



HAL
open science

Variabilité de la circulation méridienne dans l’Océan Atlantique Nord au cours des 2000 dernières années

Thomas Bouinot

► **To cite this version:**

Thomas Bouinot. Variabilité de la circulation méridienne dans l’Océan Atlantique Nord au cours des 2000 dernières années. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2011. Français. NNT : 2011PA112322 . tel-00679528

HAL Id: tel-00679528

<https://theses.hal.science/tel-00679528>

Submitted on 15 Mar 2012

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

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

Université Paris-Sud 11 - Faculté des sciences d'Orsay
École doctorale MIPEGE - Modélisation et Instrumentation en Physique, Energies,
Géosciences et Environnement

N° d'ordre :

Thèse de doctorat

Spécialité :
Paléoclimatologie et Paléocéanographie

pour obtenir le grade de
DOCTEUR EN SCIENCES DE L'UNIVERSITE PARIS XI ORSAY

par
Thomas BOUINOT

Variabilité de la circulation méridienne dans l'océan Atlantique Nord au cours des 2000 dernières années

Préparée au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
UMR CEA-CNRS-UVSQ

Soutenue le 15 décembre 2011 devant la commission d'examen composée de:

Mme Mary ELLIOT : Professeur (Université d'Edinbourg)	Rapporteur
M. Bruno MALAIZE : M.C. (Université de Bordeaux), EPOC	Rapporteur
M. Christophe COLIN : Professeur (université de Paris Sud XI), IDES	Président
Mme Marie-Noëlle HOUSSAIS : D.R. (CNRS), LOCEAN	Examinatrice
M. Joël GUIOT : D.R. (CNRS), CEREGE	Examineur
Mme Elsa CORTIJO : D.R. (CNRS), LSCE	Directrice de thèse
M. Laurent LABEYRIE : Professeur émérite (UVSQ), LSCE	Codirecteur de thèse

Remerciements

Le manuscrit que vous tenez si religieusement dans vos mains (...) vient conclure mon aventure doctorale débutée il y a maintenant plus de 3 ans. Difficile en une page d'énumérer, sans en oublier, toutes les personnes qui ont, de près ou de loin, eu une importance dans cette aventure. Je vais donc tenter de n'oublier personne.

Dans un premier temps, je remercie vivement Elsa, qui m'a fait découvrir cette discipline, qui m'était alors peu connue, merci pour ta confiance. Je tiens également à remercier Jean-Claude, qui a été d'une aide primordiale dans la première partie et dans la relecture de ce manuscrit, ainsi que Laurent pour ces commentaires toujours instructifs et pertinents.

Je tiens à montrer ma reconnaissance à toute l'équipe paléocéanographie, sans qui cette thèse n'aurait pu se dérouler dans d'aussi bonnes conditions, que ce soit les chercheurs de l'équipe, ainsi que Nico, Fabien, HL, Fatima et Gulay sans qui je n'aurais pu acquérir d'aussi belles données. J'ai une pensée toute particulière pour Franck et Elizabeth, qui ont toujours pris le temps et eu la patience de m'aider dès que j'en avais le besoin, et cela malgré leur emploi du temps surchargé.

Merci également aux membres de mon comité de thèse : Juliette et Joël, qui m'ont accompagné et fait part de leur remarques durant toute ma thèse ainsi qu'aux membres de mon jury pour avoir accepté de s'intéresser à ce travail et de m'avoir aidé à l'améliorer.

Bien entendu, je n'oublie pas mes compagnons de galère : les autres thésards et stagiaires travaillant au troisième au LSCE de Gif, avec qui j'ai partagé de nombreux moments, au travail durant les pauses, et même en dehors. Je remercie bien entendu Aline, qui a été d'une aide précieuse au cours de ces trois années de thèse, toujours disponible et très pédagogue. Comment oublier l'incontournable Bastouz, toujours parmi les thésards mais fier de ne pas en être un lui-même, sans qui ma dernière année de thèse aurait été beaucoup plus monotone, merci à toi. Merci également à Romain, mon collègue de bureau, qui en plus de me servir de bibliothèque (merci pour les nombreux livres prêtés ☺), a dû supporter mes (nombreuses ?) plaintes de fin de thèse.

Pour finir, je pense à ma famille et mes amis, qui m'ont soutenu durant tout mon parcours universitaire, et qui ont toujours eu confiance en mes capacités, et tout particulièrement à Gaëlle, qui malgré la distance, m'a permis de tenir le coup durant les moments les plus intenses de la thèse, et même encore aujourd'hui...

Table des matières

Introduction générale.....	9
Première partie : Calibration des isotopes de l'oxygène et du rapport Mg/Ca de la calcite des foraminifères planctoniques de surface et de subsurface.....	17
Introduction	17
Chapitre I - Calibration des isotopes de l'oxygène.....	19
1) La composition isotopique de l'Oxygène.....	19
2) Effets non climatiques sur la composition isotopique de l'oxygène.....	23
2.1 - Taille des foraminifères.....	23
2.2 - Effet vital.....	23
3) Détermination de la profondeur de calcification.....	24
3.1 - Principes généraux	24
3.2 - <i>Globigerinoides ruber blanc</i>	25
3.3 - <i>Globigerina bulloides</i>	26
3.4 - <i>Globorotalia inflata</i>	29
3.5 - <i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	34
3.6 - Quantification des incertitudes.....	35
4) Conclusion.....	39
Chapitre II - Calibration aux sites des carottes étudiées	41
1) Principes généraux	41
2) Calibration isotopique au site	42
2.1 - La carotte MD08-3182 (Fracture de Charlie-Gibbs).....	42
2.2 - La carotte KS12 (Golfe de Cadix)	45
2.3 - La carotte MD99-2203 (Cap Hatteras).....	47
3) Conclusion.....	49
Chapitre III - Calibration des éléments traces, le rapport Mg/Ca	51
1) Le paléothermomètre Mg/Ca	51
2) Les effets non climatiques affectant le Mg/Ca	52
2.1 - Fractionnement biologique.....	52
2.2 - Effet de taille	53
2.3 - La calcite gamétogénique.....	53
2.4 - Le CO_3^{2-}	53
2.5 - Le pH.....	54
2.6 - Dissolution	54
2.7 - Variation avec la salinité.....	55
3) Calibration des foraminifères planctoniques.....	56

3.1 - Démarche générale.....	56
3.2 - Calibration à l'aide des sommets de carotte.....	57
3.3 - Choix des calibrations utilisées dans le manuscrit.....	61
Conclusion de la première partie	68
Deuxième partie : Variations de l'hydrologie et de la circulation superficielle de l'océan Atlantique Nord au cours des 2000 dernières années.	71
Introduction	71
Chapitre IV - Chronostratigraphie et modèle d'âge	73
1) Problèmes liés à la datation des carottes de sédiment	73
1.1 - Estimation de l'âge réservoir	73
1.2 - Production du ¹⁴ C atmosphérique	83
2) Construction du modèle d'âge de toutes les carottes	84
2.1 - La carotte MD08-3182	85
2.2 - La carotte MD99-2203	85
2.3 - La carotte KS12.....	87
Chapitre V - Variations de l'extension des gyres océaniques reconstituées à l'aide des analyses du rapport Mg/Ca	89
1) Les courants de surface de l'océan Atlantique Nord, introduction aux gyres océaniques	89
1.1 - La circulation méridienne de surface	89
1.2 - Dynamique de la gyre subpolaire.....	91
2) Description des résultats.....	94
2.1 - La carotte MD08-3182	94
2.2 - La carotte ENAM 9606	95
2.3 - La carotte KS12.....	98
2.4 - Impact des variations du Gulf Stream sur les conditions régnant dans la zone des carottes MD99-2203 et ENAM9606.....	99
2.5 - Comparaison des variations hydrologiques entre les carottes MD08-3182 et l'ENAM9606.....	102
2.6 - Conséquence en terme de variabilité de structure de la gyre subpolaire	104
2.7 - Test de sensibilité de l'indice de gyre aux calibrations Mg/Ca.....	105
2.8 - Stratification des masses d'eau dans la fracture de Charlie Gibbs.....	105
2.9 - Conséquences sur l'estimation des variations de vent sur l'Océan Atlantique Nord.....	107
2.10 - Conclusion.....	111
Chapitre VI - Conséquences sur le transport des masses d'eau vers les hautes latitudes et sur le climat européen	113

1) L'apport des observations et de la modélisation	113
1.1 - Variabilité de la gyre subpolaire et lien avec la Dérive Nord Atlantique	113
1.2 - Influence du vent.....	114
2) Conséquences de la dynamique des gyres sur le transport d'eaux vers les hautes latitudes	117
2.1 - Les données paléoclimatiques.....	117
2.2 - Discussion	123
2.3 - Conclusion.....	124
3) Conséquence sur le climat européen	125
3.1 - La NAO	125
3.2 - La configuration atmosphérique d'été.....	126
Conclusions et Perspectives	131
Références bibliographiques	139
Annexes.....	147

Introduction générale

Le réchauffement climatique de ces dernières décennies, causé principalement par l'augmentation de la concentration en CO₂ dans l'air, est probablement responsable de l'augmentation de la fréquence ou de l'intensité d'extrêmes climatiques pouvant être catastrophiques comme les inondations, la sécheresse, les tornades, les ouragans... De nombreuses lacunes subsistent encore dans notre compréhension du système climatique global et les nombreuses interactions entre ses diverses composantes. En outre, les observations disponibles ne recouvrant que les dernières décennies, l'étude des climats passés permet ainsi d'améliorer nos connaissances sur la réponse du climat aux différents forçages.

