes à l'origine de la variabilité de l'export à travers l'Archipel Canadien et au rôle du forçage atmosphérique. Néanmoins, mes études se sont principalement concentrées sur le détroit de Fram : le rôle des anomalies d'épaisseur de glace et de salinité sur l'export d'eau douce a été montré et j'ai tenté de déterminer les mécanismes de leur formation en Arctique. Le lien de cet export avec les principaux modes atmosphériques a également été analysé. Enfin, l'impact de l'export d'eau douce de l'Arctique sur la mer du Labrador a été analysé.

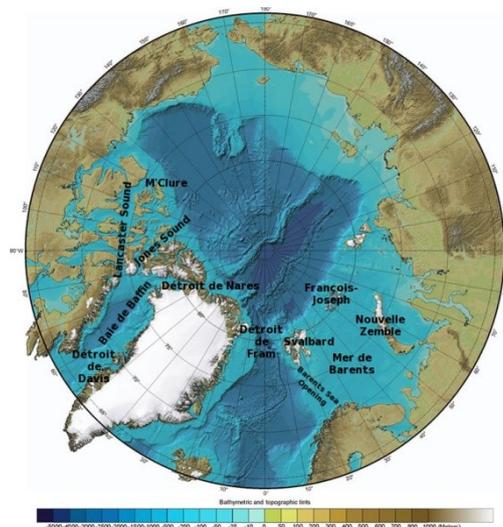


Figure 2 : Localisation des principaux passages.

1) Export d'eau douce à travers l'Archipel Canadien.

1.1) Estimations de l'export moyen.

Dans Lancaster Sound, les mesures montrent que le transport d'eau douce est principalement associé à un fort transport de volume le long de la partie sud du détroit, légèrement compensé par un transport orienté vers l'Arctique le long du bord nord du chenal (Peterson et al., 2012). Dans le détroit de Nares, on retrouve un système un peu similaire dominé par des vitesses vers le sud sur les 2/3 tiers de la section et un faible transport vers le nord le long du Groenland (Münchow et Melling, 2008). La moyenne du transport dans Lancaster Sound sur les 13 années d'observations in situ (1998-2011) est de 32 ± 6 mSv (Peterson et al. 2012), tandis, que les estimations du transport à travers le détroit de Nares s'élève à 28 mSv pour 3 années d'observations (2003-2006), sachant qu'une partie de la section du détroit n'a pas été échantillonnée (Rabe et al., 2012). Enfin, un troisième chenal, Jones Sound, relie la baie de Baffin à l'océan Arctique. Les mesures effectuées entre 1998 et 2003 au nord de ce chenal dans les détroits de Cardigan et Hell Gate fournissent une estimation du transport de volume de 0.3 Sv (Melling et al., 2008), mais ne permettent pas d'évaluer le transport d'eau douce. Ce transport de volume, proche des 0.46 ± 0.09 Sv et 0.47 ± 0.05 Sv observés respectivement dans Lancaster Sound (Peterson et al., 2012) et dans de détroit de Nares (Rabe et al., 2012) suggère que le transport d'eau douce à travers Jones Sound n'est sans doute pas négligeable. Il pourrait en partie expliquer la différence entre le transport d'eau douce au détroit de Davis au sud de la Baie de Baffin, dont les estimations varient entre 92 ± 34 mSv pour la période 1987-1990 (Cuny et al. 2005) et 116 ± 41 mSv pour la période 2004-2005 (Curry et al., 2011) et la somme des transports à travers Lancaster Sound et le détroit de Nares. Les incertitudes sur ces transports dans le détroit de Davis proviennent principalement de mesures de la salinité dans les 100 premiers mètres et sur le plateau le long du Groenland. Les estimations du transport de volume qui varient de 2.6 ± 0.1 Sv pour la période 1987-1990 et 2.3 ± 0.7 pour la période 2004-2005, suggèrent également que les valeurs du transport de volume dans l'Archipel Canadien seraient sous-estimées.

Le transport de volume de glace dans l'Archipel Canadien reste très faible par rapport au transport d'eau douce sous forme liquide. Dans le détroit de Nares à partir d'observations satellitaires (notamment les données ICESat) les estimations de ce transport atteignent au maximum 8 mSv lors de l'année 2007, marquée par l'absence d'arches de glace (Kwok et al., 2010). Ces dernières ont également un impact sur le transport d'eau douce liquide en modifiant la structure du courant sous-jacent : les périodes de « fast ice » étant caractérisées par des transports plus faibles (Rabe et al., 2012). Dans Lancaster Sound, 5 années de mesures par sonar ont permis d'évaluer le transport moyen d'eau douce équivalent associé à la glace à 2 mSv (Peterson et al., 2012).

1.2) Variabilité et lien avec le forçage atmosphérique

Les conditions climatiques ne permettant pas de disposer de longues séries temporelles d'observations sur l'ensemble des chenaux de l'Archipel Canadien, la variabilité des transports à travers ces détroits a principalement été étudiée à l'aide de modèles numériques. Dans Lancaster Sound, les variations du gradient d'élévation du niveau de la mer (SSH) le long du chenal seraient à l'origine de la variabilité du transport (Prinsenberget Bennett, 1989). Ce mécanisme semble également s'appliquer pour le détroit de Nares (Kliem et Greenberg, 2003). Selon une étude de Jahn et al. (2010), ces variations du gradient de SSH entre l'Arctique et la baie de Baffin seraient principalement dues à des changements de SSH en Arctique. Dans la continuité de ces études, nous avons analysé les variations du transport d'eau douce en relation avec le forçage atmosphérique. Cette étude a été réalisée à l'aide du modèle régional Arctique-Atlantique Nord que nous avons développé.

Les simulations numériques, que nous avons réalisées, indiquent clairement que les variations du transport d'eau douce liquide à travers l'Archipel Canadien sont dominées par les variations de la vitesse, confirmant les résultats de Jahn et al. (2010). Notre étude a également mis en évidence que les deux principaux passages (est et ouest) de l'Archipel Canadien fonctionnaient différemment (Houssais et Herbaut, 2011). Dans Lancaster Sound, les variations du transport sont préférentiellement liées aux variations du gradient de SSH à l'entrée du détroit de M'Clure dans l'océan Arctique, tandis que dans le détroit de Nares, elles répondent aux changements de SSH dans la baie de Baffin (fig 3).

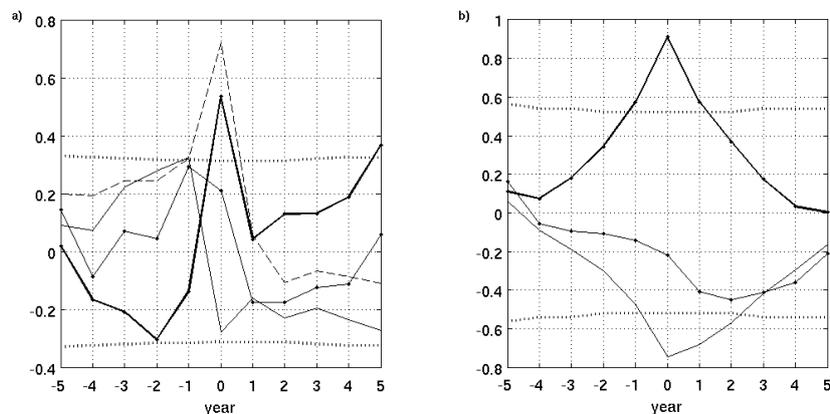


Figure 3 : Corrélation de la moyenne annuelle du transport de volume dans (a) Lancaster Sound et (b) le détroit de Nares avec la moyenne annuelle de la SSH dans la baie de Baffin (trait fin en Arctique (trait fin avec des points) et leur différence (trait épais). Sur la figure de gauche le trait pointillé représente la corrélation du transport dans Lancaster Sound avec le gradient de SSH à travers le détroit de M'Clure. Le niveau de significativité à 95% est indiqué par le trait pointillé.

Les anomalies de vent sur l'Arctique seraient à l'origine des variations de SSH favorisant l'export à travers Lancaster Sound : les anomalies de pompage d'Ekman redistribueraient les masses d'eau en amont du passage et créeraient un gradient horizontal de densité en surface favorisant un transport vers le sud dans le passage (fig 4). Cet export n'est pas associé au mode dominant de variabilité du contenu en eau douce de l'Arctique, mais il correspond juste à une redistribution locale de ce dernier en Mer de Beaufort et au nord de la côte canadienne.

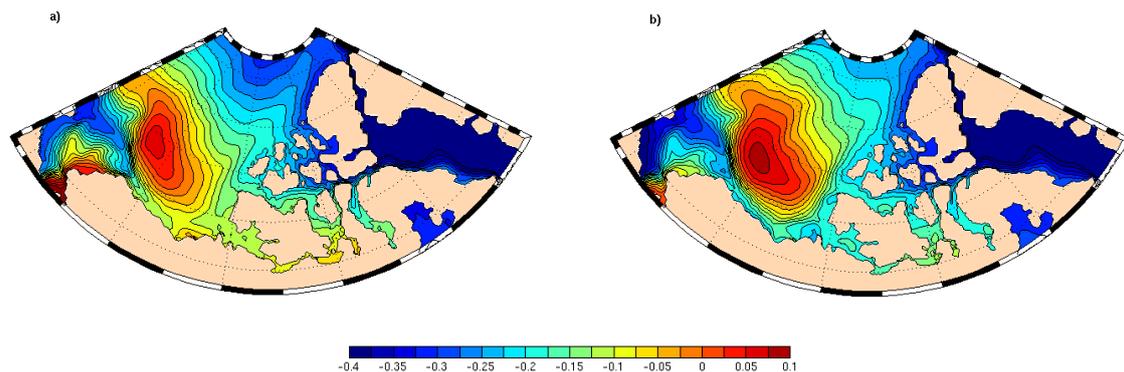


Figure 4: Composites de la SSH (m) basés sur la vitesse dans le détroit de M'Clure (a) pour des anomalies de vitesse orientés vers la baie de Baffin (b) pour des anomalies de vitesse orientées vers l'Arctique. (D'après Houssais et Herbaut, 2011). La structure grande échelle du composite positive de SSH favorise des vitesses géostrophiques vers l'Est dans M'Clure, alors que la structure du composite négatif est associé à un renforcement du gyre de Beaufort et présente au nord du détroit des isolignes perpendiculaires à ce détroit.

Les variations de SSH en mer de Baffin favorisant l'export d'eau à travers le détroit de Nares seraient liées à des anomalies de flux de chaleur sur la mer du Labrador. La corrélation entre la SSH et les flux de chaleur est maximale quand les anomalies de flux précèdent d'un an, mais reste significative au lag 0 (fig 5).

Enfin, à partir d'une analyse en régression, nous avons montré que la structure de pression atmosphérique à la surface de la mer (SLP) associé à la variabilité du transport à travers le CAA est très proche de celle associée à l'Oscillation Arctique (AO) (fig 6).

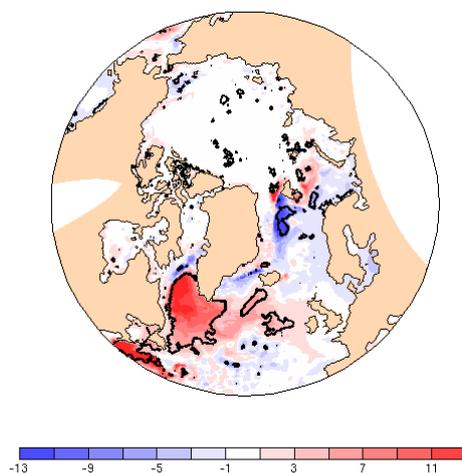


Figure 6: Régression du flux de chaleur (quand le flux de chaleur précède d'un an) sur l'anomalie de SSH à l'ouest du détroit de Nares. Unité : $W m^{-2}$. D'après Houssais et Herbaut (2011).

Même si le mécanisme local de réponse du transport dans le détroit de M'Clure ne fait pas consensus (Peterson et al (2012) privilégient une accumulation d'eau à la côte en réponse à des anomalies de vent de sud ouest) la structure grande échelle du forçage atmosphérique associée à la variabilité du transport paraît assez clairement identifiée : à partir de données

courantométriques, Peterson et al., (2012) montrent qu'une structure de SLP, très proche de celle que nous avons obtenue, est associée aux variations du transport dans Lancaster Sound. De plus, dans les simulations numériques réalisées par Jahn et al (2010), la corrélation entre l'export d'eau douce à travers le CAA et l'AO est de 0.54. Ces résultats semblent confirmés par des simulations numériques idéalisées forcées par des anomalies de vent de type NAO (Houssais et al., 2007, Condrón et al., 2009) dans lesquelles l'eau douce de l'Arctique est préférentiellement exportée par l'Archipel Canadien.

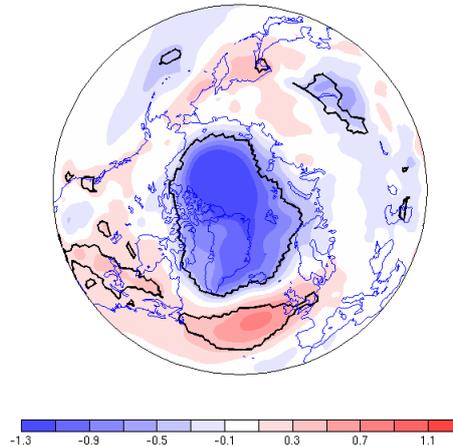


Figure 6 : Régression de la SLP (hpa) sur le transport annuel moyen de volume à travers le CAA. La régression correspond à une augmentation du transport vers la baie de Baffin.

De même, l'influence de la mer du Labrador sur les variations de SSH en Baie de Baffin est confirmée par l'étude de McGeehan and Maslowski (2012). Par contre ces auteurs mettent l'accent sur l'intensité de l'activité tourbillonnaire au nord de la mer du Labrador, susceptible de modifier le transport de volume dans le Courant Ouest Groenland. Cette étude suggère que ce mécanisme expliquerait également les variations du transport dans Lancaster Sound.

2) Export à travers le détroit de Fram.

2.1) Export de glace

A l'aide des données satellitaires SSMR/SSM-I de dérive et de concentration de glace, Kwok (2009) a pu calculer les transports annuels moyens de surface englacée à travers le détroit de Fram et vers la mer de Barents entre les archipels du Svalbard et de François-Joseph, sur la période 1979-2007. Ses estimations montrent que le transport vers la mer de Barents d'environ 37 000 km² reste négligeable en comparaison des 700 000 km² traversant le détroit de Fram, même si un export exceptionnel de glace épaisse de 141 000 km² a été observé durant l'hiver 2002-2003 (Kwok, 2009).

Les seules observations in-situ permettant d'estimer l'épaisseur de glace dans le détroit de Fram couvrent uniquement la période 1990-1999 (Vinje et al. 1998 ; Widell et al. 2003). Ces données permettent d'évaluer un export de volume variant de 65 mSv en 1990-1991 à 150 mSv en 1994-1995 et dont la moyenne sur les 9 années d'observations est d'environ 75 mSv (Vinje et al. 1998 ; Widell et al. 2003). Le lancement du satellite ICESat en 2003 a offert la

possibilité de déterminer l'épaisseur de la glace de mer en Arctique (Kwok and Cunningham, 2008). Combinées aux mesures de concentration calculées à partir des données satellite AMSR-E, de dérives de glace (Ezraty et al, 2007), les données ICESat ont permis d'estimer le transport de volume de glace d'octobre à avril sur la période 2003-2008 (Spreen et al., 2009). Ces données, comparées aux estimations de Widell et al. (2003), ne montrent pas de changement significatif du transport de volume de glace. Par contre, en combinant les données ENVISAT et AMSR-E et SSM-I, Smedsrud et al. (2011) suggèrent une augmentation de 25% de la moyenne de l'export de surface englacée sur la période 2004-2010 comparée à la période 1979-2007 (Kwok, 2009). Cette augmentation est attribuée à un renforcement des vents du nord dans le détroit de Fram.