Le climat de la Terre a varié au cours du temps. Ces fluctuations ont des origines multiples : sur les dernières centaines de milliers d'années, ce sont principalement les variations de l'orbite que la terre décrit autour du soleil qui ont été responsables des grands changements climatiques (théorie astronomique des paléoclimats). Aux plus longues échelles de temps, la tectonique des plaques et le volcanisme ont considérablement influencé les climats via leur impact sur le cycle du carbone et la géométrie des continents et des bassins océaniques. Aux très courtes échelles de temps, des variations d'amplitude beaucoup plus faible que les oscillations glaciaires-interglaciaires se développent sur quelques siècles et les mécanismes entrant en jeu ne sont pas encore bien compris. On évoque en particulier les variations de l'activité solaire, des éruptions volcaniques, ou des variations des courants océaniques.

Le climat de l'Holocène a souvent été considéré comme stable par rapport aux alternances climatiques majeures tels que les cycles glaciaire-interglaciaires qui ont eu lieu au cours du Quaternaire. Cependant au cours des derniers millénaires, plusieurs périodes ont enregistré des variations importantes de température ou du cycle de l'eau provoquant un changement de climat et engendrant des conséquences historiques majeures. Un des exemples les plus célèbres est l'installation des Vikings au Groenland aux environs de l'an 1000, qui n'aurait sûrement jamais pu avoir lieu sans un adoucissement du climat. Cette augmentation des

températures aurait permis la disparition, au moins estivale, des glaces de mer propice à la navigation (*Denton and Broecker, 2008*). La traversée entreprise par les Vikings s'est effectuée durant l'Optimum climatique du Moyen-Âge (« Medieval Warm Period (MWP) » ou « Medieval Climate Anomaly (MCA) »). Cet optimum s'est développé en moyenne entre l'an 800 et 1350 (*Lamb, 1965 ; Broecker, 2001, Sicre et al., 2008 ; Mann et al., 2009*), une période connue dans la littérature pour enregistrer des températures atmosphériques élevées se rapprochant des températures modernes (*IPCC, 2007*). L'analyse et la compréhension de cet optimum constituent donc une approche idéale pour comprendre les modalités de son établissement dans le contexte actuel de réchauffement climatique. Cette période chaude est suivie d'une période de temps plus froide connue sous l'appellation « le Petit Âge Glaciaire » ou LIA (« Little Ice Age) qui s'est déroulé en moyenne de l'an 1350 à 1850 (*Mann, 2001 ; Mann et al., 2009*). L'origine de ces variations peut être attribuée à un ou plusieurs forçages. Durant le LIA, on observe en effet un minimum d'activité solaire (*Bard et al., 2000*) ainsi qu'une activité volcanique plus forte. Cette activité volcanique peut avoir diminué l'irradiance solaire, déjà plus faible à cause du minimum d'activité du soleil (*Solanki et al., 2004*). Cependant ces périodes chaudes et froides ne sont pas simultanées autour du Globe (*Lamb, 1977 ; Bradley et al., 2003*) comme l'illustre par exemple l'hétérogénéité des températures reconstruites durant la MCA dans l'hémisphère Nord (Figure 1), ce qui montre la complexité du lien entre climat et forçage.

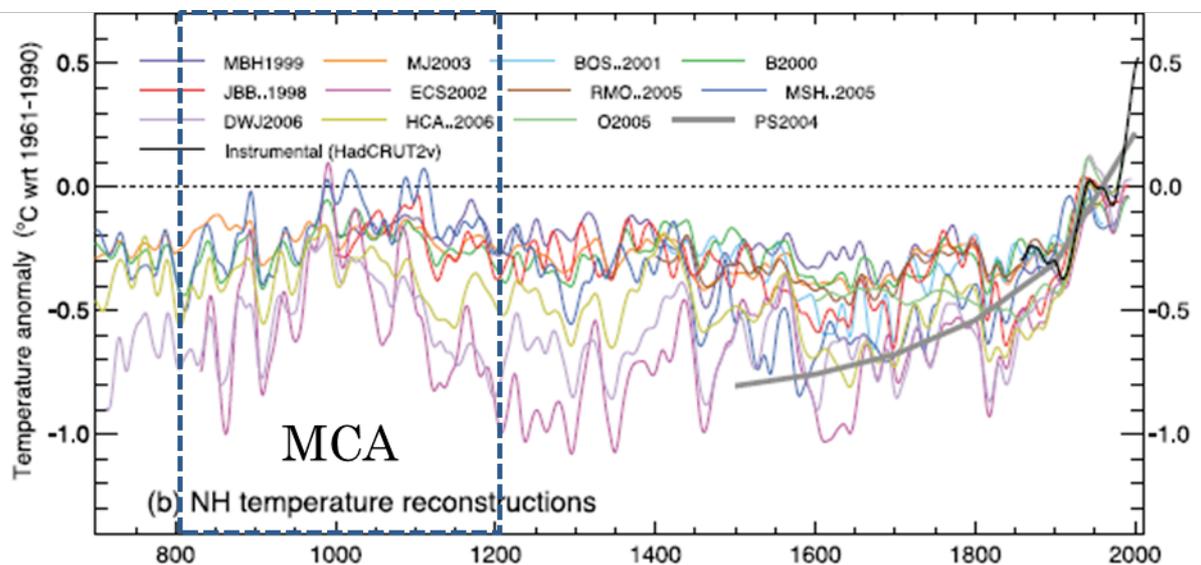


Figure 1 (IPCC, 2007) : Anomalie de températures locales ou régionales reconstruites à partir de proxies collectés dans l'Hémisphère Nord au cours des 1000 dernières années. Le rectangle bleu représente la MCA.

Mon travail s'est concentré sur la production et l'analyse de séries climatiques à partir de sédiments marins dans l'océan Atlantique Nord, afin de déterminer le rôle joué par les structures océaniques dans les changements climatiques observés. L'océan stocke de la chaleur reçue du soleil et la redistribue via les courants marins. En effet, le Gulf Stream est un

courant océanique chaud et salé qui prend naissance dans les basses latitudes de l’océan Atlantique, et qui circule vers le Nord-Est. Son passage près des côtes européennes et son interaction avec l’atmosphère (figure 2) apportent de la chaleur et permettent des températures plus chaudes que sur le continent américain à des latitudes similaires. C’est pourquoi l’apport de chaleur provenant des basses latitudes vers les hautes latitudes régule le climat.

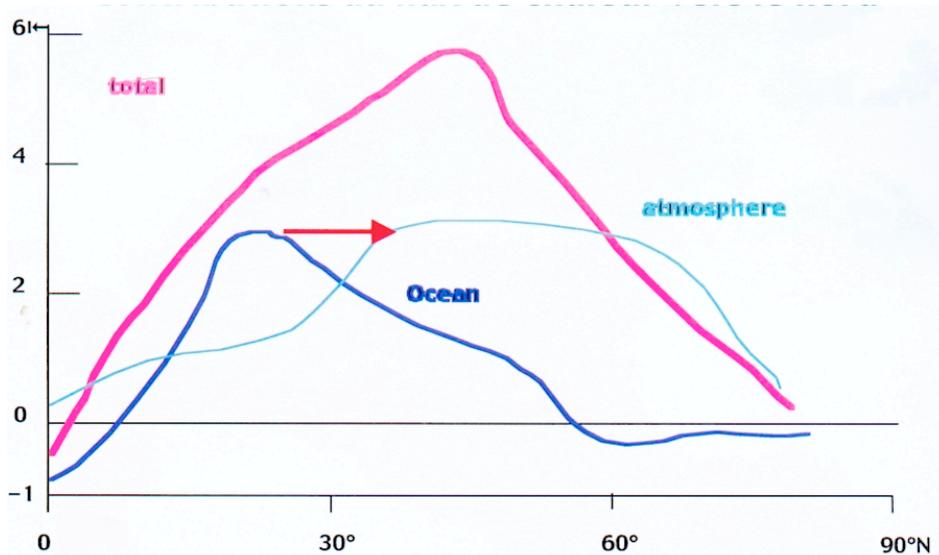


Figure 2 (Cléroux, 2007) : Contributions de l’océan et de l’atmosphère au transport de chaleur de chaleur vers le Nord (en 10^{15} watt) en fonction de la latitude.

Ce transport d’eau salée vers les mers Nordiques est un élément essentiel de la circulation thermohaline. En effet, ces eaux chaudes et salées se refroidissent durant leur transport vers les hautes latitudes, et donc se densifient. Ces eaux deviennent ainsi plus lourdes que les eaux sous-jacentes ce qui active la convection et assure donc la continuité de la circulation thermohaline.

La circulation générale des eaux de surface de l’Atlantique Nord est essentiellement contrôlée par les champs de vent grandes échelles (Figure 3-a) et par l’effet de la rotation de la terre (force de Coriolis). En effet, les vents génèrent des déplacements, qui, compte tenu de la géographie, entraînent des tourbillons à grande échelle, les gyres (Figure 3-b, 5). Ce que l’on définit traditionnellement par courants marins, comme le Gulf Stream, sont en fait des zones localisées des gyres où les mouvements d’eau sont accélérés. Dans l’Océan Atlantique nord, il existe deux grandes gyres :

- La gyre subtropicale (GST), qui circule dans le sens anticyclonique aux basses latitudes.
- La gyre subpolaire (GSP), qui circule dans le sens cyclonique.

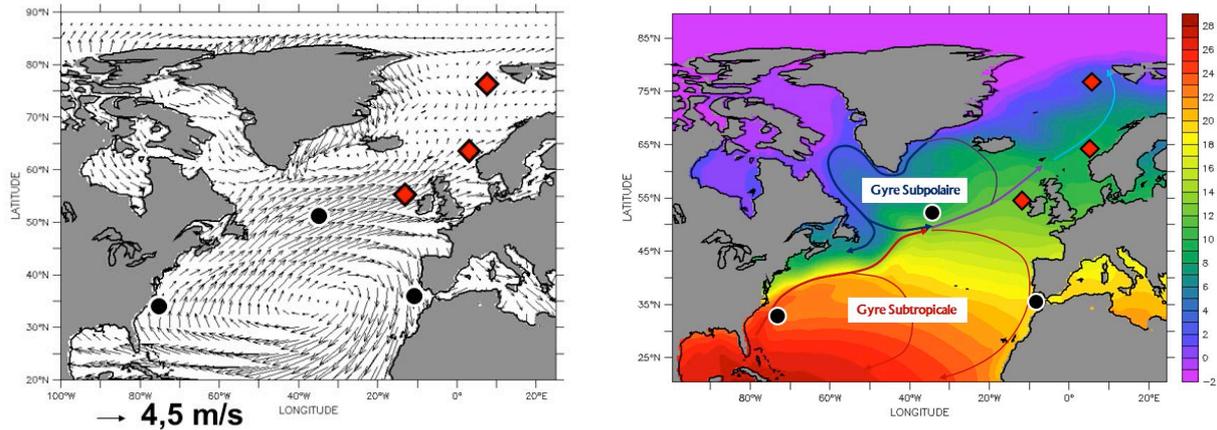


Figure 3 : a) Champs de vent moyen (NOAA) soufflant sur l’océan Atlantique Nord en été
 b) Températures moyennes des eaux de surface d’été. Les flèches schématisent la circulation de surface dans l’Océan Atlantique Nord gouvernée par les gyres océaniques.

Les cercles noirs représentent les carottes analysées au cours de ma thèse et les losanges rouges les carottes issues de la littérature.

Les gyres océaniques subpolaires et subtropicales font partie de la branche supérieure de la circulation thermohaline. À l’heure actuelle, de nombreuses études essaient d’améliorer notre compréhension des variations d’intensité de ces gyres et leurs conséquences sur le transport d’eaux chaudes et salées vers les différents lieux de convections.

Lors de la dernière décennie, de nombreux progrès ont pu être réalisés grâce à l’apport de l’altimétrie. Dans l’Atlantique Nord, elle a permis d’enregistrer une importante variabilité à la frontière Est de la gyre subpolaire, causée par des anomalies de hauteur de la mer opposées entre les eaux de la gyre subpolaire et celles de la gyre subtropicale (plus chaudes et donc dilatées). Durant la période 1992-2002, le satellite TOPEX/Poséidon a montré une nette augmentation du niveau marin dans la partie Est de la gyre subpolaire. Cette augmentation a affaibli le gradient de hauteur du niveau de la mer entre la gyre subpolaire et subtropicale qui, par géostrophie, a provoqué une baisse d’intensité de la circulation de la gyre subpolaire. L’approche altimétrique est donc proposée comme index d’intensité de la gyre subpolaire (*Hakkinen and Rhines, 2004*).

Selon les travaux d’*Hatun et al (2005)* à partir d’une simulation numérique forcée par des réanalyses atmosphériques, l’index de gyre proposé par *Hakkinen and Rhines (2004)* est relié à l’intensité de la gyre subpolaire mais également à sa structure spatiale et notamment à la position du front Est, le front subarctique la délimitant de la gyre subtropicale. La variation de ce front permettrait aux eaux de la gyre subtropicale d’envahir plus ou moins facilement le Nord-Est de l’Atlantique (figure 4), et contrôlerait le transport de chaleur vers les hautes latitudes. Les salinités (ou les températures) moyennes des couches de surface peuvent donc être utilisées pour délimiter les masses d’eau des deux gyres, les fortes salinités (et

températures) caractérisant la gyre subtropicale et les faibles salinités (et températures) la gyre subpolaire.

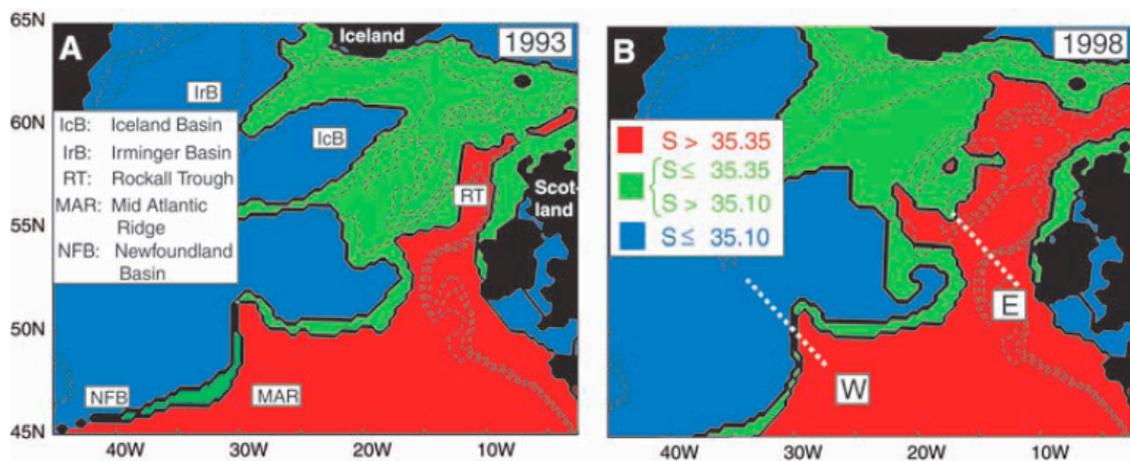


Figure 4 (Hatun et al., 2005) : Résultat de la simulation pour A) un index de gyre fort (année 1993) B) un index de gyre faible (année 1998). Les salinités des couches de surface sont représentées en bleu pour la gyre subpolaire, en rouge pour la gyre subtropicale et en vert pour les eaux intermédiaires issues d'un mélange entre les gyres.

Cependant, les températures (et les salinités) mesurées ne recouvrent que la période instrumentale, quelques décennies seulement. Des données supplémentaires sont donc nécessaires pour comprendre la variabilité du climat sur de plus longues échelles de temps. Les données paléoclimatologiques et tout particulièrement l'analyse des sédiments marins pour étudier les variations hydrologiques de l'océan Atlantiques Nord dans le passé constituent donc un outil de choix dans ce contexte.

Peu d'études ont reconstruit la variabilité des gyres océaniques dans l'Holocène (Thornalley et al., 2009), et aucune ne les a spécifiquement étudiées dans l'Holocène supérieur. L'objectif principal de ce travail consiste donc à restituer la variabilité de la dynamique des gyres subtropicale et subpolaire à partir de la température des eaux de surface et de subsurface au cours des 2000 dernières années et d'en étudier les conséquences à une échelle pluri-décennale.

Les températures des eaux des 2000 dernières années sont reconstruites par l'analyse du rapport Magnésium sur Calcium de la coquille (ou test) des foraminifères. Les foraminifères sont des organismes planctoniques ou benthiques dont certains forment un test en calcite. Ils sont utilisés depuis de nombreuses années pour des études paléocéanographiques car leurs tests sont retrouvés en abondance dans les carottes sédimentaires marines. Parmi les espèces planctoniques, les plus utilisées (telles que *Globigerinoides ruber* pour les régions chaudes et *Globigerina bulloides* pour les régions tempérées) vivent à la surface des océans.