L'export de glace à travers le détroit de Fram présente une importante variabilité interannuelle (l'écart-type est de l'ordre de 25 à 30% de la moyenne annuelle) qui peut avoir un fort impact sur l'hydrographie de l'Atlantique Nord. Ainsi, la GSA des années 70s a été attribuée à un export de glace anormalement élevé en 1968 (Aagard et Carmack, 1989, Hakkinen, 1993). La variabilité de la surface englacée, qui est dominée par la variabilité de la dérive de glace, est en grande partie associée aux variations du vent du nord (Kwok et Rothrock, 1999). Ainsi Widell et al. 2003 trouvent une corrélation de 0.62 entre les mesures in-situ de dérive de glace et le gradient de pression à travers le détroit. Une relation identique est obtenue à partir des mesures satellites qui montrent une corrélation de 0.86 entre la moyenne hivernale (Octobre-Mai) de l'export de la surface englacée et le gradient de pression à travers le détroit (Kwok et Rothrock, 1999). Ce lien persiste également à l'échelle journalière (Widell et al., 2003 ; Tsukernik et al., 2010).

2.1.1) Influence des anomalies d'épaisseur sur la variabilité de l'export de glace

L'hiver 94-95 est marqué par un très fort export de glace de 150 mSv (fig 7). Nous avons analysé l'origine de cette anomalie d'export à l'aide d'un modèle couplé océan-glace de l'Arctique (Houssais et Herbaut, 2003). L'analyse des simulations montre qu'une forte dérive de glace associée à des anomalies d'épaisseur explique l'accroissement de l'export. Ces anomalies d'épaisseur sont en partie formées l'été précédent par une circulation cyclonique persistante, à l'origine de la convergence de glace le long de la côte nord du Groenland. Au début de l'hiver, ces anomalies sont advectées par le vent local dans le détroit de Fram.

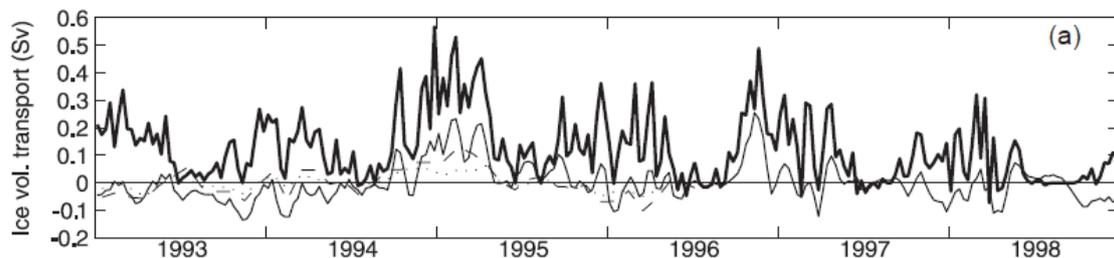


Figure 7 : Transport de volume de glace dans le détroit de Fram estimé à partir du modèle sur la période 1993-1998 (trait épais), anomalies par rapport à la moyenne estimées dans le modèle (trait fin), estimées à partir des observations in-situ (Vinje et al., 1998) (trait pointillé).

L'étude précédente a mis en évidence l'influence des anomalies d'épaisseur sur un évènement particulier. Afin d'évaluer la robustesse de ce résultat, nous avons réalisé des simulations de 200 ans forcées par des anomalies stochastique de vent de type NAO (Herbaut et al., 2006). Ces expériences ont été réalisées avec un modèle couplé océan-glace régional, qui s'étend de l'Arctique au gyre subpolaire de l'Atlantique Nord. L'analyse du spectre de l'export de glace montre que la variabilité interannuelle est dominée par l'advection des anomalies d'épaisseur par le courant moyen (fig 8). Les anomalies sont formées le long des côtes nord du Canada et du Groenland, comme lors de l'été 94 dans l'expérience précédente, de 3 à 9 mois avant d'être exportées par le détroit de Fram.

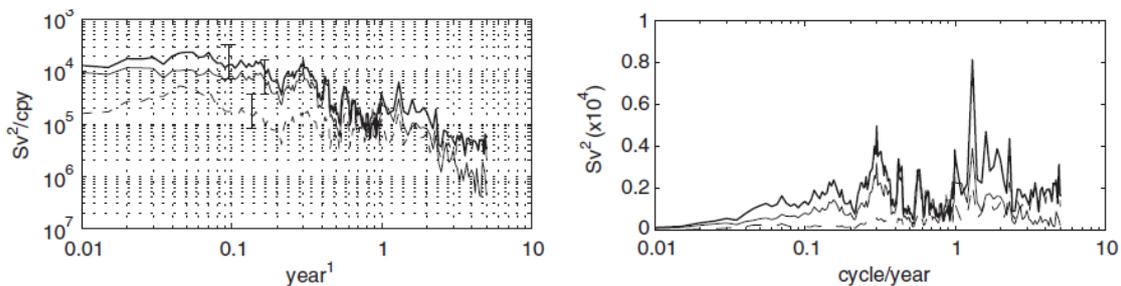


Figure 8 : Spectre de puissance (gauche) et conservant la variance (droite) du transport de volume de glace à travers le détroit de Fram (trait épais), et les contributions à l'export de l'advection par le courant moyen des anomalies d'épaisseur (trait fin) et de l'advection par les anomalies de courant de l'épaisseur moyenne.

Köberle et Gerdes (2003) décrivent également le renforcement d'une circulation cyclonique de la glace dans le bassin eurasien qui privilégierait un export des glaces épaisses situées le long de la côte nord du Groenland. Cette hypothèse semblerait confirmée par les observations de Rigor et Wallace (2004) qui notent également une diminution rapide de la couverture de glace pérenne dû à leur export à travers le détroit de Fram en 1989-1990, début d'une période de forte AO positive. Cependant l'origine des anomalies contribuant à de forts exports dans le détroit de Fram ne fait pas consensus. Ces anomalies pourraient également trouver leur origine dans une accumulation de glace 2 ans auparavant dans les mers de Sibérie Orientale et de Laptev (Haak et al., 2003; Arfeuille et al., 2000).

A l'aide d'une simulation de la période 1958-2001, on retrouve une corrélation en phase entre le transport de glace et les anomalies d'épaisseur au nord du Groenland. Mais, une corrélation significative apparaît également avec des anomalies d'épaisseur de glace dans le bassin Canadien 2 ans auparavant, dont la formation serait favorisée par la phase négative de la NAO (Houssais et Herbaut, 2011).

2.1.2) Lien entre la variabilité de l'export de glace et la NAO.

L'épaisseur de glace en Arctique semble très sensible au forçage par le vent associé à la NAO. Dans les expériences numériques que nous avons réalisées à l'aide d'un modèle régional forcé par des anomalies de vent de type NAO (Houssais et al., 2007), la glace tend à s'accumuler le

long des côtes nord de la Norvège et du Canada, tandis que des anomalies négatives se développent dans le centre de l'Arctique (fig 9). Dans ces expériences, on observe également une augmentation de 20% de l'export de glace en phase positive de la NAO. Des réponses similaires au forçage par la NAO sont décrites par Zhang et al. (2003) et Condron et al., (2009).

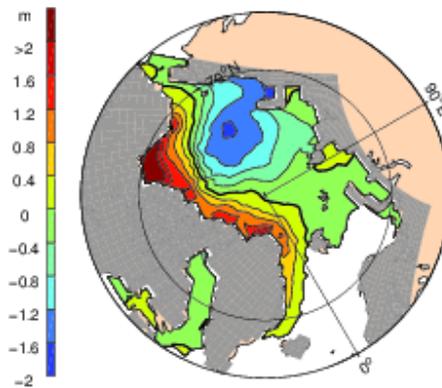


Figure 9 : Anomalies d'épaisseur de glace (m) après 10 ans d'intégration en réponse à une anomalie de tension de vent de type AO+. D'après Houssais et al. 2007.

De même, la comparaison des simulations forcées par des anomalies stochastiques de type AO (déjà décrites ci-dessus, Herbaut et al., 2006), avec des expériences numériques dans lesquelles l'ensemble du forçage est pris en compte (et pas uniquement la composante associée à l'AO) (Hakkinen, 2002, Holland et al., 2001) suggère que la variabilité associée à l'AO représenterait environ 25 à 50% de la variabilité totale de l'export de glace à travers le détroit de Fram. Cependant, le lien entre variabilité de l'export du volume de glace et la NAO ne semble pas si robuste dans les simulations plus haute résolution forcées par la totalité de la variabilité atmosphérique (Houssais et Herbaut, 2011) : l'AO et l'export de glace à Fram ne présentent pas de corrélation significative sur la période 1958-2001, tandis qu'une corrélation faiblement significative (0.45) apparaît pour la période 1979-2001, période dominée par les phases positives de l'AO.

Une relation similaire est observée entre la NAO et la dérive de glace dans le détroit de Fram. Ainsi, sur la période 1978-1996, Kwok et Rothrock (1999) trouvent une corrélation de 0.66 entre les moyennes hivernales (DJFM) de la NAO et le transport de surface englacée, dominé par les variations de la dérive. Cependant, à l'aide d'une simulation numérique Hilmer et Jung (2000) montrent que cette relation disparaît sur la période 1958-1977. Ces résultats doivent être mis en parallèle avec l'asymétrie de la NAO mise en évidence par l'analyse en régime de temps (Cassou et al., 2004). L'export du volume de glace ainsi que la dérive à travers le détroit de Fram seraient donc plus sensibles à la phase positive de la NAO, qui domine après 1978, qu'à sa phase négative (dominante avant 1978). Une explication complémentaire est proposée par Tsukernik et al., (2010) qui suggèrent qu'à l'échelle mensuelle, la NAO masquerait partiellement la principale structure atmosphérique associée aux anomalies de dérive de glace dans le détroit. En régressant la SLP, à laquelle la variabilité due à la NAO a été soustraite,

sur la dérive de glace dans le détroit, ces auteurs mettent en évidence une structure dipolaire, possédant un centre d'action positif sur le Groenland et un pôle négatif sur la mer de Barents (fig 10).

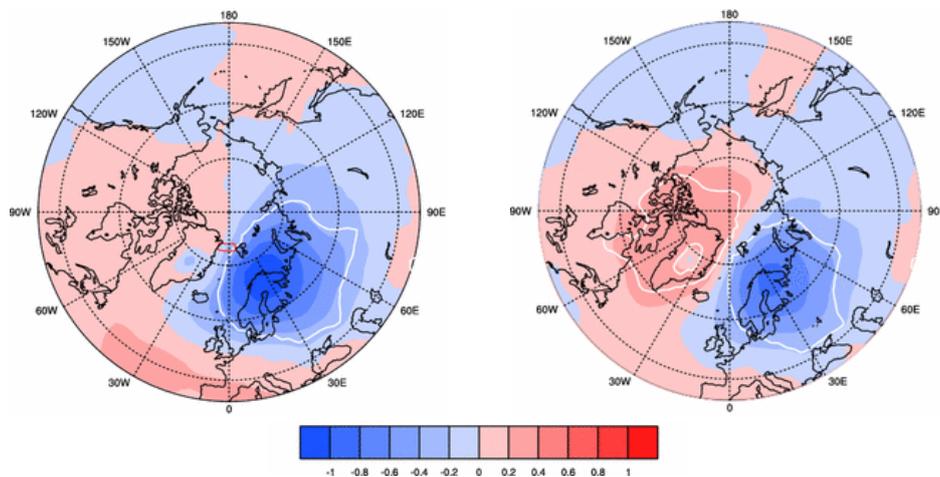


Figure 10 : (a) Régression des anomalies mensuelles de SLP sur la dérive de glace à travers le détroit de Fram. (b) Comme pour a) mais la première Eof de SLP a été soustraite avant de calculer la régression.

2.2) Export d'eau douce sous forme liquide.

La circulation dans le détroit de Fram se caractérise par un fort transport vers le sud dans la partie ouest du détroit, associé au courant Est Groenlandais (EGC). Il est partiellement compensé par un transport vers le nord dans la partie est du détroit. Les estimations réalisées à partir d'un réseau de mouillages installé depuis 1997 (Schauer et al., 2008) donnent respectivement des transports nord et sud de 12 et 14 Sv. Dans la partie est du détroit, on trouve en surface, sur une épaisseur de 150 à 200m, l'Eau Polaire, caractérisée par une salinité inférieure à 34.7 psu. Elle est séparée par le front polaire de l'Eau Atlantique chaude (température $>0^{\circ}\text{C}$) et salée, située le long du Spitzberg. Une partie de cette veine d'eau recircule au nord du détroit de Fram et s'écoule vers le sud le long du talus Groenlandais sous la couche d'Eau polaire. Dans le détroit de Fram, l'export d'eau douce est principalement associé au transport de l'Eau polaire. L'estimation la plus récente de cet export est de 65 mSv pour une salinité de référence de 34.9 (de Steur et al., 2009). Cette valeur est une moyenne obtenue à partir de 10 années d'observations en continu de salinité et de vitesse, complétées par des données de modèle pour l'estimation du transport sur le plateau (25 mSv). L'analyse de la salinité, du rapport nitrate/phosphate et de la composition isotopique de l'oxygène (Dodd et al., 2012), permet de définir l'origine de l'eau douce exportée à travers ce détroit. Ainsi à partir de 6 sections hydrographiques réalisées en été, Rabe et al. (2013) ont pu estimer la contribution moyenne à l'export d'eau douce de l'Eau du Pacifique, des précipitations et des eaux fluviales (eaux météoriques), et des eaux résultant de la fonte de la glace de mer et du rejet de saumure. Leur analyse attribue respectivement 130% de l'export net aux eaux météoriques, 30% à l'eau du Pacifique, tandis que la contribution négative du rejet net de saumure représente 60% de l'export net.

Dans une étude d'intercomparaison de modèles, auquel j'ai participé, il a été montré que la représentation de la variabilité du transport d'eau douce à travers l'Archipel Canadien est relativement cohérente entre les modèles (même si on observe une grande dispersion pour la valeur moyenne) (fig 11), alors que la variabilité du transport dans le détroit de Fram est caractérisée par une grande disparité de résultats (Jahn et al., 2012). Malgré cette dispersion, l'ensemble des modèles montrent l'importance des variations de la salinité en Arctique et leur contribution (terme US') à l'export d'eau douce à travers le détroit de Fram.

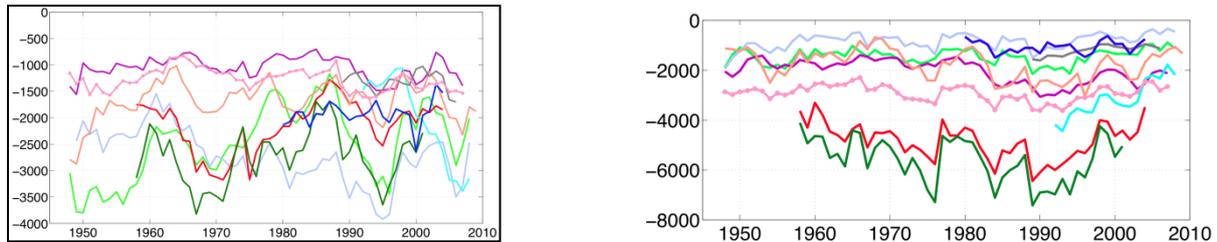


Figure 11 : Transport d'eau douce dans différents modèles participant au projet AOMIP à travers (droite) le détroit de Fram et (gauche) le CAA.