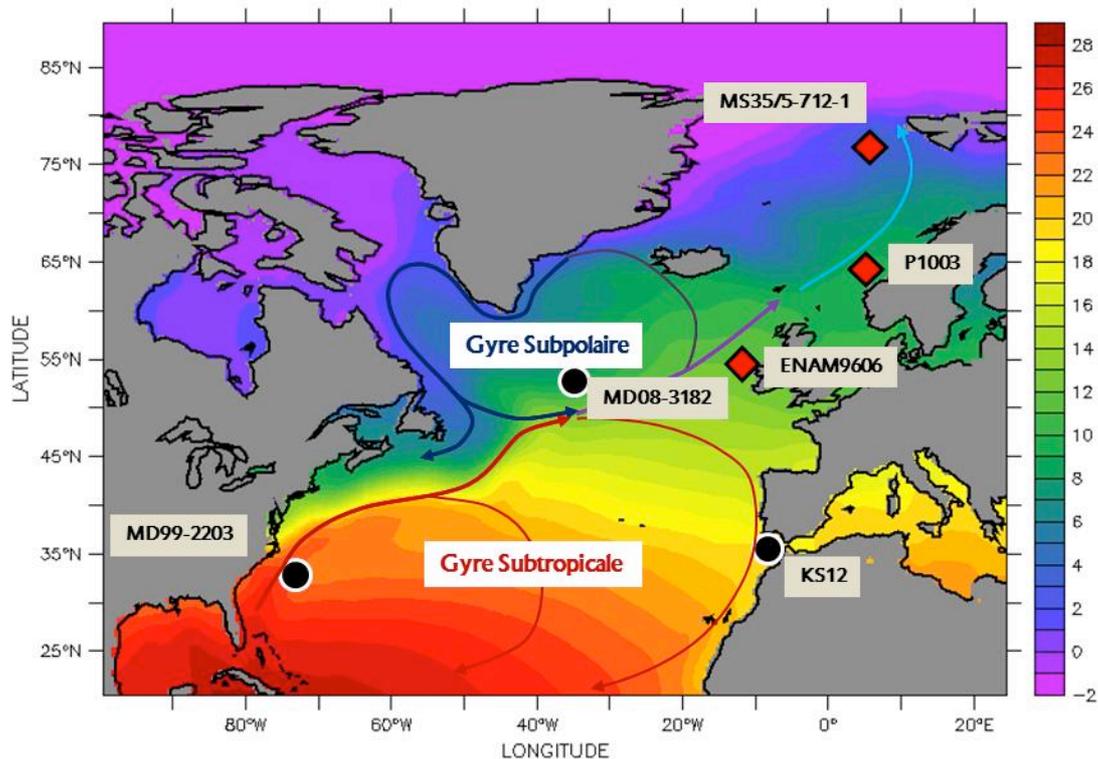


Figure 5 : Températures moyennes des eaux de surface (Juin à Septembre). Les flèches schématisent la circulation de surface dans l’Océan Atlantique Nord et les cercles représentent la localisation des carottes de sédiment étudiées : en noires les carottes analysées au cours de ma thèse et en rouge les carottes issues de la littérature.

Les carottes de sédiment étudiées ont été prélevées à des endroits stratégiques dans l’océan Atlantique Nord et dans la continuité de la Dérive Nord Atlantique pour pouvoir reconstruire les structures clés de la circulation méridienne de surface et leurs variations temporelles ; j’ai ensuite utilisé cette reconstitution pour estimer ainsi le transport de chaleur vers les hautes latitudes. (Figure 5).

Les carottes étudiées sont :

- La carotte MD99-2203 (34°58'38 N ; 75°12'06 W ; 620 m) située au large du Cap Hatteras, à la limite de la zone où le Gulf Stream se détache des côtes américaines pour poursuivre son parcours vers le nord. Elle permet de reconstruire les variations du Gulf Stream dans le passé.
- La carotte MD08-3182 (52°41.99'N ; 35°56.15'W ; 3757 m) située plus au nord dans la Fracture de Charlie Gibbs (ou CGFZ pour « Charlie Gibbs Fracture Zone ») à la frontière entre la gyre subpolaire et la gyre subtropicale, et donc idéalement placée pour suivre l’évolution du front subarctique.
- La carotte CADI2KS12 (36°43N ; 8°32W ; 1120m), située dans le golfe de Cadix et qui enregistre le courant de retour de la gyre subtropicale.

A ces trois carottes s'ajoutent des résultats issus de la littérature (Figure 5) :

- La carotte ENAM9606 (55°39.02N ; 13°59.10W ; 2543 m), (Richter *et al.*, 2009), située sur le chenal de Rockall et qui enregistre le passage de la Dérive Nord Atlantique.
- La carotte P1003 (63°45'44'' N; 05°15'19''E, 875m), (Sejrup *et al.*, 2011) située dans la mer de Norvège, dans la continuité de la dérive Nord Atlantique.
- La carotte MSM5/5-712-1 (78°54.94' N ; 6°46.04' E ; 1490.5 m), (Werner *et al.*, 2011) située dans le détroit de Fram et qui enregistre l'extension vers le Nord, jusqu'à l'Océan Arctique, de la Dérive Nord Atlantique.

La majorité des carottes de sédiment océanique ne permettent pas l'étude paléocéanographique d'une période aussi courte (2000 ans). En effet, leur taux de sédimentation est généralement trop faible pour enregistrer des variations rapides de températures. Les carottes étudiées ici ont été également sélectionnées pour avoir un taux de sédimentation très élevé (une dizaine d'années par centimètre), permettant d'enregistrer des variations de températures à l'échelle pluri-décennale.

A l'actuel, les fluctuations océaniques de température sont faibles (1-2°C) (figure 6) à la limite des possibilités de détection des méthodes utilisées traditionnellement en paléocéanographie du Quaternaire.

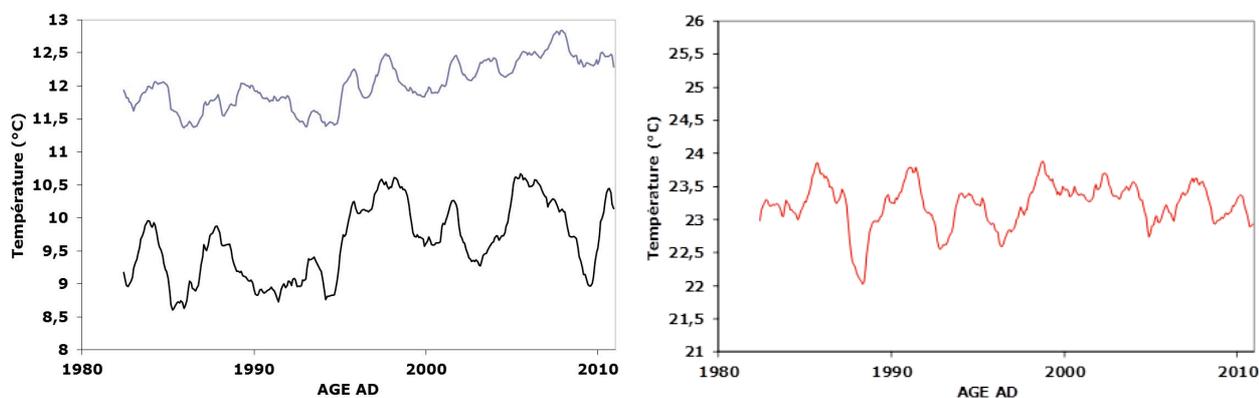


Figure 6 : Températures de surface issues des données satellites sur un carré de 1° de côté aux principaux sites des carottes de sédiments étudiées au cours de ma thèse : En rouge, au niveau du cap Hatteras (MD99-2206), en bleu dans le chenal de Rockall (ENAM9606) et en noir dans la Fracture de Charlie Gibbs (MD08-3182).

J'ai donc consacré cette première partie à améliorer les reconstitutions paléoclimatiques marines obtenues à l'aide des foraminifères planctoniques. Dans le premier chapitre, j'ai contraint la période et la zone de vie actuelle moyenne des différents foraminifères utilisés grâce à l'étude de plusieurs dizaines de sommets de carottes de sédiment prélevés dans

l'océan Atlantique Nord. Dans le second chapitre, j'ai vérifié et précisé ces résultats directement aux sites des carottes de sédiment étudiées, puis calibré dans le troisième chapitre les signaux géochimiques (le rapport Mg/Ca), enregistrés par le test des foraminifères planctoniques, en température.

La seconde partie est consacrée à l'étude paléocéanographique à partir d'enregistrements sédimentaires marins. J'ai tout d'abord établi dans le chapitre quatre les modèles d'âge des trois carottes de sédiment analysées, et exposé les limites imposées par la datation sur cette échelle de temps si courte. Le chapitre cinq montre ensuite comment j'ai utilisé les variations de température pour enregistrer le déplacement du front subarctique et ainsi que la stratification de la colonne d'eau au site de la carotte MD08-3182, pour estimer l'influence du vent sur ces déplacements de front. Enfin le dernier chapitre est dédié à la compréhension des conséquences de cette dynamique de gyre sur le transport des eaux de la dérive Nord Atlantique vers les hautes latitudes, ainsi que les possibles liens entre l'intensité des vents d'ouest et le climat européen.

Les conclusions et les perspectives à l'issue de ce travail closent ce manuscrit.

Première partie : Calibration des isotopes de l'oxygène et du rapport Mg/Ca de la calcite des foraminifères planctoniques de surface et de subsurface

Introduction

La reconstitution des paramètres hydrographiques a pour objectif de fournir une base de données permettant de documenter la variabilité naturelle de l'océan et de permettre la détection fiable d'une variation imputable aux activités humaines. Durant les 2000 dernières années, l'amplitude des variations des températures de l'océan de surface est faible, de l'ordre du degré. Les températures de la colonne d'eau doivent être reconstituées avec une précision permettant de donner un signal moyen d'amplitude significative par rapport au bruit dans le but d'enregistrer les caractéristiques principales de la variabilité pluri-décennale. Les analyses isotopiques et géochimiques des fossiles des sédiments marins permettent d'espérer atteindre une telle précision, proche de quelques dixièmes de degrés. Une telle réduction de la barre d'erreur nécessite de porter une attention toute particulière à la calibration des indicateurs paléocéanographiques obtenus à partir de l'analyse géochimique de la calcite des foraminifères. Cette partie du manuscrit est donc consacrée à la calibration de ces outils : l'analyse isotopique des isotopes de l'oxygène et l'analyse des éléments traces, notamment le rapport de concentration du Magnésium au Calcium (Mg/Ca) des tests carbonatés.

Compte tenu de la distribution latitudinale des carottes qu'il est nécessaire d'étudier pour couvrir l'océan Atlantique Nord, plusieurs espèces de foraminifères seront examinées dans ce chapitre : les foraminifères planctoniques de surface *Globigerinoides ruber* (espèce subtropicale) et *Globigerina bulloides* (espèce subpolaire) ainsi que les foraminifères planctoniques profonds *Glorobotalia inflata* et *Pulleniatina obliquiloculata*.

Le premier chapitre de cette partie portera sur la calibration isotopique de la calcite des foraminifères planctoniques de surface et de subsurface dans l'océan Atlantique Nord à partir de sommets de carottes de sédiment afin de contraindre le milieu et la saison de calcification des foraminifères planctoniques utilisés.

Le deuxième chapitre sera consacré à la calibration isotopique plus précise de ces foraminifères aux sites des carottes étudiées.

Puis nous verrons dans le troisième chapitre la calibration du rapport Mg/Ca pour chaque espèce de foraminifère étudiée dans le but de reconstruire les températures de l'eau de mer de surface et de subsurface dans le passé.

Chapitre I - Calibration des isotopes de l'oxygène

L'analyse des isotopes de l'oxygène est largement utilisée en paléocéanographie depuis des décennies. C'est un outil relativement bien connu, qui repose sur une relation thermodynamique reliant la composition isotopique du carbonate à celle de l'eau de mer et à la température de formation du carbonate. On peut donc analyser les isotopes de l'oxygène de la calcite des foraminifères afin de mieux contraindre certains paramètres faisant encore l'objet de beaucoup d'incertitudes, notamment la profondeur de calcification et la période de croissance des foraminifères planctoniques, qu'ils vivent dans la zone euphotique ou plus en profondeur. L'approche statistique employée dans le cadre de ce travail permet également de déterminer l'écart isotopique à l'équilibre, s'il existe, propre à chaque espèce.

1) La composition isotopique de l'Oxygène

Les tests des foraminifères sont constitués de calcite (CaCO_3). Ils contiennent tous les isotopes de l'oxygène : l'oxygène 16 (99,76%), l'oxygène 17 (0,04%) et l'oxygène 18 (0,2%).

Les isotopes ont la particularité de posséder le même numéro atomique (même nombre d'électrons et de protons) mais ils ne possèdent pas le même nombre de neutrons ce qui entraîne une inégalité de masse atomique. Lors d'un changement de phase ou lors de processus cinétiques, cette différence de masse entraîne un fractionnement isotopique. Ainsi, la formation de la coquille des foraminifères induit un fractionnement isotopique entre l'eau et la calcite.

L'abondance relative de ^{18}O par rapport à ^{16}O dans un échantillon d'eau ou de carbonate est exprimée sous la forme d'un écart à un standard de composition isotopique connue, en notation « δ » selon la formule suivante :

$$\text{Formule du } \delta^{18}\text{O} : \quad \delta_{\text{échantillon}} = 1000 \times \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right]$$

Les standards internationaux sont le SMOW (Standard Mean Ocean Water) pour l'eau de mer et le PDB (Pee Dee Belemnite) pour les carbonates.

Dans les foraminifères, les mesures sont réalisées sur le CO₂, extrait par attaque acide du CaCO₃ à température contrôlée. La différence entre l'échelle SMOW - CO₂ et l'échelle PDB - CO₂ est de + 0,27 ‰ (Hut, 1987).

Dans la calcite des foraminifères, la composition isotopique de l'oxygène (notée δ¹⁸O dans la suite de ce document) est fonction de deux paramètres : la température et la composition isotopique de l'oxygène de l'eau de mer (notée δ¹⁸O_{sw}) dans laquelle le foraminifère a calcifié son test. C'est ce qui a été démontré empiriquement par *Shackleton* (1974) sur la base des travaux pionniers effectués par *Epstein et al* (1953) et qui s'exprime dans l'équation des paléotempératures de la façon suivante :

$$\text{Équation 1 : } T = 16,9 - 4,38 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{sw} + 0,27) + 0,1 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{sw} + 0,27)^2$$

dans laquelle le terme δ¹⁸O_f représente la composition isotopique de l'oxygène mesurée dans la calcite des foraminifères et exprimée par rapport au PDB, tandis que δ¹⁸O_{sw} représente la composition isotopique de l'oxygène, exprimée par rapport au SMOW, de la masse d'eau dans laquelle le test a précipité et T la température de calcification.

Cette équation a été établie sur l'espèce benthique *Uvigerina* mais il a été démontré depuis que la pente de la relation entre le δ¹⁸O_f et la température était également valable pour les foraminifères planctoniques (*Bemis et al.*, 1998; *Bouvier-Soumagnac et Duplessy*, 1985).

Le δ¹⁸O_{sw} va dépendre du bilan hydrologique local (notamment les conditions de précipitation et d'évaporation, d'écoulement des rivières (proche de la côte) et des échanges entre masses d'eau océaniques) et du volume global des glaces continentales. Dans l'océan Atlantique Nord, la relation entre la composition isotopique de l'eau de mer et la salinité a été mise en évidence par les mesures systématiques réalisées dans le cadre du programme GEOSECS (1987, figure I-1) :

$$\text{Équation 2 : } \delta^{18}\text{O}_{sw} (\pm 0,17\text{‰}) = 0,56 * S - 19,26$$

avec δ¹⁸O_{sw} qui représente la composition isotopique de l'eau de mer entre 0 et 250m de profondeur, et S la salinité dans le même intervalle de profondeur.

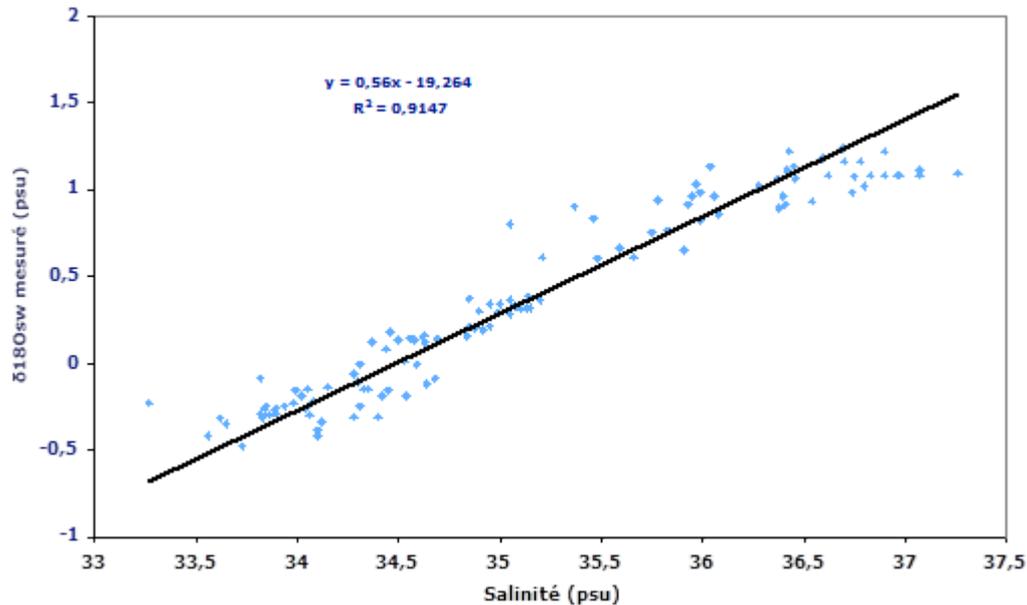


Figure I-1 : Salinité de l'eau de mer par rapport au $\delta^{18}O_{sw}$ mesurée lors de la Campagne GEOSECS (1987).

Depuis la campagne GEOSECS, de nombreux travaux ont démontré que cette relation pouvait présenter des différences de pentes temporelles et géographiques (Rohling, 2000 ; LeGrande et Schmidt, 2006-2011). Mon travail se concentre sur l'étude hydrologique des 2000 dernières années, c'est-à-dire la période la plus récente de l'Holocène supérieur au cours de laquelle le volume global des glaces continentales n'a pas enregistré de variations significatives à l'échelle de la cryosphère globale. Je fais donc l'hypothèse dans toute la suite de mon travail que le volume de glace continentale est resté constant et donc que la teneur moyenne de l'océan en ^{18}O est restée constante.

En revanche, les variations géographiques locales peuvent être importantes. En effet, selon la localisation des carottes dans l'océan Atlantique Nord, la pente sera différente si l'on se trouve à l'Est (Mer du Labrador : 0.94), aux basses latitudes (océan tropical : 0.15) ou encore à l'extrême Nord de l'Atlantique (Océan Arctique : 0.48) (LeGrande et Schmidt, 2006-2011).