A l'aide de simulations forcées par des anomalies de vent et de température de surface typiques de la NAO, nous avons analysé les changements de la salinité en Arctique. Ainsi, nous avons mis en évidence une augmentation de la salinité dans les couches de surface de l'Est de l'Arctique en phase positive de la NAO (Houssais et al. 2007). Cette anomalie positive de salinité serait principalement due à une croissance de glace plus intense dans les mers côtières sibériennes (et donc à une augmentation du rejet de saumure), liée à une augmentation de la divergence de la glace sous l'effet du vent. L'accroissement du transport d'eau Atlantique et l'augmentation de l'export d'eau douce à travers le détroit de Fram et l'Archipel Canadien ne contribuerait qu'à 1/3 de la salinification observée.

A partir de l'analyse d'observations pour la période 1920-2005, Dmitrenko et al. (2008) concluent également au contrôle de la salinité des mers de Laptev et de Sibérie Orientale par l'AO. Une autre cause des variations de salinité en Arctique serait le changement de trajectoire du panache des fleuves sibériens, qui expliquerait notamment le retrait vers le centre du bassin de la halocline et la salinification de la couche de surface du bassin eurasiatique à la fin des années 80 et au début des années 90 (Steele et Boyd, 1998).

3) Impact sur la variabilité des mers Nordiques et de la mer du Labrador.

Les Mers Nordiques sont une importante zone tampon entre l'océan Arctique et l'océan Atlantique Nord. Une partie de l'eau douce (15 mSv) qui est exportée par le détroit de Fram bifurque vers l'intérieur du bassin par l'intermédiaire du courant de Jan Mayen en mer du Groenland et au nord de l'Islande par le Courant Est Islandais (Dickson et al., 2007 ; Blindheim et al., 2000).

A l'aide de simulations numériques, nous avons analysé le lien entre l'export d'eau douce à travers le détroit de Fram et le détroit du Danemark. Dans ce modèle forcé par un forçage stochastique de type NAO sur une période de 200 ans, nous avons pu établir le lien statistique

entre les transports. Tout d'abord, l'analyse spectrale des transports n'indiquent pas d'échelles de temps dominantes ni dans le détroit de Fram, ni dans le détroit du Danemark. L'écart type de l'export d'eau douce à travers le détroit du Danemark représente uniquement 40% de celui de l'export à Fram. De plus, dans le détroit du Danemark la variabilité aux échelles de temps inférieures à 1 an correspond uniquement à 30% de la variance totale, tandis qu'elle s'élève à 50% dans le détroit de Fram. Ce changement de la distribution de la variance s'explique par la recirculation dans les mers Nordiques (notamment en mer de Norvège par l'intermédiaire du courant Est Islandais) de l'eau douce liée à la fonte en mer du Groenland de la glace exportée par le détroit de Fram. Ce résultat est en accord avec les observations de Blindheim et al. (2000) qui montrent, depuis les années 60, une diminution de la salinité en mer de Norvège, attribuée à une modification de l'advection d'eau polaire en réponse à des variations du vent de grande échelle liées à l'AO. De même, le rôle de l'eau de fonte semble confirmé par les observations hydrologiques et de traceurs réalisées en 2002, qui indiquent que l'eau douce entraînée à l'intérieur de la mer du Groenland proviendrait de la glace exportée par le détroit de Fram (Nilsson et al., 2008 ; Jones et al., 2008).

Dans une seconde étude réalisée à partir d'une simulation numérique de la période 1958-2001, nous avons analysé l'influence de l'export d'eau douce de l'Arctique sur la variabilité de la salinité dans la mer du Labrador (Houssais et Herbaut, 2011). Dans cette expérience, l'eau douce qui s'écoule de l'Archipel Canadien (CAA) reste confinée le long de la côte du Labrador et ne pénètre pas à l'intérieur de la mer du Labrador (fig 12). Par contre, cette région serait plutôt influencée par l'export de glace et d'eau douce venant du détroit de Fram. Ces deux apports d'eau douce distincts (par le détroit de Fram et à travers l'Archipel canadien) forceraient les deux principaux modes de variabilité de la salinité en mer du Labrador. Ces résultats sont en accord avec les simulations de Haak et al., (2003), qui suggèrent que les GSAs seraient uniquement liées à l'export d'eau douce à travers le détroit de Fram, et les observations de Schmidt et Send (2007) qui montrent que le détroit de Fram est la principale source d'eau de surface du centre de la mer du Labrador. Ils confirment également les analyses de Myers (2005) : dans un modèle « eddy permitting », uniquement 6 à 8 % des traceurs injectés à la frontière nord de son modèle dans le détroit Davis, pénètrent à l'intérieur de la mer du Labrador.

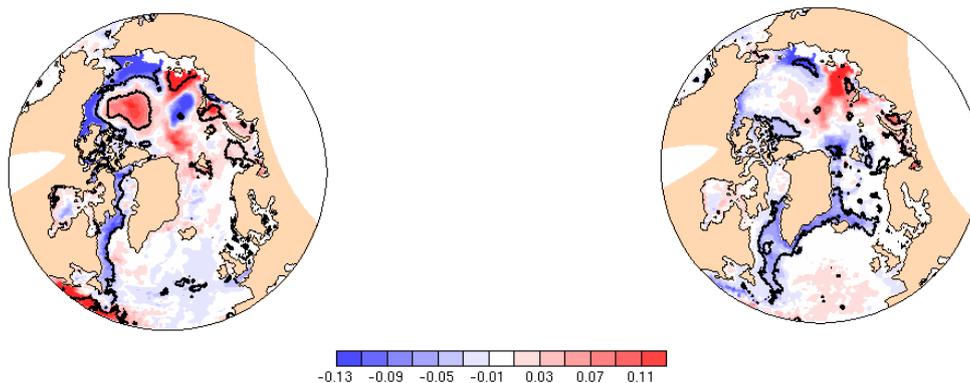


Figure 12 : Régression (en phase) de la salinité à 30 m sur (gauche) le transport d'eau douce liquide à travers le CAA (droite) l'export de glace à travers le détroit de Fram. D'après Houssais et Herbaut (2011).

4) Perspectives.

L'intercomparaison des modèles a mis en évidence une assez grande dispersion de la distribution moyenne du transport d'eau douce entre l'Archipel Canadien et le détroit de Fram : les estimations des modèles varient d'un facteur 2 dans le CAA et d'un facteur 4 dans le détroit de Fram (Jahn et al., 2012). L'Archipel Canadien étant constitué de passages très étroits et donc difficiles à bien représenter dans les modèles, il est indéniable que la topographie doit jouer un rôle important dans ces différences. Cette distribution du transport pourrait également être associée à la répartition de l'eau douce en Arctique : un gyre de Beaufort plus étendu pourrait correspondre à un transport moyen plus faible à travers le CAA.

La variabilité de l'export d'eau douce liquide à travers le détroit de Fram est fortement contrôlée par les variations de la salinité dans l'océan Arctique. Alors que certaines études indiquent, depuis la fin des 90, une augmentation du contenu en eau douce de l'Arctique liée au renforcement du gyre de Beaufort (Proshutinsky et al., 2009 ; Giles et al., 2012), Morrison et al. (2012) suggèrent que cette tendance dans l'ouest pourrait être compensée par une augmentation de la salinité dans le bassin eurasiatique en réponse à une modification du parcours des eaux douces apportés par les fleuves sibériens. Les causes de variabilité du contenu en eau douce de l'Arctique doivent donc être mieux connus afin d'obtenir une meilleure représentation de la variabilité des échanges vers l'Atlantique Nord.

L'Eau du Pacifique est également une composante importante du bilan d'eau douce de l'Arctique (Serreze et al., 2006) : elle constitue un apport non négligeable d'eau douce, et peut également contribuer à des excès de fonte de la glace, comme lors du minimum d'étendue de glace de 2007 (Wodkgate et al., 2010). Au nord du détroit de Bering, une partie de l'Eau du Pacifique s'écoule vers l'Est le long de l'Alaska, tandis qu'une seconde branche serait entraînée dans la dérive transpolaire et alimenterait le détroit de Fram (Steele et al., 2004). Cette circulation présente une forte variabilité interannuelle et saisonnière dont l'influence sur les échanges avec l'Atlantique Nord doit être mieux comprise.

Perspectives

Au cours des dernières années, une part importante de mon activité a porté sur le développement d'une configuration Arctique-Atlantique avec pour objectif d'analyser la variabilité des échanges entre l'océan Arctique et l'Atlantique. Jusqu'à présent, mes travaux ont contribué à une meilleure compréhension de l'export d'eau douce vers l'Atlantique et son lien avec le forçage atmosphérique. Dans les prochaines années, je m'intéresserai plus particulièrement à l'apport d'Eau Atlantique vers l'Arctique, au transport de chaleur associé et à son impact sur la variabilité de la glace de mer. Ce travail s'inscrit dans le cadre du projet européen FP7 NAACLIM (North Atlantic Climate), dont l'objectif est de déterminer l'impact des conditions de surface en Arctique et Atlantique Nord sur le climat de l'Europe. Il contribuera également au projet AOMIP/FAMOS, qui propose de mieux coordonner les activités d'observations et de modélisation en Arctique.

1) Variabilité du courant d'Eau Atlantique dans les mers Nordiques

L'apport d'Eau Atlantique dans les mers Nordiques est composé des branches Islande (IB), Féroé (FB) et Shetland (SB), (Østerhus et al., 2005). La branche IB, qui pénètre par le détroit du Danemark (fig 1) en s'écoulant le long de la côte ouest de l'Islande, est la moins intense et ne transporte que 0.8 à 0.9 Sv (Østerhus et al., 2005, Jónsson et Valdimarsson, 2012). Le transport annuel moyen de la branche Féroé, qui entre dans les Mers Nordiques à travers le passage situé entre l'Islande et les îles Féroé, est de l'ordre de 3.5 Sv (Hansen et al., 2010), tandis que le transport d'Eau Atlantique à travers le seuil entre les îles Féroé et Shetland, calculé sur la période 1995-2009, atteint 2.5 Sv (Berx et al., 2013). Ces trois branches alimentent le courant Atlantique Norvégien (NwAC) qui transporte l'Eau Atlantique vers l'Arctique. Ce courant est composé de deux veines : le courant Atlantique Norvégien de talus (NwASC) qui a une forte composante barotrope et suit principalement l'isobathe 500m dans la partie sud de la mer de Norvège (Orvik et al., 2001, Andersson et al., 2011) et le courant frontal Atlantique Norvégien (NwAFC), courant plus barocline associé au front polaire, qui sépare les eaux Atlantique des eaux Arctique (Orvik et al., 2001). Au nord de la Norvège, le NwASC se sépare en deux branches: l'une vire vers l'est et l'alimente le plateau de la mer de Barents, tandis que la seconde poursuit son parcours vers le détroit de Fram.

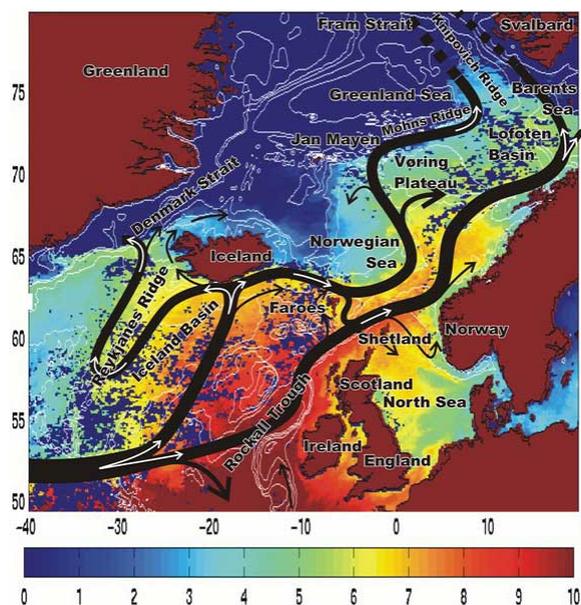


Figure 1 : Schéma de la circulation de surface de l'Eau Atlantique, superposé à une image AVHRR de la température de surface de mars 1991. D'après Orvik et Niiler, 2002.

De nombreuses études ont analysé la variabilité du transport à travers les seuils Groenland-Ecosse. Dans le passage Féroé-Shetland, environ 50% de la variabilité saisonnière du transport serait induite par le vent local (Sherwin et al., 2006), tandis que Richter et al. (2009) mettent en évidence des augmentations du transport 2-3 jours après le passage de tempêtes. A travers le seuil Islande-Féroé, les variations du transport seraient corrélées avec les anomalies de pompage d'Ekman sur la partie Est du gyre, pendant les périodes de couche de mélange peu profondes (Sandø et Furevik, 2008). Cependant, dans ce passage, le transport semble principalement forcé par le gradient d'élévation de la surface de la mer (Hansen et al., 2010, Richter et al., 2012). Plus au nord, l'intensification du NwASC est principalement attribuée à l'accumulation d'eau à la côte sous l'effet des vents de sud-ouest (Skagseth, 2004, Richter et al. 2012).

Le lien entre la variabilité du transport dans les passages et dans le NwAC est faible : la corrélation entre les transports mensuels de la branche SB et du NwASC n'est que de 0.25 (Richter et al., 2009). L'intense activité tourbillonnaire (Chafik, 2012), ainsi que la recirculation de la branche Féroé dans le passage Féroé-Shetland (Larsen et al., 2012) pourraient expliquer la faiblesse de ce lien. La complexité de la circulation est illustrée par les trajectoires de flotteurs qui montrent d'importants échanges entre le NwASC et le NwAFC au nord des seuils (Rossby et al., 2009).

Le modèle au $1/16^\circ$ des mers Nordiques, emboîté dans un modèle régional $1/4^\circ$, que nous avons développé devrait nous permettre de mieux décrire la variabilité interannuelle des deux branches du NwAC, notamment la relation entre la branche off-shore et la circulation des gyres du bassin de Norvège et du Lofoten. L'importance du vent local par rapport aux structures plus grande échelle (modes atmosphériques AO/NAO) sera également analysée. Enfin, le rôle des recirculations et de l'activité tourbillonnaire sur la relation entre les

transports dans les passages et le transport en aval pourraient être évalués à l'aide de flotteurs lagrangiens virtuels (implémentés dans le modèle 1/16°).

Le NwAC transporte la chaleur de l'océan Atlantique vers l'Arctique. Dans les mers Nordiques, cette veine d'eau subit de fortes pertes de chaleur vers l'atmosphère (Segtnan et al., 2011), mais également par mélange latéral avec les eaux Arctique (Isachsen et al., 2012). Les mesures obtenues par les flotteurs de surface indiquent un maximum d'énergie cinétique tourbillonnaire dans le bassin du Lofoten (Koszalka et al., 2011) (figure 2). Cependant, ces mesures ne permettent pas une quantification directe des flux de chaleur latéraux. Des expériences numériques à haute résolution sont nécessaires pour estimer ces échanges, leurs variabilités saisonnière et interannuelle, et les mécanismes qui en sont à l'origine. Des premières analyses des simulations réalisées avec le modèle haute résolution des mers Nordiques ont permis d'établir les zones de maximum d'énergie cinétique turbulente et de mettre en place le suivi de tourbillons. Ce travail, réalisé lors du stage de master 2 d'Antoine Martin, doit être complété afin d'obtenir une évaluation quantitative des flux de chaleur latéraux.

Les mesures hydrographiques mettent également en évidence une importante variabilité pluriannuelle de la température de l'Eau Atlantique le long de la côte norvégienne (Skagseth, 2008 ; Karcher et al., 2011), qui pourrait se propager en mer de Barents et vers le détroit de Fram. La nature et l'origine de ces anomalies restent encore incertaines. Les trajectoires de flotteurs qui suggèrent qu'une anomalie de température entrant dans les mers Nordiques serait rapidement dispersée (Koszalka et al., 2013), remettent en cause la nature advective (proposée par Skagseth et al., 2008) de ces propagations. Les simulations numériques permettront également d'estimer l'impact de la variabilité du gyre subpolaire sur la formation des anomalies - l'augmentation de la température de l'Eau Atlantique dans les années 2000 est concomittant à un ralentissement du gyre (Håttun et al., 2005) - ainsi que le rôle des flux de chaleur locaux - Furevik (2001) suggère que les anomalies pourraient être formées localement. L'utilisation de traceurs dans les simulations haute résolution pourrait également fournir des indications sur la nature advective des anomalies.