J'ai donc utilisé un jeu de données plus récent (LeGrande et Schmidt, 2006-2011) afin de calculer les relations existantes entre le $\delta^{18}O_{sw}$ et la salinité de l'eau de mer. La figure I.2 représente le $\delta^{18}O_{sw}$ en fonction de la salinité dans l'Océan Atlantique Nord dans les premiers 500 m de profondeur. On remarque effectivement les différentes pentes correspondant aux différentes régions de cet océan.

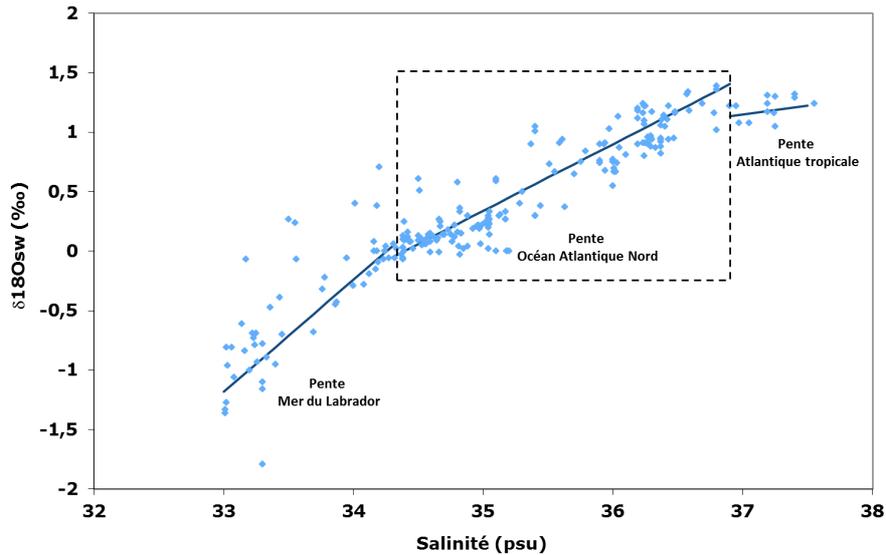


Figure I-2 : Salinité de l'eau de mer par rapport au $\delta^{18}O_{sw}$ mesurée (<http://data.giss.nasa.gov/o18data/>) dans l'Océan Atlantique Nord entre 0 et 500m de profondeur.

La majorité des sommets des carottes de sédiment utilisées dans le cadre de ma thèse sont localisées entre 20-65°N et 10-80°W. Elles sont situées en dehors des différentes régions spécifiques précédemment citées (mer du Labrador, très hautes latitudes ou zones tropicales). Si on restreint la gamme de salinité dans la gamme de salinité représentative des sites des carottes de sédiment utilisées, soit entre 34.4 et 37.1 (Figure I-3), la relation devient alors similaire à celle obtenue avec les données de la campagne GEOSECS, qui sera donc utilisée dans le reste du manuscrit.

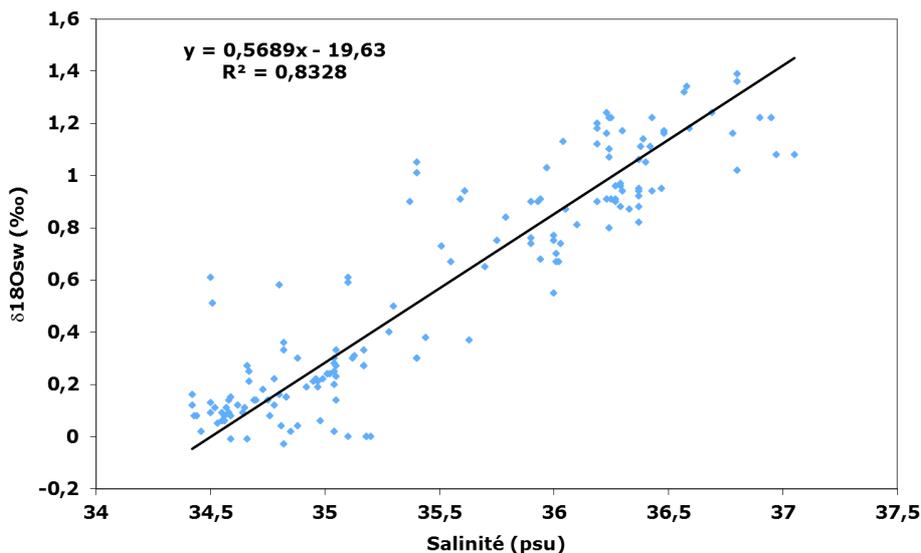


Figure I-3 : Salinité de l'eau de mer par rapport au $\delta^{18}O_{sw}$ mesurée (<http://data.giss.nasa.gov/o18data/>) dans la gamme de salinité des carottes de sédiments utilisées lors de la calibration.

2) Effets non climatiques sur la composition isotopique de l'oxygène

Le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite est également affecté par d'autres facteurs que les facteurs climatiques ou thermodynamiques. Compte tenu de la précision attendue dans la période de temps considérée, il est important de reconnaître et de quantifier l'effet de ces biais sur les résultats.

2.1 - Taille des foraminifères

De nombreuses études ont établi un effet de taille sur les compositions isotopiques des foraminifères (*Elderfield et al.*, 2002). Le $\delta^{18}\text{O}_f$ est différent selon la gamme de taille utilisée. Ces variations de $\delta^{18}\text{O}_f$ pourraient être liées à des changements de profondeur de vie selon le stade de développement des foraminifères. Au cours de leur cycle de vie, les foraminifères migrent dans la colonne d'eau. J'ai donc choisi d'analyser des foraminifères dans la gamme du maximum d'abondance de chaque espèce. Pour *Globigerinoides ruber* et *Globigerina bulloides*, celle-ci est 250-315 μm . Celles des foraminifères planctoniques profonds *Glorobotalia inflata* et *Pulleniatina obliquiloculata* sont respectivement 250-315 et 355-400 μm (*Cleroux et al.*, 2007).

2.2 - Effet vital

Il peut exister un écart entre les valeurs prédites par l'équation 1 et les valeurs réelles. Cet écart pourrait être causé par un fractionnement, d'ordre biologique, qui s'ajouterait au fractionnement causé par la température. Ce biais est dû au métabolisme des foraminifères et se nomme couramment « effet vital ».

Il comprend la respiration, la calcite gamétogénique, l'ontogénie et parfois la symbiose entre le foraminifère et une algue unicellulaire photosynthétique (*Rohling and Cooke*, 2002).

Comme on le verra dans la suite de ce chapitre, tous les foraminifères étudiés calcifient avec un écart à l'équilibre plus ou moins important, que ce soit pour *G. ruber* : 0,1 ‰, *G. inflata* : 0,3‰ ou encore pour *G. bulloides* : 0,45 ‰.

3) Détermination de la profondeur de calcification

3.1 - Principes généraux

À défaut de disposer d'études écologiques et systématiques pour déterminer la profondeur d'habitat et de calcification des espèces étudiées, j'ai utilisé la méthode déjà suivie par *Cléroux et al* (2007).

J'ai compilé les données existantes et analysé de nouvelles données provenant de sommets de carottes prélevées dans l'océan Atlantique Nord. L'âge des sommets de carotte doit être le plus récent possible (Holocène supérieur) pour refléter au mieux les conditions océanographiques modernes de salinité et de température. Ces valeurs modernes sont extraites en chaque site à partir d'un Atlas océanique, le « Word Ocean Atlas 2005 » (WOA05).

L'équation des paléotempératures (équation 1) permet de reconstruire la température de calcification à partir de la composition isotopique de l'oxygène de la calcite et de la composition isotopique de la masse d'eau de calcification. Cette dernière grandeur est obtenue à partir de l'équation 2. Compte tenu de cette méthode de calcul, la température ainsi reconstruite est appelée température isotopique (T_{iso}).

$$T_{iso} = 16,9 - 4,38 * [\delta^{18}O_f + 0,27 - (0,56 * S - 19,26)] + 0,1 * [\delta^{18}O_f + 0,27 - (0,56 * S - 19,26)]^2.$$

Les températures isotopiques reconstruites sont comparées aux températures relevées dans l'atlas pour chaque profondeur via le calcul de régression linéaire (annexe 1).

Les pentes de ces droites sont un bon indicateur de la zone de profondeur actuelle de calcification des foraminifères. La pente recherchée est la pente de 1, pour laquelle la température atlas sera égale à la température isotopique (\pm une constante), quelle que soit la température de l'eau où vit le foraminifère en faisant l'hypothèse que dans l'Atlantique Nord chaque espèce a une zone d'habitat bien définie dans la zone considérée pour ce travail.

Cette méthodologie a été appliquée à chacune des espèces étudiées et les résultats sont présentés ci-dessous.

3.2 - *Globigerinoides ruber* blanc

G. ruber blanc est une forme subtropicale, vivant préférentiellement dans les régions de basses et moyennes latitudes où les eaux sont chaudes (entre 20 et 28°C). Les températures isotopiques de 64 sommets de carottes ont donc été reconstruites à partir du $\delta^{18}\text{O}_c$ et des salinités moyennes des 3 mois de l'année les plus chauds (Juillet-Août-Septembre ou Août-Septembre-Octobre suivant la localisation du site de la carotte), puis comparées aux températures mesurées durant la même période.

	0m	50m	0-50m	75m	25-75
Pente	0,97	0,96	1,00	1,00	1,02
Tiso - Tatlas	-0,93	2,62	0,22	4,48	2,34
R²	0,77	0,88	0,85	0,87	0,89
Incertitude (± °C)	2,15	1,81	1,81	1,86	1,61

Tableau I-a : Comparaison entre les températures issues du WOA05 (Tatlas) et les températures isotopiques (Tiso) reconstruites pour plusieurs profondeurs en été.

Selon cette méthode statistique, *G. ruber* calcifie soit dans les 50 premiers mètres soit à 75m de profondeur. Or *G. ruber* est une espèce symbiotique. Les algues présentes dans le cytoplasme du foraminifère ont besoin de lumière pour effectuer la photosynthèse. La présence de symbiontes est donc un indicateur de faible profondeur ce qui conduit à exclure la solution la plus profonde.

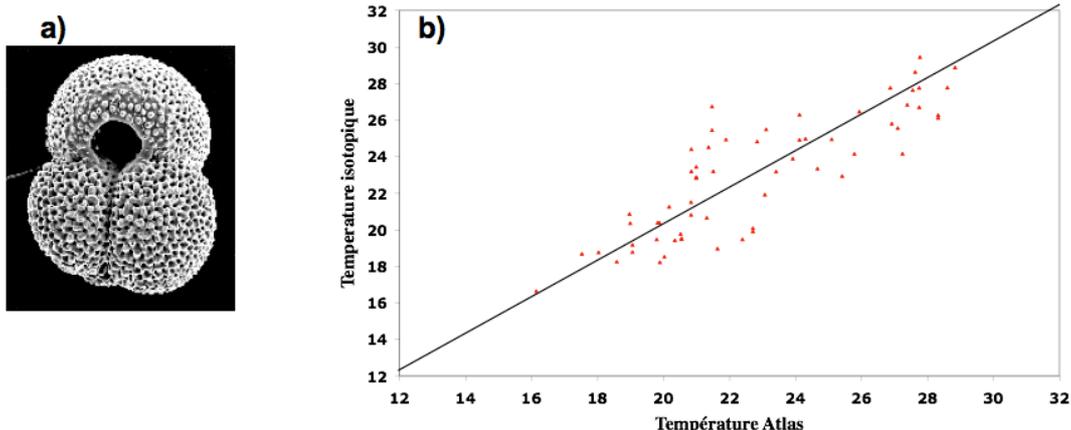


Figure I-4 : a) Photographie au microscope électronique à balayage de *G. ruber* (Cléroux, 2007) b) Température isotopique (Tiso) moyenne de *G. ruber* par rapport à la température moyenne prélevée dans le WOA05 (Tatlas) aux profondeurs 0-50m : **Tiso = Tatlas +0.22 (R²=0,72)**

G. ruber calcifie en été entre 0 et 50 mètres de profondeur avec un écart à l'équilibre en température de $0,22^{\circ}\text{C} \pm 1,8^{\circ}\text{C}$ (table I-a, figure I-4-b). Devant la grande barre d'erreur de cet écart, je considérerai que *G. ruber* calcifie à l'équilibre isotopique avec l'eau de mer.

3.3 - *Globigerina bulloides*

G. bulloides est une espèce de foraminifère planctonique non symbiotique, associée aux régions tempérées à subpolaires. Cette espèce est également associée aux régions d'upwelling, lieux de remontés d'eaux froides et riches en nutriments. La forte présence de *G. bulloides* dans ces zones riches laisse à penser que son développement est également conditionné par la concentration en nourriture.

La carotte MD08-3182 ($52^{\circ}41,99\text{N}$; $35^{\circ}56.15\text{W}$), contenant de nombreux *G. bulloides*, se situe en océan ouvert. Les zones côtières ont été volontairement écartées afin d'éviter les zones d'upwelling ou encore les apports côtiers d'eau douce.

La dépendance aux conditions de nourriture de ce foraminifère m'a d'abord conduit à utiliser les conditions océaniques (température et salinité) des mois Avril-Mai-Juin. En effet, durant l'hiver, la couche de mélange s'est approfondie, favorisée par des vents plus forts. Cela permet également un enrichissement des eaux de surface en nutriments grâce à un mélange avec les masses d'eaux plus profondes et plus riches. Au printemps, les conditions sont donc idéales. Les eaux sont riches en nutriments et atteignent une température suffisamment élevée pour favoriser la croissance de *G. bulloides*.

Cependant, après avoir calculé les régressions linéaires entre les températures atlas mesurées au printemps et les températures isotopiques reconstruites à partir de 101 sommets de carotte, aucune profondeur ne permettait d'atteindre les spécifications fixées (c.-à-d. la pente de 1).

Mises à part les conditions de nourriture, les foraminifères vivent préférentiellement dans une gamme de température, dite température d'abondance (Bé, 1977). Certains sites aux hautes latitudes ou encore au cœur de la gyre subpolaire affichent des températures très basses au printemps. *G. bulloides* ne peut pas se développer. Il faut donc attendre le début de l'été, les mois Juin-Juillet-Août, pour atteindre des températures suffisamment élevées.

Pour *G. bulloides*, une température minimale dite « seuil » doit donc être déterminée. Si la température de l'eau de mer est supérieure à cette valeur, alors *G. bulloides* vit préférentiellement en Avril- Mai-juin. Si la température est inférieure, *G. bulloides* vit en Juin-Juillet-Août.

Afin de déterminer cette température, je me suis basé sur les résultats d'un modèle

écophysiologique développé par Fabien Lombard dans le cadre du projet ANR ForClim (Lombard *et al.*, 2011). Ce modèle s'appuie sur des expériences qui reproduisent les taux de croissance de *G. bulloides* selon la température et la concentration en nourriture, ainsi que sur des observations issues du Golfe de Gascogne.

La figure I-5-b représente le taux de croissance de *G. bulloides* en fonction de la température de l'eau, calculé à partir du modèle écophysiologique. La gamme d'abondance est comprise entre 10 et 26°C.

En émettant l'hypothèse que les conditions de développement de *G. bulloides* sont les mêmes dans tout l'océan Atlantique Nord, la valeur seuil est fixée à 10°C.

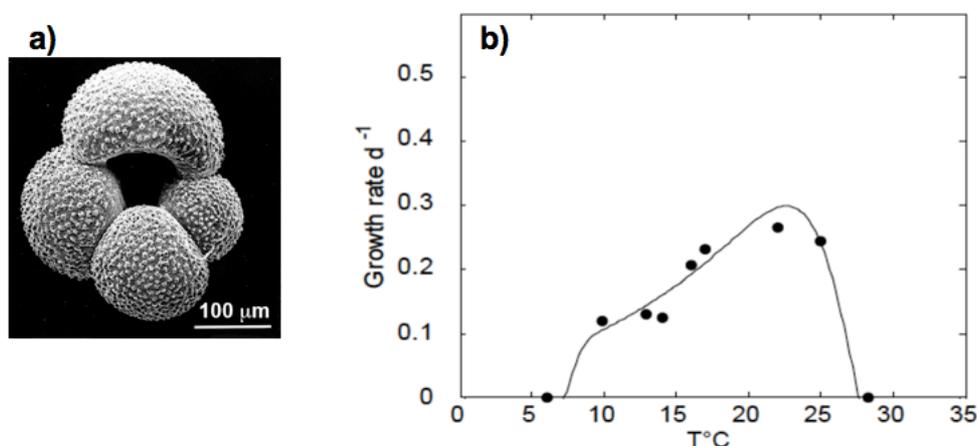


Figure I-5 : a) Photographie au microscope électronique à balayage de *G. bulloides* (Cléroux, 2007). b) Taux de croissance de *G. bulloides* en fonction de la température de l'eau. Résultats issus du modèle de Lombard *et al* (2011).

	0m	30m	50m	75m	100m	30-75m	0-50m
Pente	1,15	1,09	0,99	0,94	0,92	1,00	1,10
Tiso - Tatlas	0,43	1,06	1,92	2,53	2,82	1,84	0,93
R²	0,92	0,92	0,93	0,94	0,94	0,93	0,93
Incertitude (± °C)	1,40	1,31	1,25	1,25	1,28	1,23	1,30

Tableau I-b : Comparaison entre les températures issues du WOA 05 (Tatlas) et les températures isotopiques (Tiso) reconstruites pour plusieurs profondeurs.

La zone de calcification des *G. bulloides* est comprise en moyenne entre 30 et 75m de profondeur. Cependant les températures estimées sont trop chaudes d'environ $1,8 \pm 1,2$ °C. Ce biais entre les températures isotopiques et les températures atlas est du même ordre de grandeur que celui trouvé par Farmer *et al* (2008), estimé entre 1 et 2°C.