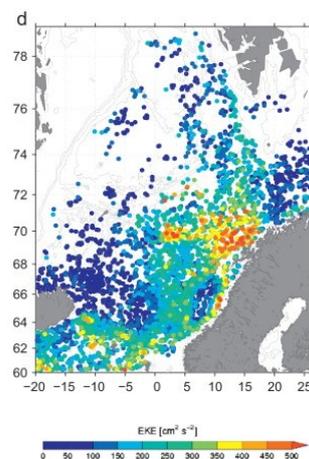


Figure 2 : Estimation de l'énergie cinétique turbulente (cm^2/s^2) à partir de flotteurs de surface. D'après Koszalka et al., 2011.

Au nord de la Norvège, la veine d'Eau Atlantique se sépare en deux branches. L'une poursuit son parcours vers le nord et alimente l'Arctique par le détroit de Fram, tandis que la seconde s'écoule à travers la mer de Barents. La faible corrélation entre les transports respectifs de ces deux branches (Herbaut et al., en préparation) suggère une forte influence du forçage atmosphérique local sur la variabilité de la branche de la mer de Barents. Le mécanisme de séparation de la branche d'eau Atlantique est essentiel pour la variabilité de l'océan Arctique : l'Eau Atlantique qui traverse la mer de Barents se refroidit jusqu'à 0°C avant de pénétrer en Arctique, alors que la branche qui entre par le détroit de Fram possède une température de l'ordre de 3°C et constitue la seule source chaude pour l'intérieur de l'océan Arctique.

Selon Ingvaldsen et al. (2004), le transport d'Eau Atlantique entrant en mer de Barents serait principalement forcé par l'établissement d'un gradient d'élévation de la surface de la mer entre la Norvège et le Svalbard en réponse au transport d'Ekman forcé par les vents ayant une forte composante parallèle à la côte. Cependant, Li et McClimans (1998) soulignent l'importance de la propagation vers l'entrée de la mer de Barents d'ondes de Rossby topographiques formées au nord de la mer de Barents. Ce mécanisme pourrait expliquer le développement d'une anomalie de circulation centrée autour du Svalbard et de l'Archipel François-Joseph qui tend à redistribuer le transport d'Eau Atlantique entre la mer de Barents et le détroit de Fram (Lien et al. 2013).

Afin de mieux comprendre la bifurcation du courant d'eau Atlantique à l'entrée de la mer de Barents, nous établirons d'abord les structures dominantes de vents sur la mer de Barents et leur lien avec les principaux régimes de temps (NAO+, NAO-, ...). Le modèle régional 1/4° pourra servir pour réaliser des expériences de sensibilité à ces structures de vent et permettre d'analyser l'ajustement dynamique de l'océan. La réponse pourra être comparée à celle forcée par les structures dominantes de flux de chaleur. La sensibilité de l'entrée d'eau Atlantique en mer de Barents pourra également être étudiée en fonction de la structure verticale du NwASC et de la variabilité de la profondeur de la couche de mélange dans ce courant.

2) Variabilité du courant d'Eau Atlantique en Arctique

La structure hydrologique de l'océan Arctique est composée de trois couches principales. La couche supérieure isole la surface de la couche intermédiaire par une halocline très marquée. Sous cette couche, on trouve une masse d'eau chaude et salée alimentée par le courant de bord d'eau Atlantique. Enfin, la couche profonde se caractérise par une température froide et une salinité élevée. L'eau Atlantique est alimentée par deux branches aux caractéristiques bien distinctes. La branche du détroit de Fram (FSB) présente un maximum de température, situé entre 150 et 200 m (Dmitrenko et al., 2009) à son entrée en Arctique. La branche de la Mer de Barents (BSB), qui pénètre en Arctique par la dépression de St Anna, possède une température inférieure à 0°C et une salinité de l'ordre de 34.85 (Schauer et al., 2002, Dmitrenko et al. 2009). A la sortie de la dépression, la BSB, qui occupe la couche 150-900 m (Schauer et al., 2002, Rudels et al., 2000), est collée à la côte et séparée de la FSB par un front étroit (de l'ordre 30 km). Le mélange latéral entre ces deux masses d'eau modifie leurs caractéristiques lors de leur parcours cyclonique dans le bassin eurasiatique (Rudels et al., 2000).

L'entraînement avec des eaux denses formées sur le plateau continental, notamment au large des îles Severnaya Zemlya, pourrait aussi changer les caractéristiques de l'eau Atlantique. Les observations des deux dernières décennies ont mis en évidence une importante variabilité de la veine Atlantique, marquée par des périodes de réchauffement de la branche FSB au début des années 90 (Quadfasel et al., 1991, Swift et al., 1997, Morison et al., 1998) et au milieu des années 2000 (Dmitrenko et al., 2008, Polyakov et al., 2011) (figure 3). Ces épisodes de réchauffement semblent principalement dûs au transport d'anomalies chaudes le long du talus continental du détroit de Fram vers le bassin d'Amundsen (Polyakov et al., 2011, Dmitrenko et al., 2008). Cependant, les mécanismes de variation de la température de l'Eau Atlantique ne semblent pas uniquement advectifs : le refroidissement simultané de la veine d'eau Atlantique sur l'ensemble du bassin eurasien à la fin des années 2000 suggère une origine liée à des modifications de la circulation ou de la ventilation de l'intérieur de l'océan (Polyakov et al., 2011). Au milieu des années 2000, la branche BSB a subi un refroidissement (Dmitrenko et al., 2009) associé aux fluctuations de la formation d'eau dense en mer de Barents, notamment dans la polynie à l'ouest de la Nouvelle Zemble (Dmitrenko et al. 2009, Boitsov et al., 2013).

L'influence de chacune des branches d'Eau Atlantique sur l'évolution des caractéristiques dans l'est du bassin eurasien devrait être analysée. Une étude récente indique la formation d'anomalie de circulation autour de la partie nord de la mer de Barents (Lien et al., 2013) qui pourrait conduire à des variations en opposition de phase des transports des branches FSB et BSB. Des simulations numériques à l'aide du modèle régional $\frac{1}{4}^\circ$, dans lesquelles, les veines d'Eau Atlantique du détroit de Fram et de la mer de Barents sont suivies à l'aide de traceurs passifs distincts, permettront de déterminer l'évolution temporelle de chacune des branches et d'estimer leur rôle dans l'évolution des anomalies de température. Les sources de traceurs étant maintenues constantes, les variations des concentrations des traceurs en Arctique constitueront donc un indice des modifications de la circulation et permettront de déterminer le rôle de l'advection dans l'évolution des anomalies de température. Ces variations de la circulation pourront ensuite être reliées aux forçages atmosphériques.

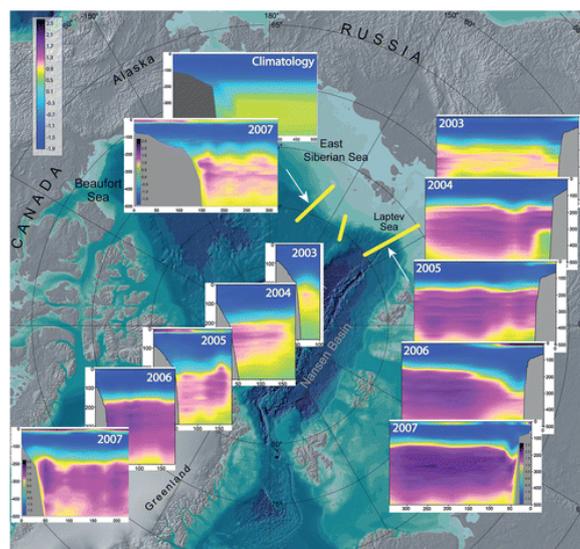


Figure 3 : Sections verticales de température (°C). Les positions des sections sont indiquées par les traits jaunes. D'après Poliakov et al., (2010).

3) Impact de l'Eau Atlantique sur la variabilité de la glace

L'arctique a connu au cours des dernières décennies un retrait de sa couverture de glace estivale, marqué par les événements extrêmes de 2007 et 2012. (e.g Stroeve et al., 2011, Cavalieri et Parkinson, 2012). Cette diminution de la couverture de glace influencerait la circulation atmosphérique hivernale de l'hémisphère nord en favorisant des phases neutre ou négative de la NAO (Francis et Hunter, 2007). En hiver, cette tendance négative de l'englacement est moins forte et plus récente (Cavalieri et Parkinson, 2012). Les anomalies hivernales de couverture de glace, concentrées dans les zones marginales de glace, semblent influencer la circulation atmosphérique. Une réduction de l'étendue de la glace dans le secteur Atlantique forcerait une réponse atmosphérique similaire à une phase négative de la NAO, ce qui constituerait donc une rétroaction négative (Alexander et al., 2004, Strong et al., 2009). Le premier mode de variabilité de la concentration de glace hivernale est caractérisée par deux dipôles dans les secteurs Atlantique et Pacifique qui varient en opposition de phase (Deser et al., 2000). Ce mode serait principalement forcé par les anomalies de circulation associée à la NAO (Deser et al., 2000). L'apport de chaleur océanique contribue également fortement aux variations de l'englacement. Le minimum de l'été 2007 semble en partie déclenché par l'excès d'apport de chaleur associé à l'Eau Pacifique (Shimada et al., 2006, Woodgate et al., 2010). Dans le bassin Eurasien, des mesures récentes suggèrent que le réchauffement de l'Eau Atlantique diminuerait l'épaisseur de glace (Alexeev et al., 2013). En mer de Barents, les périodes de faible englacement coïncideraient avec de forts transports d'Eau Atlantique (Loeng, 1991, Årthun et al., 2012). Cette région apparaît comme particulièrement importante car la couverture de glace est marquée par une forte variabilité interannuelle hivernale et présente la tendance négative la plus forte de l'Arctique en hiver (Kern et al., 2010, Cavalieri et Parkinson, 2012) (figure 4).

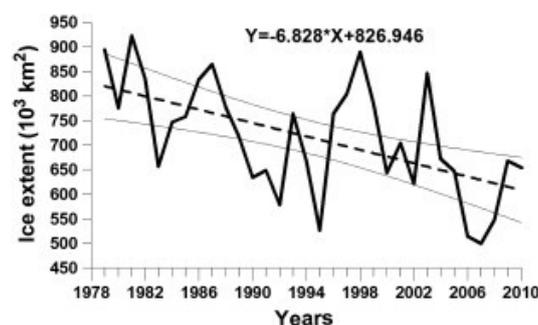


Figure 4 : Extension de la glace en mer de Barents en avril pour la période 1979-2010 (d'après Pavlova et al., 2013)

Je consacrerai une part importante de mon activité à une meilleure compréhension du rôle de l'océan sur la variabilité de la glace de mer. Dans un premier temps, je m'intéresserai à la variabilité en mer de Barents et plus généralement au secteur Atlantique. En effet, des études récentes indiquent qu'un retrait de la glace de mer dans cette région tend à déplacer le

parcours des tempêtes vers le nord et aurait pour conséquence le développement d'une anomalie anticyclonique de circulation atmosphérique centrée sur l'Asie. Cette anomalie de circulation advecterait de l'air froid sur le continent Eurasien (Inoue et al., 2012) à l'origine des hivers sévères en Europe en 2005/2006, 2009/2010 et 2010/2011 (Yang and Christensen 2012, Petoukhov et Semenov, 2010). Les principaux modes de variabilité de la glace de mer seront déterminés sur le bassin eurasien et la mer de Barents pour chaque saison. Les rôles respectifs de l'atmosphère et de l'océan seront évalués. En mer de Barents, le lien entre la variabilité de la glace et le transport de chaleur de l'Eau Atlantique entrant semble clairement établi (Årthun et al., 2012) à l'échelle annuelle.

L'analyse préliminaire de la concentration de glace semble indiquer la présence de deux modes de variabilité (fig. 5) : le premier est associé au déplacement méridien du bord de glace et le second reflète les variations d'englacement à l'ouest de la Nouvelle Zemble. En mer de Barents, la veine d'eau Atlantique se sépare de nouveau en deux branches. L'influence respective de chacune des deux branches d'Eau Atlantique sur les modes de glace sera détaillée.

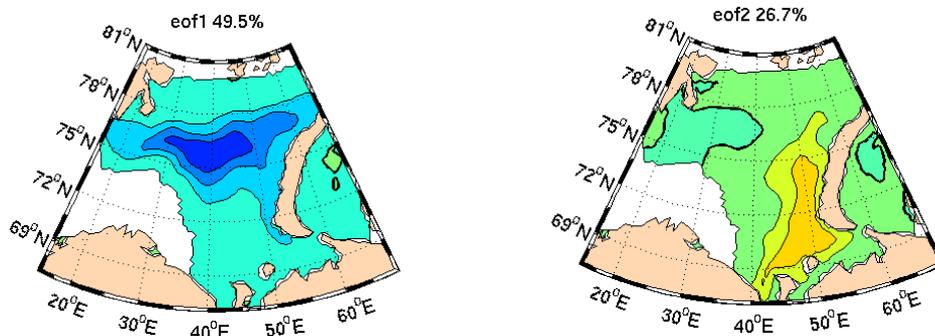


Figure 5 : 1ere Eof (gauche) et 2nde Eof (droite) de la concentration de glace en hiver en mer de Barents. Les eof sont calculées sur la période 1979-2011 à partir des données SSM/I-SSMR.

Les observations suggèrent également une influence du réchauffement de la branche d'Eau Atlantique s'écoulant à travers le détroit de Fram sur la variabilité de la glace en Arctique. Les observations in-situ indiquent que l'augmentation de température de l'Eau Atlantique serait en partie transmise à la couche inférieure de la halocline, située juste sous la couche de mélange et s'accompagnerait d'une diminution de la stratification (Polyakov et al., 2010). A partir de ces observations, l'analyse d'un modèle unidimensionnel suggèrerait une augmentation du flux vertical de chaleur en surface de l'ordre de 0.5 W.m^{-2} dans les années 2000, susceptible d'entraîner une diminution de l'épaisseur de glace de l'ordre de 20-30 cm sur une période de l'ordre de 50 ans (Polyakov et al. 2010). De même, Alexeev et al. (2013) attribuent la réduction de l'épaisseur de glace au nord du Svalbard au milieu des années 2000 au réchauffement de la veine d'eau Atlantique.

Dans un premier temps, on tentera d'établir un bilan de chaleur de la couche de mélange, et le rôle des transferts de la couche d'eau Atlantique sur ce bilan. Ces transferts pourraient également être associés à des modifications grande échelle de la circulation : une redistribution de l'eau douce vers le bassin canadien tendrait à réduire la stratification dans le bassin eurasien et pourrait favoriser des approfondissements de la couche de mélange. Cette étude nécessitera le développement d'une configuration haute résolution sur tout l'Arctique,

afin de mieux représenter l'activité tourbillonnaire qui semble important pour l'évolution du contenu de chaleur de la couche d'eau Atlantique. L'analyse des simulations numériques sera couplée à l'étude de données satellitaires (SSM/I, AMSR-E, AMSR2, ICESat), et une utilisation plus intensive des observations-in situ.

Bibliographie

- Aagaard, K., and E. C. Carmack (1989), The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation, *J. Geophys. Res.*, *94*(C10), 14,485–14,498.
- Agnew, T., A. Lambe and D. Long (2008), Estimating sea ice area flux across the Canadian Arctic Archipelago using enhanced AMSR-E, *J. Geophys. Res.*, *113*, C10011, doi:10.1029/2007JC04582.
- Alexander, M. A., U. S. Bhatt, J. E. Walsh, M. S. Timlin, J. S. Miller, and J. D. Scott (2004), The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter, *J. Clim.*, *17*(5), 890-905.
- Alexeev, V. A., Ivanov, V. V., Kwok, R., and Smedsrud, L. H.: North Atlantic warming and declining volume of arctic sea ice, *The Cryosphere Discuss.*, *7*, 245-265, doi:10.5194/tcd-7-245-2013, 2013.
- Andersson, M., K. A. Orvik, J. H. LaCasce, I. Koszalka, and C. Mauritzen (2011), Variability of the Norwegian Atlantic Current and associated eddy field from surface drifters, *J. Geophys. Res.*, *116*, C08032, doi:10.1029/2011JC007078.
- Arfeuille, G., Mysak, L. A. & Tremblay, L.-B. 2000: Simulation of the interannual variability of the wind-driven Arctic sea-ice cover during 1958–1998. *Clim. Dyn.* *16*, 107–121.
- Årthun, M. and C. Schrum (2010), Ocean surface heat flux variability in the Barents Sea, *J. Mar. Syst.*, *83*, 88–98, doi:10.1016/j.jmarsys.2010.07.003.
- Årthun, M., R. B. Ingvaldsen, L. H. Smedsrud, and C. Schrum (2011), Dense water formation and circulation in the Barents Sea, *Deep-Sea Research I*, *58*, 801–817, doi:10.1016/j.dsr.2011.06.001.
- Årthun, M., T. Eldevik, L. H. Smedsrud, Ø. Skagseth, and R. Ingvaldsen (2012), Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat, *J. Clim.*, *25*, 4736-4743, doi:10.1175/JCLI-D-11-00466.1.
- Bamber J, van den Broeke M, Etterna J, Lenaerts J, Rignot E (2012) Recent large increases in freshwater fluxes from greenland into the North Atlantic. *Geophys Res Lett* *39*(19):L19501
- Barnston, A., and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality, and persistence of low-frequency circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, *115*, 1083–1126.
- Belkin, I. M. (2004), Propagation of the “Great Salinity Anomaly” of the 1990s around the northern North Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L08306, doi:10.1029/2003GL019334.
- Berx, B., Hansen, B., Østerhus, S., Larsen, K. M., Sherwin, T., and Jochumsen, K.: Combining in situ measurements and altimetry to estimate volume, heat and salt transport variability through the Faroe–Shetland Channel, *Ocean Sci.*, *9*, 639-654, doi:10.5194/os-9-639-2013, 2013.
- Bindoff, N.L., Williams, G.D., Allison, I., 2001. Sea-ice growth and water-mass modification in the Mertz Glacier polynya, East Antarctica, during winter. *Ann. Glaciol.* *33*, 399e406.
- Blindheim, J., Borovkov, V., Hansen, B., Malmberg, S.-A., Turrell, W.R., Østerhus, S., 2000. Upper layer cooling and freshening in the Norwegian Sea in relation to atmospheric forcing. *Deep-Sea Res.* *47*, 655–680.
- Boitsov, V. D., Karsakov, A. L., and Trofimov, A. G. 2012. Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000–2009. – *ICES Journal of Marine Science*, *69*: 833–840.
- Boyer, T., and S. Levitus (2002), Harmonic analysis of climatological sea surface salinity, *J. Geophys. Res.*, *107*(C12), 8006, doi:10.1029/2001JC000829.
- Budéus G. and S. Ronski (2009): An integral view of the hydrographic development in the Greenland Sea over a Decade. *The Open Oceanography Journal* . doi: 10.2174/1874252100903010008
- Broecker W.S: Abrupt climate change causal constraints provided by the paleoclimate record *Earth-Science Reviews*, *51* (2000), pp. 137–154

- Cassou, C., L. Terray, J. Hurrell, and C. Deser (2004), North Atlantic winter climate regimes: Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing, *J. Clim.*, 17, 1055–1068, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2.
- Cavaliere, D. J. and Parkinson, C. L.: Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010, *The Cryosphere*, 6, 881–889, doi:10.5194/tc-6-881-2012, 2012
- Cayan, D.R. (1992): Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans, driving the sea surface temperature *J. Phys. Oceanogr.*, 22, pp. 859–881
- Cessi, P., and S. Louazel, 2001: Decadal oceanic response to stochastic wind forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 3020–3029.
- Chafik, L.: The response of the circulation in the Faroe-Shetland Channel to the North Atlantic Oscillation, *Tellus A*, 64, 18423, doi:10.3402/tellusa.v64i0
- Clarke, R. A., and J. C. Gascard, 1983: The formation of Labrador Sea water. Part I: Large-scale processes. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1764–1778.
- Condrón, A., P. Winsor, C. Hill, and D. Menemenlis (2009), Simulated response of the arctic freshwater budget to extreme NAO wind forcing, *J. Clim.*, 22, 2422–2437.
- Cuny, J., P. B. Rhines and R. Kwok (2005), Davis Strait volume, freshwater and heat fluxes, *Deep Sea Res., Part I*, 52, 519–542.
- Curry, R. and C. Mauritzen, 2005. Dilution of the northern North Atlantic in recent decades. *Science*, 308, 1772–1774.
- Curry, B., C. M. Lee, B. Petrie, 2011: Volume, Freshwater, and Heat Fluxes through Davis Strait, 2004–05*. *J. Phys. Oceanogr.*, 41, 429–436. doi: 10.1175/2010JPO4536.1
- Danabasoglu G (2008) On multi-decadal variability of the Atlantic meridional overturning circulation in the community climate system model version 3 (CCSM3). *J Clim* 21:5524–5544
- de Jong M., H. M. van Aken, K. Våge, R. S. Pickart, (2012) Convective mixing in the central Irminger Sea: 2002–2010, *Deep Sea Res. Part I*, 63, 36–51, doi: 10.1016/j.dsr.2012.01.003.
- de Steur, L., E. Hansen, R. Gerdes, M. Karcher, E. Fahrback, and J. Holfort (2009), Freshwater fluxes in the East Greenland Current: A decade of observations, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L23611, doi:10.1029/2009GL041278.
- Delworth TL, Manabe S, Stouffer R (1993) Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *J Clim* 6:1993–2011
- Delworth TL, Greatbatch RJ (2000) Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. *J Clim* 13:1481–1495
- Deser, C. (2000), On the teleconnectivity of the “Arctic oscillation”, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 779–782.
- Deser, C., Walsh, J. and Timlin, M.S. 2000. Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *Journal of Climate* 13: 617–633.
- Deshayes, J. and C. Frankignoul. 2005. Spectral characteristics of the response of the meridional overturning circulation to deep water formation. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 1813–1825.
- Dickson, R. R., J. Meincke, S.-A. Malmberg and A. J. Lee (1988), The “Great Salinity Anomaly” in the northern North Atlantic 1968–1982. *Prog. Oceanog.*, 20, 103–151.
- Dickson, R. R., B. Rudels, S. Dye, M. Karcher, J. Meincke, I. Yashayaev (2007), Current estimates of freshwater flux through Arctic and subarctic seas. *Prog. Oceanog.*, 73, 210–230 doi:10.1016/j.pocean.2006.12.003.
- Dmitrenko, I. A., S. A. Kirillov, and L. B. Tremblay (2008), The long-term and interannual variability of summer fresh water storage over the eastern Siberian shelf: Implication for climatic change. *J. Geophys. Res.*, 113, C03007, doi:10.1029/2007JC004304.

- Dmitrenko, I. A., and Coauthors, 2008: Toward a warmer Arctic Ocean: Spreading of the early 21st century Atlantic Water warm anomaly along the Eurasian Basin margins. *J. Geophys. Res.*, 113, C05023, doi:10.1029/2007JC004158
- Dmitrenko, I. A., and Coauthors, 2009: Seasonal modification of the Arctic Ocean intermediate water layer off the eastern Laptev Sea continental shelf break. *J. Geophys. Res.*, 114, C06010, doi:10.1029/2008JC005229.
- Dmitrenko, I. A., D. Bauch, S. A. Kirillov, N. Koldunov, P. J. Minnette, V. V. Ivanov, J. A. Hölemann, and L. A. Timokhov, 2009: Barents Sea upstream events impact the properties of Atlantic Water inflow into the Arctic Ocean: Evidence from 2005 to 2006 downstream observations.
- Dodd P.A. , B. Rabe, E. Hansen, E. Falck, A. Mackensen, E. Rohling, C. Stedmon, S. Kristiansen The freshwater composition of the Fram Strait outflow derived from a decade of tracer measurements *J. Geophys. Res.*, 117 (2012). doi:10.1029/2012JC008011
- Eden, C., and J. Willebrand (2001), Mechanism of interannual to decadal variability in the North Atlantic Ocean, *J. Clim.*, 14, 2266 – 2280, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2266:MOITDV>2.0.CO;2.
- Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nuñez, and P. J. Trimble (2001), The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2077–2080.
- Ezraty, R., F. Girard-Arduin, and D. Croize'-Fillon (2007), Sea ice drift in the central Arctic using the 89 GHz brightness temperatures of the Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E)—User's manual, version 2.0, Inst. Fr. de Rech. Pour l'Exploit. de la Mer, Brest, France.
- 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, doi:10.1175/2787.1.
- Feldstein, S.B., 2002. The recent trend and variance increase of the Annular Mode. *Journal of Climatology* 15, 88–94.
- Février, S., J. Sirven, and C. Herbaut, 2007: Interaction of a coastal Kelvin wave with the mean state in the Gulf Stream separation area. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1429–1444.
- Francis, J. A. and E. Hunter (2007), Drivers of declining sea ice in the Arctic winter: A tale of two seas. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (17).
- Gammelsrød, T., Ø. Leikvin, V. Lien, W. Budgell, H. Loeng, and W. Maslowski (2009), Mass and heat transports in the NE Barents Sea: Observations and models, *J. Marine Syst.*, 75, 56–69, doi:10.1016/j.marsys.2008.07.010.
- Gascard, J. C., 1978: Mediterranean Deep Water formation, baroclinic instabilities and oceanic eddies. *Oceanol. Acta*, 3, 315–330.
- Germe A, Houssais M-N, Herbaut C, Cassou C (2011) Greenland Sea sea ice variability over 1979–2007 and its link to the surface atmosphere. *J Geophys Res* 116. doi:10.1029/2011JC006960
- Getzlaff, J., C. W. Böning, C. Eden, and A. Biastoch (2005), Signal propagation related to the North Atlantic overturning, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09602, doi:10.1029/2004GL021002.
- Giles, K. A., Laxon, S. W., Ridout, A. L., Wingham, D. J. & Bacon, S: Western Arctic Ocean freshwater storage increased by wind-driven spin-up of the Beaufort Gyre, *Nature Geosci.* 5, 194–197 (2012), doi:10.1038/ngeo1379
- Haak, H., J. Jungclaus, U. Mikolajewicz, and M. Latif (2003), Formation and propagation of great salinity anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1473, doi:10.1029/2003GL017065.
- Häkkinen, S. (1993), An Arctic source for the Great Salinity Anomaly: Simulation of the Arctic ice ocean system for 1955–1975. *J. Geophys. Res.*, 98, 16397–16410.

- Häkkinen, S., 2002. Surface salinity variability in the northern North Atlantic during recent decades. *Journal of Geophysical Research* 105 (C12), 8003.
- Häkkinen, S., and A. Proshutinsky (2004), Freshwater content variability in the Arctic ocean, *J. Geophys. Res.*, 109, C03051, doi:10.1029/2003JC001940.
- Häkkinen, S., and P. B. Rhines (2004), Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s, *Science*, 304, 555–559, doi:10.1126/science.1094917.
- Hansen, B., Hátún, H., Kristiansen, R., Olsen, S. M., and Østerhus, S.: Stability and forcing of the Iceland-Faroe inflow of water, heat, and salt to the Arctic, *Ocean Sci.*, 6, 1013-1026, doi:10.5194/os-6-1013-2010, 2010.
- Hátún, H., A. B. Sandø, H. Drange, B. Hansen, and H. Valdimarsson (2005), Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation, *Science*, 309, 1841–1844, doi:10.1126/science.1114777.
- Herbaut, C., Houssais, M.-N., Sirven, J., 2006. Impact of the Northern annular mode on the fresh water exchange between the Arctic and the North Atlantic. *Deep-Sea Res.* 53, 474–484.
- Herbaut, C., and M.-N. Houssais (2009), Response of the eastern North Atlantic subpolar gyre to the North Atlantic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17607, doi:10.1029/2009GL039090.
- Hilmer, M., and T. Jung (2000), Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic Sea ice export, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 989–992.
- Holfort, J., E. Hansen, S. Østerhus, S. Dye, S. Jónsson, J. Meincke, J. Mortensen, M. Meredith, 2008. Freshwater Fluxes East of Greenland. In: *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes, Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. Edited by R.R. Dickson, J. Meincke and P. Rhines. Springer, pp 263-287, DOI:10.1007/978-1-4020-6774-7
- Holland, M.M., Bitz, C.M., Eby, M., Weaver, A.J., 2001. The role of ice-ocean interactions in the variability of the North Atlantic thermohaline circulation. *Journal of Climatology* 14, 656–675.
- Holliday, N.P.; Hughes, S.L.; Bacon, S.; Beszczynska-Möller, A.; Hansen, B.; Lavin, A.; Loeng, H.; Mork, K.A.; Østerhus, S.; Sherwin, T.; Walczowski, W.. 2008 Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas. *Geophysical Research Letters*, 35. L03614. 10.1029/2007GL032675
- Holliday, N.P., Hughes, S.L., Borenas, K., Feistel, R., Gaillard, F., Lavin, A., Loeng, H., Mork, K.A., Nolan, G., Quante, M. and Somavilla, R. (2011) Long-term physical variability in the North Atlantic Ocean. In, Reid, P.C. and Valdes, L. (eds.) *ICES Status Report on Climate Change in the North Atlantic*. Copenhagen, DK, International Council for the Exploration of the Sea, 21-46. (ICES Cooperative Research Report, 310).
- Houghton, R. W. and M. H. Visbeck (2002), Quasi-decadal salinity fluctuations in the Labrador Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 687-701.
- Houssais, M.-H., Herbaut, C., 2003. Variability of the ice export through Fram Strait in 1993-98: the winter 1994/95 anomaly. *Polar Research* 22 (1), 99–106.
- Houssais, M.-N., C. Herbaut, P. Schlichtholz, and C. Rousset (2007), Arctic salinity anomalies and their link to the North Atlantic during a positive phase of the Arctic Oscillation, *Prog. Oceanogr.*, 73,160-189, doi:10.1016/j.pocean.2007.02.005.
- Houssais, M.-N., and C. Herbaut (2011), Atmospheric forcing on the Canadian Arctic Archipelago freshwater outflow and implications for the Labrador Sea variability, *J. Geophys. Res.*, 116, C00D02, doi:10.1029/2010JC006323.
- Huang, R. X., M. A. Cane, N. Naik and P. Goodman. 2000. Global adjustment of the thermocline in response to deepwater formation. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 759–762.

- Hughes, S.; Holliday, N.P.; Gaillard, F.; ICES Working Group on Oceanic Hydrography, .. 2012 Variability in the ICES/NAFO region between 1950 and 2009: observations from the ICES Report on Ocean Climate. ICES Journal of Marine Science, 69 (5). 706-719. 10.1093/icesjms/fss044
- Hurrell, J.W. and H. van Loon (1997), Decadal Variations associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change: Vol. 36*, pp.301-326.
- Hurrell, J. W., and C. Deser, 2009: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *J. Mar. Syst.*, 78, No. 1, 28-41, DOI:10.1016/j.jmarsys.2008.11.026.
- Ingvaldsen, R. B., L. Asplin, and H. Loeng (2004), Velocity field of the western entrance to the Barents Sea, *J. Geophys. Res.*, 109, C03021, doi:10.1029/2003JC001811.
- Inoue, J., M. E. Hori, and K. Takaya (2012), The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly. *J. Clim.*, 25, 2561–2568.
- Isachsen, P. E., I. Koszalka, and J. H. LaCasce (2012), Observed and modeled surface eddy heat fluxes in the eastern Nordic Seas, *J. Geophys. Res.*, 117, C08020, doi:10.1029/2012JC007935.
- Ivanov VV, Shapiro GI (2005) Formation of a dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea. *Deep-Sea Res.* 52(1):1699–1717
- Jahn A., B. Tremblay, L. A. Mysak, and R. Newton (2010), Effect of the large scale atmospheric circulation on the variability of the Arctic Ocean freshwater export, *Clim. Dyn.*, doi 10.1007/s00382-009-0558-z.
- Jahn, A., et al. (2012), Arctic Ocean freshwater - How robust are model simulations?, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2012JC007907
- Johns, W. E., and Coauthors, 2011: Continuous, Array-Based Estimates of Atlantic Ocean Heat Transport at 26.5°N. *J. Climate*, 24, 2429–2449. doi: 10.1175/2010JCLI3997.1
- Johnson, M.A., Polyakov, I.V., 2001. The Laptev Sea as a source of recent Arctic Ocean salinity changes. *Geophys. Res. Lett.* 28 (10), 2017–2020.
- Johnson, G. C., and N. Gruber (2007), Decadal water mass variations along 20°W in the northeastern Atlantic Ocean, *Prog. Oceanogr.*, 73, 277– 295, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.022.
- Johnson, H. L. and D. P. Marshall. 2002. A theory for the surface Atlantic response to thermohaline variability. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 1121–1132.
- Johnson, H. L. and D. P. Marshall. 2004. Global teleconnections of meridional overturning circulation anomalies. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1702–1722.
- Jones, H., and J. Marshall, 1993: Convection with rotation in a neutral ocean: A study of open-ocean convection. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1009–1039.
- Jones, H., and J. Marshall, 1997: Restratification after deep convection. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2276–2287
- Jones, E. P., L. G. Anderson, S. Jutterstrmb and J. H. Swift. Sources and distribution of fresh water in the East Greenland Current. *Progress In Oceanography*, 78(1), 37–44,
- Jónsson, S., and Valdimarsson, H. Water mass transport variability to the North Icelandic shelf, 1994–2010. – *ICES Journal of Marine Science*, doi:10.1093/icesjms/fss024.
- Jungclaus J. H., H. Haak, M. Latif, and U. Latif (2005), Arctic-North Atlantic interactions and multidecadal variability of the meridional overturning circulation, *J. Clim.*, 18, 4013-4031.
- Karcher, M., R. Gerdes, F. Kauker, C. Köberle and I. Yashayaev (2005), Arctic Ocean heralds North Atlantic freshening, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21606, doi:10.1029/2005GL023861.
- Karcher M., F. Kauker, R. Gerdes, E. Hunke, J. Zhang: On the dynamics of Atlantic water circulation in the Arctic Ocean, *J. of Geophys. Res.*, 112 (2007), doi: 10.1020/2006JC003630

- Karcher M., Beszczynska-Möller A., Kauker F., Gerdes R., Heyen S., Rudels B., Schauer U. Arctic Ocean warming and its consequences for the Denmark Strait overflow. *Journal of Geophysical Research* 2011;116:C02037. doi:10.1029/2010JC006265.
- Karstensen, J., P. Schlosser, D. W. R. Wallace, J. L. Bullister, and J. Blindheim (2005), Water mass transformation in the Greenland Sea during the 1990s, *J. Geophys. Res.*, 110, C07022, doi:10.1029/2004JC002510.
- Kawase, M. 1987. Establishment of deep ocean circulation driven by deep-water production. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 2294–2317.
- Kern, S., L. Kaleschke, and G. Spreen (2010), "Climatology of the Nordic (Irminger, Greenland, Barents, Kara, White/Pechora) Seas ice cover based on 85 GHz satellite microwave radiometry: 1992-2008", *Tellus A*, 62A, 411-434, doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00457.x
- Kerr, R. A. (2000), A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, *Science*, 288, 1984–1985.
- Kliem, N., and D.A. Greenberg (2003), Diagnostic simulations of the summer circulation in the Canadian Arctic Archipelago- *Atmos-Ocean*, 41, 273-289.
- Köberle, C., and R. Gerdes (2003), Mechanisms determining the variability of the Arctic sea ice conditions and export. *J. Clim.*, 16, 2843-2858.
- Koszalka, I., C. Mauritzen, and J. H. LaCasce (2013), In pursuit of anomalies—Analyzing the poleward transport of Atlantic Water with surface drifters, *Deep. Sea Res. II*, 85, 96-108, doi: 10.1016/j.dsr2.2012.07.035
- Kwon, Y.-O., and C. Frankignoul, 2012: Stochastically-driven multidecadal variability of the Atlantic meridional overturning circulation in CCSM3. *Climate Dyn.*, 38, 859–876, doi:10.1007/s00382-011-1040-2.
- Kwok, R., L. Toudal Pedersen, P. Gudmandsen, and S. S. Pang (2010), Large sea ice outflow into the Nares Strait in 2007, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L03502, doi:10.1029/2009GL041872.
- Kwok, R., and G. F. Cunningham (2008): ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness, *J. Geophys. Res.*, 113, C08010, doi:10.1029/2008JC004753.
- Kwok, R. (2005), Variability of Nares Strait ice flux, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24502, doi:10.1029/2005GL024768.
- Kwok, R. (2009), Outflow of Arctic ocean sea ice into the Greenland and Barents seas:1979-2007, *J. Clim.*, 22, 2438-2457, doi:10.1175/2008JCLI2819.1
- Kwok, R., G. F. Cunningham and S. S. Pang (2004), Fram Strait sea ice outflow, *J. Geophys. Res.*, 109, C01009, doi:10.1029/2003JC001785.
- Kwok, R. and D. A. Rothrock (1999), Variability of Fram Strait ice flux and the North Atlantic Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 104(C3), 5177-5189.
- Kwon, Y.-O., and C. Frankignoul, 2012: Stochastically-driven multidecadal variability of the Atlantic meridional overturning circulation in CCSM3. *Climate Dyn.*, 38, 859–876, doi:10.1007/s00382-011-1040-2.
- Lab Sea Group (J. Marshall, F. Dobson, K. Moore, P. Rhines, M. Visbeck, E. d'Asaro, K. Bumke, S. Chang, R. Davis, K. Fisher, R. Garwood, P. Guest, R. Harcourt, C. Herbaut, T. Holt, J. Lazier, S. Legg, J. McWilliams, R. Pickart, M. Prater, I. Renfrew, F. Schott, U. Send, W. Smethie), 1998: The Labrador Sea Deep Convection Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 2033–2058.
- Lacarra M., M.-N. Houssais, E. Sultan, S. Rintoul, C. Herbaut Summer hydrography on the shelf off Terre Adélie/George V Land based on the ALBION and CEAMARC observations during the IPY Polar Sci., 5 (2) (2011), pp. 88–103

- Larsen, K. M. H., Hátún, H., Hansen, B., and Kristiansen, R. Atlantic water in the Faroe area: sources and variability. – ICES Journal of Marine Science, doi:10.1093/icesjms/fss028.
- Lavender, K. L., R. E. Davis, and W. B. Owens, 2002: Observations of open-ocean deep convection in the Labrador Sea from subsurface floats. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 511–526.
- Lazier, J. R.N. (1980), Oceanographic conditions at Ocean Weather Ship Bravo 1964-1974, *Atmos-Ocean*, 18, 227-238.
- Leaman, K., and D. Friedrich A. Schott, 1991: Hydrographic Structure of the Convection Regime in the Gulf of Lions: Winter 1987. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 575–598. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0575:HSOTCR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0575:HSOTCR>2.0.CO;2)
- Lherminier, P., R. R. Harcourt, R. W. Garwood, and J. C. Gascard, 2001: Interpretation of mean vertical velocity measured by isobaric floats during deep convective events. *J. Mar. Syst.*, 29, 221–237.
- Li, S., and T. A. McClimans (1998), The effects of winds over a barotropic retrograde slope current, *Cont. Shelf Res.*, 18, 457–485.
- Lien V. S., Vikebø F. B., Skagseth Ø. One mechanism contributing to co-variability of the Atlantic inflow branches to the Arctic. *Nature Communications* 2013;4:1488. doi:10.1038/ncomms2505.
- Lique, C., A.-M. Tréguier, M. Scheinert and T. Penduff (2009), A model-based study of ice and freshwater transport variability along both sides of Greenland, *Clim. Dyn.*, 33, 685-705.
- Loeng, H. (1991), Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea, *Polar Res.*, 10(1), 5–18
- Lumpkin, R., and K. Speer, 2007: Global ocean meridional overturning. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 2550–2562
- Madec, G., M. Chartier, P. Delecluse, and M. Crépon, 1991: Numerical study of deep water formation in the northwestern Mediterranean Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1349–1371
- Madec, G. (2008), “NEMO ocean engine”, *Note du pôle de modélisation*. Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), France. No 27 ISSN No 1288-1619.
- Marshall, J., A. Adcroft, C. Hill, L. Perelman, and C. Heisey, 1997: A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers. *J. Geophys. Res.*, 102, 5753–5766.
- Marshall, J., H. Johnson, and J. Goodman (2001), A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with the ocean circulation, *J. Clim.*, 14, 1399–1421, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1399:ASOTIO>2.0.CO;2.
- McGeehan, T. and W. Maslowski (2012), Evaluation and Control Mechanisms of Volume and Freshwater Export through the Canadian Arctic Archipelago in a High-Resolution Pan-Arctic Ice-Ocean Model, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2011JC007261
- McPhee, M. G., A. Proshutinsky, J. H. Morison, M. Steele, and M. B. Alkire (2009), Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L10602, doi:10.1029/2009GL037525.
- Melling, H., T. A. Agnew, K. K. Falkner, D. A. Greenberg, C. M. Lee, A. Münchow, B. Petrie, S. J. Prinsenberg, R. M. Samelson, and R. A. Woodgate (2008), Fresh-Water Fluxes via Pacific and Arctic Outflows Across the Canadian Polar Shelf, in *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes*, edited by R. R. Dickson et al., pp. 193-247, Springer.
- Meredith, M., K. Heywood, P. Dennis, L. Goldson, R. White, E. Fahrbach, U. Schauer, and S. Østerhus (2001), Freshwater fluxes through the Western Fram Strait, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1615-1618.

- Midttun, L. (1985), Formation of dense bottom water in the Barents Sea, *Deep-Sea Res.*, 32(10), 1233–1241.
- Mignot, J., and C. Frankignoul, 2005: The variability of the Atlantic meridional overturning circulation, the North Atlantic Oscillation, and the El Niño–Southern Oscillation in the Bergen Climate Model. *J. Climate*, 18, 2361–2375.
- Milliff, R. F., and J. C. McWilliams, 1994: The evolution of boundary pressure in ocean basins. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 1317–1338.
- Morison, J., Steele, M., and Andersen, R.: Hydrography of the upper Arctic Ocean measured from the nuclear submarine U.S.S. Pargo, *Deep Sea Research I*, 45(1), 15–38, 1998.
- Morison, J., R. Kwok, C. Peralta-Ferriz, M. Alkire, I. Rigor, R. Andersen, and M. Steele, Changing Arctic Ocean Freshwater Pathways Measured With ICESat and GRACE, *Nature*, Vol. 481, doi:10.1038/nature10705, 2012.
- Münchow, A. and H. Melling (2008), Ocean current observations from Nares Strait to the west of Greenland: Interannual to tidal variability and forcing. *J. Mar. Res.*, 66, 801, 833.
- Myers, P. G. (2005), Impact of freshwater from the Canadian Arctic Archipelago on Labrador Sea Water formation, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06605, doi:10.1029/2004GL022082.
- Newton, R., P. Schlosser, D.G. Martinson and W. Maslowski (2008), Freshwater distribution in the Arctic Ocean: simulation with a high-resolution model and model-data comparison, *J. Geophys. Res.* 13, C05024, doi:10.1029/2007JC004111.
- Nilsson, J., G. Bjork, B. Rudels, P. Winsor, and D. Torres. Liquid freshwater transport and Polar Surface Water characteristics in the East Greenland Current during the AO-02 Oden expedition. *Progress in Oceanography*, 78, 45–75, 2008.
- Orvik, K. A., Ø. Skagseth, and M. Mork (2001), Atlantic inflow to the Nordic Seas: Current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations, 1995–1999, *Deep Sea Res. Part I*, 48(4), 937–957.
- Østerhus, S., W. R. Turrell, S. Jónsson, and B. Hansen (2005), Measured volume, heat, and salt fluxes from the Atlantic to the Arctic Mediterranean, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07603, doi:10.1029/2004GL022188.
- Palter J. B. , M.S. Lozier, K.L. Lavender How does Labrador Sea water enter the deep western boundary current? *J. Phys. Oceanogr.*, 38 (2008), pp. 968–983
- Peterson, I., J. Hamilton, S. Prinsenberg, and R. Pettipas (2012), Wind Forcing of Volume Transport through Lancaster Sound, *J. Geophys. Res.*, 117., doi:10.1029/2012JC008140.
- Petoukhov, V., and V. A. Semenov (2010), A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents, *J. Geophys. Res.*, 115, D21111, doi:10.1029/2009JD013568.
- Primeau, F., 2002: Long Rossby wave basin-crossing time and the resonance of low-frequency basin modes. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 2652–2665.
- Prinsenberg, S. J. and E. B. Bennett, 1989: Vertical variations of tidal currents in shallow land fast ice-covered regions. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1268-1278.
- Polyakov, I. V., and Coauthors, 2010: Arctic Ocean warming reduces polar ice cap. *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 2743–2756.
- Polyakov, I. V., and Coauthors, 2011: Fate of early-2000s Arctic warm water pulse. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 561–566.
- Proshutinsky, A., R. Krishfield, M.-L. Timmermans, J. Toole, E. Carmack, F. McLaughlin, W. J. Williams, S. Zimmermann, M. Itoh, and K. Shimada, (2009), Beaufort Gyre freshwater reservoir: State and variability from observations, *J. Geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2008JC005104.
- Quadfasel, D., Sy, A., Wells, D., and Tunik, A.: Warming in the Arctic, *Nature*, 350, 385, 1991.

- Quadfasel, D., B. Rudels, and S. Selchow (1992). The Central Bank vortex in the Barents Sea: watermass transformation and circulation. *ICES Mar. Sci. Symp.*
- Rabe, B., Karcher, M., Schauer, U., Toole, J., Krishfield, R., Pisarev, S., Kauker, F., Gerdes, R., and Kikuchi, T.: An assessment of Arctic Ocean freshwater content changes from the 1990s to 2006–2008, *Deep-Sea Res. Pt. I*, 58, 173–185, doi:10.1016/j.dsr.2010.12.002, 2011.
- Rabe, B., H. Johnson, A. Münchow, and H. Melling: Geostrophic Currents and freshwater fluxes across the Canadian polar shelf via Nares Strait. *J. Mar. Res.*, 70, 603–640, 2012.
- Rabe, B., Dodd, P. A., Hansen, E., Falck, E., Schauer, U., Mackensen, A., Beszczynska-Möller, A., Kattner, G., Rohling, E. J., and Cox, K.: Liquid export of Arctic freshwater components through the Fram Strait 1998–2011, *Ocean Sci.*, 9, 91–109, doi:10.5194/os-9-91-2013, 2013.
- Reverdin, G., 2010. North Atlantic subpolar gyre surface variability (1895–2009). *J. Climate*, 17, 4571–4584. doi:10.1175/2010JCLI3493.1
- Rhein, M. (1996), Convection in the Greenland Sea, 1982–1993, *J. Geophys. Res.*, 101(C8), 18183–18192, doi:10.1029/96JC01295.
- Richter, K., T. Furevik, and K. A. Orvik (2009), Effect of wintertime low-pressure systems on the Atlantic inflow to the Nordic seas, *J. Geophys. Res.*, 114, C09006, doi:10.1029/2009JC005392.
- Richter, K., O. H. Segtnan, and T. Furevik (2012), Variability of the Atlantic inflow to the Nordic Seas and its causes inferred from observations of sea surface height, *J. Geophys. Res.*, 117, C04004, doi:10.1029/2011JC007719.
- Rigor, I. G., and J. M. Wallace, 2004: Variations in age of Arctic sea ice and summer sea-ice extent. *Geophys. Res. Lett.*, 31.L09401, doi:10.1029/2004GL019492
- Rigor, I., R. Colony, and S. Martin, (2000), Variations in Surface Air Temperature Observations in the Arctic, 1979 - 1997, *J. Climate*, 13, 896–914.
- Ronski, S. and Budéus, G. (2005): How to identify winter convection in the Greenland Sea from hydrographic summer data, *Journal of geophysical research-oceans*, 110 (11), pp. 1–15. doi: 10.1029/2003JC002156
- Rosby T., Prater M. D., Søiland H. Pathways of inflow and dispersion of warm waters in the Nordic seas. *Journal of Geophysical Research* 2009;114:C04011.
- Rudels, B., D. Quadfasel, H. Friedrich, and M.-N. Houssais (1989), Greenland Sea convection in the winter of 1987–1988, *J. Geophys. Res.*, 94(C3), 3223–3227, doi:10.1029/JC094iC03p03223.
- Rudels, B., Muench, R. D., Gunn, J., and Schauer, U.: The Arctic Ocean north of the Siberian shelves: Advection, lateral mixing, slope convection and intermediate and deep water characteristics. *J. Marine Systems*, 25, 77–99, 2000a.
- Sandø, A. B., and T. Furevik (2008), Relation between the wind stress curl in the North Atlantic and the Atlantic inflow to the Nordic Seas, *J. Geophys. Res.*, 113, C06028, doi:10.1029/2007JC004236.
- Schauer, U., Rudels, B., Jones, E. P., Anderson, L. G., Muench, R. D., Björk, G., Swift, J. H., Ivanov, V., and Larsson, A.-M.: Confluence and redistribution of Atlantic water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins, *Ann. Geophys.*, 20, 257–273, doi:10.5194/angeo-20-257-2002, 2002.
- Schauer, U., H. Loeng, B. Rudels, V.K. Ozhigin, W. Dieck (2002), Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas, *Deep-Sea Res. I*, 49, 2281–2298.
- Schauer, U., A Beszczynska-Möller, W. Walczowski, E. Fahrbach, J. Piechura, and E. Hansen (2008), Variation of measured heat flow through the Fram Strait between 1997 and 2006, in *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes*, edited by R. R. Dickson et al., 65–85.

- Schlichtholz, P., and M.-N. Houssais (1999), An inverse modeling study in Fram Strait. Part II: water mass distribution and transports, *Deep Sea Res., Part II*, 46, 1137-1168.
- Schlichtholz, P., and M. N. Houssais, 2011: Forcing of oceanic heat anomalies by air–sea interactions in the Nordic Seas area. *J. Geophys. Res.*, 116, C01006, doi:10.1029/2009JC005944.
- Schlosser, P., G. Bönisch, M. Rhien, R. Bayer (1991): Reduction of deep water formation in the Greenland Sea during the 1980s: evidence from tracer data. *Science*, 251, 1054-1056.
- Schmidt, S., U. Send, 2007: Origin and Composition of Seasonal Labrador Sea Freshwater. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1445–1454. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JPO3065.1>
- Segtnan, O.H., T. Furevik, and A.D. Jenkins (2011), Heat and freshwater budgets of the Nordic seas computed. *J. Geophys. Res.*, 116. doi:10.1029/2011JC006939.
- Serreze, M.C., A.P. Barrett, A.G. Slater, R.A. Woodgate, K. Aagaard, R. B. Lammers, M. Steele, R. Moritz, M. Meredith and C. M. Lee (2006), The large-scale freshwater cycle of the Arctic, *J. Geophys. Res.*, 111, C11010, doi:10.1029/2005JC003424.
- Sherwin, T. J., Hughes, S. L., Turrell, W. R., Hansen, B. and Østerhus, S. (2008), Wind-driven monthly variations in transport and the flow field in the Faroe–Shetland Channel. *Polar Research*, 27: 7–22. doi: 10.1111/j.1751-8369.2007.00036.x
- Shimada, K., T. Kamoshida, M. Itoh, S. Nishino, E. Carmack, F. McLaughlin, S. Zimmermann, and A. Proshutinsky (2006), Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08605, doi:10.1029/2005GL025624.
- Sirven, J., C. Herbaut, J. Deshayes, and C. Frankignoul, 2007: Origin of the annual and decadal peaks of variability in the response of simple ocean models to stochastic forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 2146–2157.
- Skagseth, Ø. (2004), Monthly to annual variability of the Norwegian Atlantic slope current: Connection between the northern North Atlantic and the Norwegian Sea, *Deep Sea Res., Part I*, 51(3), 349–366.
- Skagseth, Ø., T. Furevik, R. Ingvaldsen, H. Loeng, K. A. Mork, K. A. Orvik, and V. Ozhigin (2008), Volume and heat transports to the Arctic Ocean via the Norwegian and Barents seas, in *Arctic Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate*, edited by R. Dickson, J. Meincke, and P. Rhines, pp. 45–64, Springer, New York.
- Skagseth, Ø. (2008), Recirculation of Atlantic Water in the western Barents Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L11606, doi:10.1029/2008GL033785.
- Skagseth, Ø., K. F. Drinkwater, and E. Terrile (2011), Wind- and buoyancy-induced transport of the Norwegian Coastal Current in the Barents Sea, *J. Geophys. Res.*, 116, C08007, doi:10.1029/2011JC006996.
- Smedsrud, L. H., Sirevaag, A., Kloster, K., Sorteberg, A., and Sandven, S.: Recent wind driven high sea ice area export in the Fram Strait contributes to Arctic sea ice decline, *The Cryosphere*, 5, 821-829, doi:10.5194/tc-5-821-2011, 2011.
- Smeed, D. A., McCarthy, G., Cunningham, S. A., Frajka-Williams, E., Rayner, D., Johns, W. E., Meinen, C. S., Baringer, M. O., Moat, B. I., Ducez, A., and Bryden, H. L.: Observed decline of the Atlantic Meridional Overturning Circulation 2004 to 2012, *Ocean Sci. Discuss.*, 10, 1619-1645, doi:10.5194/osd-10-1619-2013, 2013.
- Spreen, G., S. Kern, D. Stammer, E. Hansen (2009): Fram Strait sea ice volume export estimated between 2003 and 2008 from satellite data. doi: 10.1029/2009GL039591.
- Steele, M., Boyd, T., 1998. Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* 103 (C5), 10419–10435.
- Steele, M., R. Morley, and W. Ermold (2001), PHC: A global ocean hydrography with a high quality Arctic Ocean, *J. Climate*, 14, 2079-2087.

- Steele, M., J. Morison, W. Ermold, I. Rigor, M. Ortmeyer, and K. Shimada (2004), Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 109, C02027, doi:10.1029/2003JC002009.
- Steele M, Zhang J, Ermold W. 2010. Mechanisms of summertime upper Arctic Ocean warming and the effect on sea ice melt. *J. Geophys. Res.* 11: C11004
- Spall, M. A., 1996a: Dynamics of the Gulf Stream/deep western boundary current crossover. Part I: Entrainment and recirculation. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2152–2168.
- Spall, M. A., 1996b: Dynamics of the Gulf Stream/deep western boundary current crossover. Part II: Low-frequency internal oscillations. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2169–2182.
- Straneo, F., R. Curry, D. Sutherland, G. Hamilton, C. Cenedese, K. Våge, and L. Stearns, 2011: Impact of fjord dynamics and glacial runoff on the circulation near Helheim Glacier *Nat. Geosci.*, 4, 322–327.
- Stroeve, J. C., M. C. Serreze, M. M. Holland, J. E. Kay, J. Maslanik, and A. P. Barrett. 2011. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis. *Climatic Change*, doi:10.1007/s10584-011-0101-1
- Strong, C., G. Magnusdottir, H. Stern, 2009: Observed Feedback between Winter Sea Ice and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 22, 6021–6032. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI3100.1>
- Sutton, R. T., and D. L. R. Hodson (2005), Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate, *Science*, 309, 115–118.
- Swift, J. H., Jones, E. P., Aagaard, K., Carmack, E. C., Hingston, M., Macdonald, R. W., McLaughlin, F. A., and Perkin, R. G.: Waters of the Makarov and Canada Basins, *Deep Sea Research II*, 44, 1503–1529, 1997.
- Tamura, Takeshi, Kay I. Ohshima, Thorsten Markus, Donald J. Cavalieri, Sohey Nihashi, Naohiko Hirasawa, 2007: Estimation of Thin Ice Thickness and Detection of Fast Ice from SSM/I Data in the Antarctic Ocean. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 24, 1757–1772. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JTECH2113.1>
- 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.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297–1300.
- Thompson, D.W.J., and J.M. Wallace (2000), Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *J. Climate*, 13, 1000–1016.
- Timmermann A, Latif M, Voss R, Groetzner A (1998) Northern Hemispheric interdecadal variability: a coupled air-sea mode. *J Clim* 11:1906–1931
- Trenberth, K. E., J. M. Caron, and D. P. Stepaniak, 2001: The atmospheric energy budget and implications for surface fluxes and ocean heat transports. *Climate Dyn.*, 17, 259–276.
- Tsukernik, M., C. Deser, M. Alexander, and R. Tomas, 2010: Atmospheric forcing of Fram Strait sea ice export: A closer look. *Climate Dyn.*, 35, 1349–1360.
- Våge, K., R.S. Pickart, V. Thierry, G. Reverdin, C.M. Lee, B. Petrie, T.A. Agnew, A. Wong, and M.H. Ribergaard, 2008: Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic Ocean in winter 2007–2008. *Nature Geosciences*, 2, 67–72.
- Våge K., R. S. Pickart, A. Sarafanov, Ø. Knutsen, H. Mercier, P. Lherminier, H. M. van Aken, J. Meincke, D. Quadfasel, S. Bacon, (2011) The Irminger Gyre: Circulation, convection, and interannual variability, *Deep Sea Res. Part I*, 58, 590–614, doi: 10.1016/j.dsr.2011.03.001.
- Vinje, T., N. Nordlund, and Å. Kvambekk (1998), Monitoring ice thickness in Fram Strait, *J. Geophys. Res.*, 103, 10,437–10,449.

- Visbeck, M. , E.P. Chassignet, R.G. Curry, T.L. Delworth, R.R. Dickson, G. Krahnmann (2003): The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability.,in: J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck (Eds.), *The North Atlantic Oscillation, Climatic Significance and Environmental Impact*, AGU Geophysical Monograph, vol. 134, pp. 113–146
- Wajsowicz, R. C., and A. E. Gill, 1986: Adjustment of the ocean under buoyancy forces. Part I: The role of Kelvin waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 2097–2114.
- Wallace J. M., D.S. Gutzler : Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weather Rev.*, 109 (1981), pp. 784–812
- Widell, K., S. Østerhus, and T. Gammelsrød (2003), Sea ice velocity in the Fram Strait monitored by moored instruments, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL018119.
- Williams, S. Aoki, S.S. Jacobs, S.R. Rintoul, T. Tamura, N.L. Bindoff: Antarctic bottom water from the Adélie and George V Land Coast (140–149°E). *J. Geophys. Res.*, 115 (2010) <http://dx.doi.org/10.1029/2009JC005812>
- Woodgate, R. A., T. Weingartner, R. Lindsay: The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (2010). doi: 10.1029/2009gl041621
- Wunsch, C., 1999: The interpretation of short climate records with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 245–256.
- Yang, J. (2005), The Arctic and Subarctic ocean flux of potential vorticity and the Arctic Ocean circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, 35(12), 2387 – 2407, doi:10.1175/JPO2819.1.
- Yang, J., and J. C. Comiso (2007), An unexpected seasonal variability of salinity in the Beaufort Sea upper layer in 1996–1998, *J. Geophys. Res.*, 112, C05034, doi:10.1029/2004JC002716.
- Yang, S., and J. H. Christensen (2012), Arctic sea ice reduction and European cold winters in CMIP5 climate change experiments, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20707, doi:10.1029/2012GL053338.
- Yashayaev, I., 2007: Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005. *Prog. Oceanogr.*, 73, 242–276.
- Yashayaev, I. and Loder, J. W. Enhanced production of Labrador Sea Water (2008). *Geophys. Res. Lett.* doi:2008GL036162
- Yoshimori, M., T. F. Stocker, C. C. Raible, and M. Renold (2005), Externally forced and internal variability in ensemble climate simulations of the Maunder Minimum, *J. Clim.*, 18, 4253–4270.
- Zhang, X., Ikeda, M., Walsh, J.E., 2003. Arctic sea ice and freshwater changes driven by the atmospheric leading mode in a coupled sea ice-ocean model. *Journal of Climatology* 16, 2159–2177
- Zhu X, Jungclaus J (2008) Interdecadal variability of the meridional overturning circulation as an ocean internal mode. *Clim Dyn* 31:731–741. doi:10.1007/s00382-008-0383-9

Curriculum Vitae

Christophe Herbaut

Date de naissance 07/09/1966

Adresse professionnelle :

LOCEAN, tour 45-55, 4^{ème} étage, UPMC, 4 place Jussieu, 75252 Paris

Formation :

1987-1990 : Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées

1994 : Thèse de doctorat de l'Université Paris 6 : Etude numérique de la circulation océanique en Méditerranée Occidentale (Directeur de thèse : M. Crépon).

Fonctions :

1994 -1996 : Post-doctorat au LODYC dans l'équipe de M. Crépon.

1996-1998 : Séjour Post-doctoral au MIT dans l'équipe de J. Marshall.

1998 : CR1 CNRS, au LOCEAN.

Publications

- Herbaut C.**, L. Mortier and M. Crépon, 1996: A sensitivity study of the general circulation of the Western Mediterranean Sea. Part I: The response to density forcing through the straits. *J. Phys. Oceanogr*, 26, 65-84.
- Herbaut C.**, F. Martel, M. Crépon, 1997 : A sensitivity study of the general circulation of the Western Mediterranean Sea. Part II : the response to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr*, 27, 2126-2145
- Marshall J., F. Dobson, K. Moore, P. Rhines, M. Visbeck, E. d'Asaro, K. Bumke, S. Chang, R. Davis, K. Fisher, R. Garwood, P. Guest, R. Harcourt, C. **Herbaut**, T. Holt, J. Lazier, S. Legg, J. McWilliams, R. Pickart, M. Prater, I. Renfrew, F. Schott, U. Send, W. Smethie : The Labrador Sea Convection Experiment, *Bull. American Meteorological Society*, 79, 10, 1998.
- Herbaut C.**, F. Codron, M. Crépon, 1998 : Separation of a coastal current at a strait level : Case of the strait of Sicily. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1346-1362.
- Tusseau-Vuillemin M.-N., L. Mortier and C. **Herbaut**, 1998 : Modeling nitrate fluxes in an open coastal environment (Gulf of Lions) : Transport versus biogeochemical processes. *J. Geophys. Res.*, 103(C4), 7693–7708.
- Guyon M., G. Madec, F.X. Roux, M. Imbard, C. **Herbaut**, P. Fraunié : Parallelization of the OPA ocean model : *Calculateurs Parallèles*, 11, 1999.
- Herbaut C.**, J. Sirven, A. Czaja, 2001 :An idealized study of the mass and heat transports between the subpolar and subtropical gyres, *J. Phys. Oceanogr.*, 31,2903-2916.
- Herbaut C.**, J. Marshall, 2002 : Mechanisms of buoyancy transport through mixed layers and statistical signatures from isobaric floats, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 545-557.
- Herbaut C.**, J. Sirven and S. Février, 2002: Response of a simplified oceanic general circulation model to idealized NAO-like stochastic forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 3182-3192.
- Beckers J.-M., M. Rixen, P. Brasseur, J.-M. Brankart, A. El moussaoui, M. Crépon, Ch. **Herbaut**, F. Martel, F. Van den Berghe, L. Mortier, A. Lascaratos, P. Drakopoulos, G. Korres, K. Nittis, N. Pinardi, E. Masetti, S. Castellari, P. Carini, J. Tintore, A. Alvarez, S. Monserrat, D. Parrilla, R. Vautard, S. Speich: Model intercomparison in the Mediterranean: MEDMEX simulations of the seasonal cycle. *J. Mar. Syst.*, 33, –34. 215–251.
- Houssais, M-N., and C. **Herbaut**: Variability of the ice export through Fram Strait in 1993-98 : the winter 1994-95 anomaly. *Polar Research*, 2003, 22, 99-106.
- Herbaut C.**, M-N. Houssais and J. Sirven, 2006 : Impact of the Northern Annular Mode on the fresh water exchange between the Arctic and the North Atlantic. *Deep Sea Res.I*, 53, 474-484.
- Herbaut, C.**, J. Sirven and J. Deshayes: Sensitivity of the meridional transport in a 1.5 layer ocean model to localized mass sources. *J. Mar. Res.*, 2006, 64, 819-833.

- Houssais M.-N., C. **Herbaut**, P. Schlichtholz and C. Rousset, 2007 : Arctic salinity anomalies and their link to the North Atlantic during positive phases of the Arctic Oscillation. *Progress in Oceanogr.*, 73, 160-189.
- Février S., J. Sirven and C. **Herbaut**, 2007 : Interaction of a coastal Kelvin wave with the mean state in the Gulf Stream separation area. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1429-1444.
- Sirven J., C. **Herbaut**, J. Deshayes, C. Frankignoul, 2007 : Origin of the annual to decadal peaks of variability in the response of simple ocean models to stochastic forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 2146-2157.
- Herbaut**, C., and M.-N. Houssais (2009), Response of the eastern North Atlantic subpolar gyre to the North Atlantic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17607, doi:10.1029/2009GL039090.
- Sirven, J., S. Février, C. **Herbaut**, 2010: A Two-Gyre Ocean Model Based on Similarity Solutions. *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 596–607. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JPO4002.1>
- Lacarra M., M.-N. Houssais, E. Sultant, S. Rintoul, C. **Herbaut**, 2011: Summer hydrography on the shelf off Terre Adélie/George V Land based on the ALBION and CEAMARC observations during the IPY. *Polar Science*, 5, 2, 88-103. <http://dx.doi.org/10.1016/j.polar.2011.04.008>
- Houssais M.-N. and C. **Herbaut**, 2011 : Atmospheric forcing on the Canadian Arctic Archipelago fresh water outflow and implications for the Labrador Sea variability. *J. Geophys. Res.*, 116, C00D02, doi:10.1029/2010JC006323
- Germe, A., M.-N. Houssais, C. **Herbaut**, and C. Cassou (2011), Greenland Sea sea ice variability over 1979–2007 and its link to the surface atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 116, C10034, doi:10.1029/2011JC006960.
- Jahn, A., Y. Aksenov, B. A. de Cuevas, L. de Steur, S. Häkkinen, E. Hansen, C. **Herbaut**, M.-N. Houssais, M. Karcher, F. Kauker, C. Lique, A. Nguyen, P. Pemberton, D. Worthen, J. Zhang, 2012: Arctic Ocean freshwater: How robust are model simulations? *J. Geophys. Res.*, 117, C00D16, doi:10.1029/2012JC007907.
- Dragon A.C., M.-N. Houssais, C. **Herbaut**, J.-B. Charrassin: A note on the intraseasonal variability in an Antarctic polynia: Prior to and after the Mertz Glacier calving, *J. Mar. Syst.* In Press.

Articles en revision.

- Sirven J, S. Février, C. **Herbaut**: Low frequency variability of the separated western boundary current to a seasonal wind stress in a 2.5 layer model with outcropping, en révision (J. Mar Res.)
- Lacarra M., Houssais M.-N., C. **Herbaut** : Interannual variability of the dense shelf water production in the Adélie/George V and polynya : impact of the Mertz glacier calving, en révision (J. Geophys. Res.).

Communications

Communications lors de congrès internationaux (avec actes):

- Herbaut C., J. Sirven, S. Fevrier : Response of a simplified oceanic general circulation model to idealized NAO-like stochastic forcing : European Geophysical Society Assembly, Nice, avril 2002.
- Houssais M.-N., Herbaut C. and J Sirven, 2003 : Decadal Arctic ice-ocean variability in response to wind stress anomalies. *EGS AGU EUG Joint Assembly, Nice, France, 6-11 April 2003.*
- Houssais M.-N. and C. Herbaut, 2003 : Arctic Ocean salinity anomalies in response to AO-like atmospheric forcing. *ACSYS final science conference.* St Petersburg, 11-14 November 2003.
- Houssais M.-N., Herbaut C. and J Sirven, 2004 : Origin of fresh water anomalies in the Arctic Ocean and Nordic Seas and their relation to the Arctic Oscillation. *Bjerknes Centenary 2004: Climate change in high latitudes*, Bergen, 1-3 September 2004
- Germe A., C. Herbaut and M.-N. Houssais, 2007 : Variability of the Greenland Sea convection during 1986-2006. *EGU General Assembly, Vienna, 15-20 April, 2007.*
- Houssais M.-N. and C. Herbaut C. Houssais M.-N., 2008 : Response of the North Atlantic subpolar gyre to constant NAO forcing in a regional ice-ocean model. *SCAR-IPY conference.* St Petersburg, July 2008.
- Germe, A., M.-N. Houssais and C. Herbaut, 2008 : Forcing of the convection variability in the Greenland Sea. *EGU General Assembly, Vienna, 13-18 April, 2008.*
- Lique C., A.-L. Tréguier, and C. Herbaut, T. Penduff, 2009 : How does atmospheric forcing drive the variability of the Arctic/North Atlantic exchanges? *EGU General Assembly, Vienna, 2009.*
- Houssais, M.-N., Sultan E., Massé G., Herbaut C. and J.-B. Charrassin, 2010 : ALBION: Adélie Land Bottom Water formation and Ice-Ocean interactions, *SASSI workshop*, June 7, 2010, Oslo, Norway.
- Houssais, M.-N., Herbaut C., Sultan E. and G. D. Williams, 2010 : Seasonal evolution of the physical environment in two antarctic coastal bays located in the Mertz Glacier Polynya. *IPY Oslo Science Conference*, June 8-12, 2010, Oslo, Norway.
- Sultan E., Houssais M.-N., Herbaut C., Lacarra M., Mbengue A. and M. Beauverger, 2010 : The ALBION project: a multi-year effort initiated during the IPY to monitor dense shelf water production and export off Adélie Land. *IPY Oslo Science Conference*, June 8-12, 2010, Oslo, Norway.
- Mbengue A.-A., Houssais M.-N., Herbaut C., Williams G. D. and J.-B. Charrassin, 2010 : Variability of the Mertz Glacier Tongue polynya based on AMSR-E observations. *IPY Oslo Science Conference*, June 8-12, 2010, Oslo, Norway.
- Lacarra M., Houssais M.-N., Herbaut C., Sultan E., Mbengue A.-A., 2011 : Formation of dense shelfwater on the East Antarctic continental shelf off Adélie Land in 2008-2010. *XXV IUGG General Assembly*, June 28- July 7, 2011, Melbourne, Australia.

- Houssais, M.-N., M. Lacarra, C. Herbaut, E. Sultan, J.-B. Charrassin, A.-A. M'Bengue, J. Charnier, J. Julia, 2012 : Dense shelf water formation off Adélie Land, East Antarctica : an overview of the observations collected during the ALBION project. IPY 2012 Conference, April 22– 27, 2012, Montreal, Canada.
- Iovino, D., C. Herbaut et M.-N. Houssais, 2012 : Impact of the Nordic Seas mesoscale dynamics on the exchanges over the Greenland Scotland Ridge to the Atlantic MOC. IPY 2012 Conference, April 22– 27, 2012, Montreal, Canada.
- Lacarra, M., M.-N. Houssais, C. Herbaut, E. Sultan, S. Rintoul, 2012 : Summer hydrographic regimes on the shelf off Adélie/George V Land prior and after the Mertz Calving. IPY 2012 Conference, April 22– 27, 2012, Montreal, Canada.
- Martin, A., C. Herbaut, M.-N. Houssais, D. Iovino and A.-C. Blaizot, 2012 : Dynamics of the Norwegian Atlantic Current from high resolution modeling and observations. Bjerknes open science conference "Climate Change in High Latitudes", 3-6 September, 2012, Bergen, Norway.
- Iovino, D., C. Herbaut, M.-N. Houssais and A. Martin, 2012 : The role of mesoscale dynamics in the transformation of Atlantic water within the Nordic Seas. Bjerknes open science conference "Climate Change in High Latitudes", 3-6 September, 2012, Bergen, Norway.

Communications lors de reunions internationales (sans actes)

- Herbaut C., M.-N. Houssais and J. Sirven, : Impact of the NAO on the ice export through Fram Strait. DYNAMITE Workshop: Reading, Octobre, 2006.
- Herbaut, C. and M.-N. Houssais, 2007 : Validation of a regional Arctic-North Atlantic model based on the ORCALIM sea ice-ocean model. S4D workshop, Paris, 29-31 November, 2007.
- Herbaut C. et M.-N. Houssais : A regional Arctic-North Atlantic configuration of the ORCALIM Model, DYNAMITE Workshop: Ax les Thermes, Janvier 2007
- Herbaut C. and M.N. Houssais: Response of the subpolar gyre to constant NAO forcings, DYNAMITE Workshop: Bologne, Février 2008
- Herbaut C. and M.-N. Houssais: Role of the Arctic fresh water flux on the variability of the subpolar gyre, AOMIP Workshop, WHOI, January 2009.
- Herbaut, C. and M.-N. Houssais, 2009 : Role of the arctic fresh water outflow on the North Atlantic subpolar gyre variability. 12th AOMIP Workshop, Woods Hole, USA, January 14-16, 2009.
- Proshutinsky, E. Golubeva, J. Zhang, E. Watanabe, M.-N. Houssais and C. Herbaut, 2009 : Beaufort Gyre Fresh Water experiments. 13th AOMIP Workshop, Woods Hole, USA, October 21-23, 2009.
- Houssais, M.-N. and C. Herbaut, 2009 : Variability of the Canadian Archipelago outflow in a simulation forced by the ERA40 reanalysis. 13th AOMIP Workshop, Woods Hole, USA, October 21-23, 2009.

- Herbaut, C. and M.-N. Houssais, 2009 : North Atlantic subpolar gyre forcing on the fresh water exchange with the Arctic Ocean. 1st THOR Annual Meeting, 24-26 November, 2009, Paris.
- Herbaut, C., Houssais M.-N. and D. Iovino, 2010 : Variability of the fresh water content in the Beaufort Gyre. 14th AOMIP Workshop, October 19-22, 2010, Woods Hole, USA.
- Houssais M.-N., A. Germe, C. Herbaut and C. Cassou, 2011 : Interannual variability of the sea ice cover in the Greenland Sea : insights from observations and models. 15th AOMIP Workshop, November 2-4, 2011, Woods-Hole, USA.
- Herbaut C., Iovino D. and M.-N. Houssais, 2011 : Increasing model resolution in the Nordic Seas : a preliminary analysis. 3rd THOR Annual Meeting, 9-11 November, 2011, Bergen, Norway.
- Herbaut C., Iovino D. and M.-N. Houssais, 2011 : Impact of model resolution in the Nordic Seas on the exchanges with the Arctic and the Atlantic oceans. 15th AOMIP Workshop, November 2-4, 2011, Woods-Hole, USA.
- Houssais, M.-N., C. Herbaut, A. Martin, D. Iovino and A.-C. Blaizot, 2012 : Dynamics of the Norwegian Atlantic Current from high resolution modelling. 16th AOMIP Workshop, October 23-26, 2012, Woods-Hole, USA.:
- Herbaut C., M.-N. Houssais, C. Blaizot : Variability of the winter sea ice in the Barents Sea. NAACLIM annual meeting, Trieste, Octobre 2013.

Encadrements

Directions de stages universitaires

Stages (co)-encadrés au LOCEAN :

C. Rousset (M2, UPMC), 2003 (co-encadrement avec M.-N. Houssais) : Impact des forçages atmosphériques sur la thermodynamique de l'Arctique.

G. Germe (M2, UPMC), 2006 (co-encadrement avec M.-N. Houssais): Etude de la convection profonde en mer du Groenland.

R. Candela (M2, UPMC), 2007 : Variabilité de la convection dans les mers Nordiques.

A. Martin (M2, UPMC), 2012 (co-encadrement avec M.-N. Houssais) : Simulation du courant Atlantique dans les mers Nordiques : impact de la résolution d'un modèle régional.

C. Chevallier et G. Réa (L3, UPMC) (2009) : Analyse des résultats d'un modèle couplé océan-glace de mer de la région Arctique-Atlantique Nord

Co-encadrement de thèse.

M. Lacarra, 2013 : Etude de la formation d'eau dense sur le plateau est-Antarctique à partir d'observations hydrologiques de la polynie du Mertz.

Co-encadrement de CDD et de post-doctorants :

A. M'Bengue, CDD I.R : 2010 (18 mois) (co-encadrement avec M.-N. Houssais) : Mise en place d'un algorithme d'estimation de l'épaisseur de glace à partir des données satellitaires.

D. Iovino : 2011 (16 mois) (co-encadrement avec M.-N. Houssais): Analyse de la circulation du détroit du Danemark dans un modèle haute résolution.

A. Blaizot, CDD I.E, 2012-2013 : Mise en place et analyse d'un modèle régional Arctique-Atlantique Nord.

S. Close, 2013-2015 : Influence de l'océan sur la variabilité de la glace en Arctique.

Participations à des projets nationaux et internationaux :

Projet européen FP7 : North Atlantic Climate (NACLIM), 2012-2016. Etude de l'influence des conditions de surface en Atlantique et Arctique sur le climat de l'Europe.

Projet européen FP7 : THERMOHALINE OVERTURNING AT RISK ? (THOR), 2008-2012. Etude de la variabilité de la circulation thermohaline.

Projet européen FP6 : DYNAMITE: Understanding the dynamics of the coupled climate system, 2005-2008

Projet européen FP5 PREDICATE: Mechanisms and predictability of decadal fluctuations in atlantic-european climate, 2000-2003.

Projet international AOMIP (Arctic Ocean Model Intercomparison Project) dont la continuation est le projet FAMOS (Forum for Arctic Ocean Modeling and Observational Synthesis), 2009-2013. Renforcement de la coordination entre observations in-stu, modélisation et études théoriques.

Projet LEFE/IPEV : ALBION (Adélie Land Bottom Water Formation and Ice Ocean interactioNs): Etude de la formation d'eau dense sur le plateau Antarctique. 2007-2013.