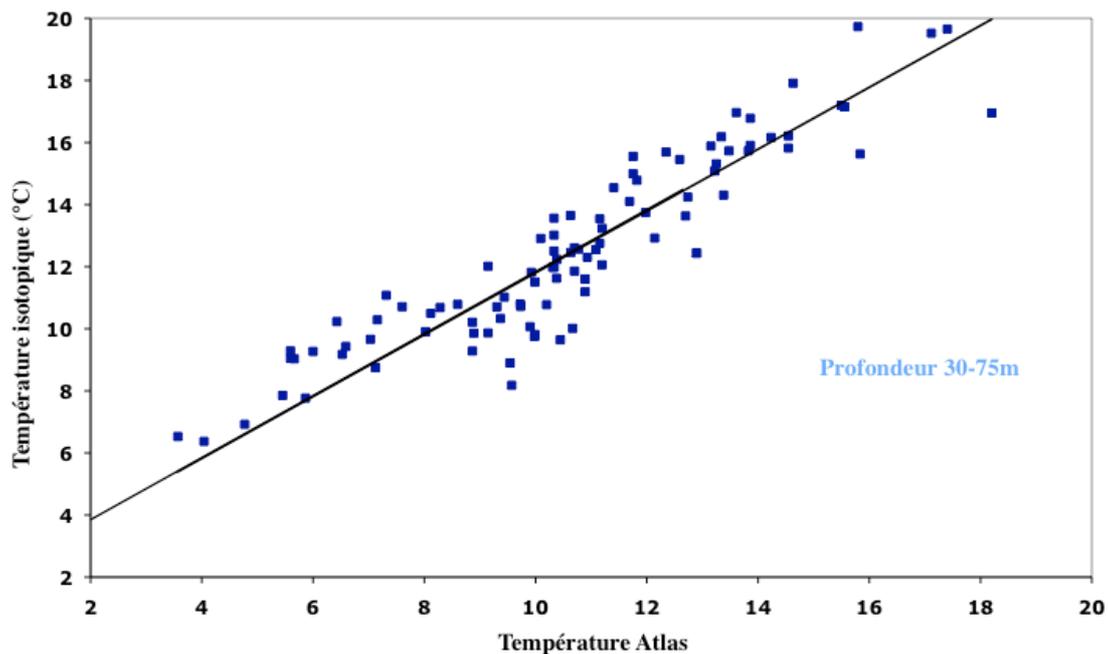


Figure I-6 : Température isotopique (*Tiso*) de *G. bulloides* par rapport à la température prélevée dans le *World Ocean Atlas 2005* (*TAtlas*) aux profondeurs 30-75m : $Tiso = TAtlas + 1,85$ ($R^2 = 0,87$)

Comparaison avec le modèle écophysologique :

Les profondeurs issues des résultats isotopiques des foraminifères planctoniques sont en accord avec les résultats du modèle (*Lombard et al.*, 2011, figures I-7 ci-dessous). *G. ruber* calcifie en été au niveau des basses à moyennes latitudes dans les 50 premiers mètres de profondeur. Les profondeurs ainsi que la saison de calcification de *G. bulloides* déterminées par le modèle sont en accord avec la calibration statistique. *G. bulloides* ne calcifie pas à la même saison suivant sa localisation dans l’océan Atlantique Nord. Dans les basses et moyennes latitudes, elle se développe dès le printemps tandis que dans les hautes latitudes, son développement est plutôt estival.

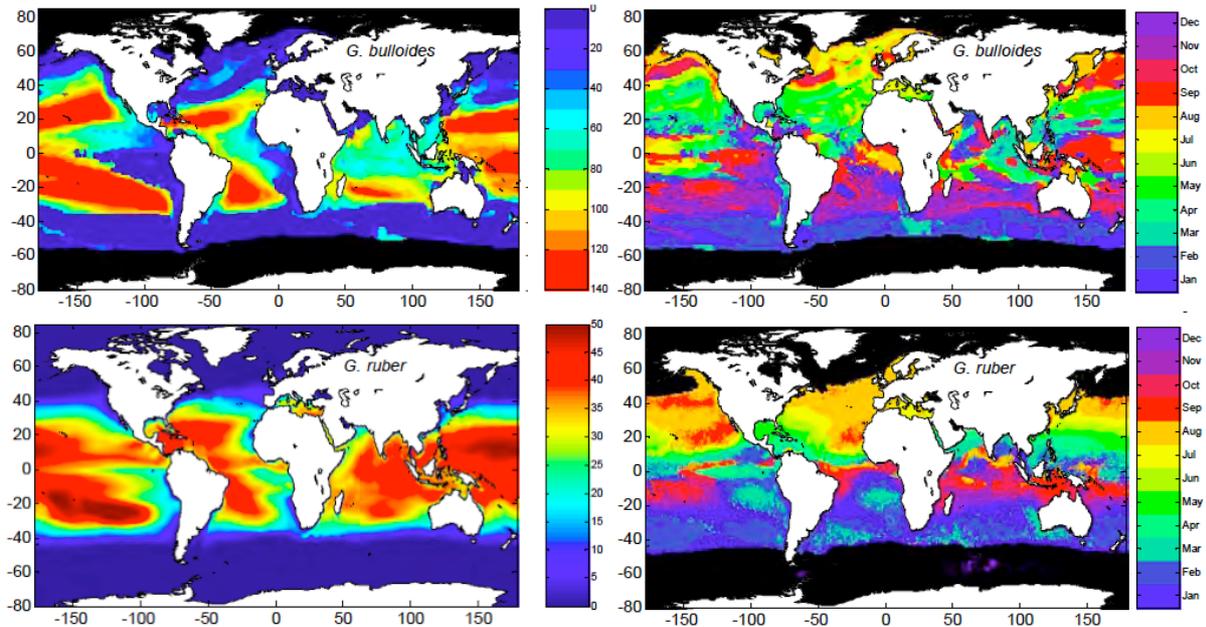


Figure I-7 : Résultats issus du modèle de Lombard et al (2011) : Sur la gauche, répartition spatiale de la profondeur de calcification, de *G. bulloides* en haut et *G. ruber* en bas. Sur la droite, répartition spatiale de la période de calcification.

3.4 - *Globorotalia inflata*

G. inflata est un foraminifère planctonique profond. Il se trouve principalement dans les régions transitionnelles aux moyennes et hautes latitudes (figure I-8-b) (Tolderlund, 1971). Dans le cadre du projet ANR-FORCLIM, une étude sur l'écologie des foraminifères planctoniques a été menée dans le Golfe de Gascogne. Un suivi saisonnier a été réalisé grâce à des filets à plancton (pêche entre 0 et 700 m). *G. inflata* apparaît dans le Golfe de Gascogne à la fin de l'hiver jusqu'au début de l'été (Retailleau, 2009).

En première hypothèse, les températures isotopiques ont donc été reconstruites en utilisant les $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ et les salinités moyennées de février à juillet en supposant dans un premier temps les conditions de vie de *G. inflata* identiques dans tout l'Atlantique Nord. Néanmoins, les régressions linéaires calculées entre les températures du WOA et les températures isotopiques, sur la base de 76 sommets de carotte, ne permettent pas de trouver la profondeur de calcification de ces foraminifères. La meilleure pente est de 0,9 à 200m de profondeur (Cf. tableau I-c).

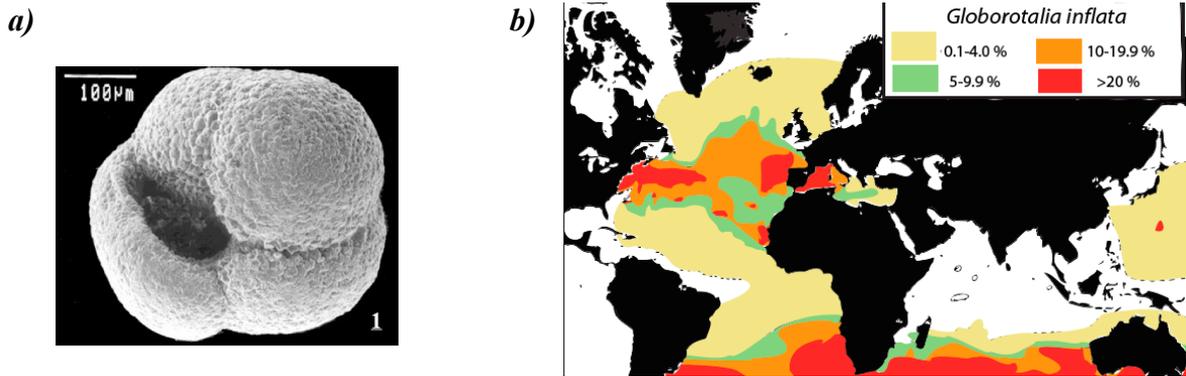


Figure I-8 : a) Photographie au microscope électronique à balayage de *G. inflata* (Cléroux, 2007). b) Carte mondiale d'abondance relative de *G. inflata* à la surface du sédiment, redessinée d'après Bé (1977).

Dans le Golfe de Gascogne, le développement des foraminifères planctoniques *G. inflata* est fortement corrélé avec la disponibilité en nourriture, contrairement à la température qui ne montre aucune corrélation (Retailleau, 2009). Cléroux et al (2007) ont également montré qu'en été, *G. inflata* ne se développe qu'à partir d'une concentration seuil en nutriment. En effet, la profondeur d'habitat de *G. inflata* suit approximativement les isolignes 0,3 à 0,4 $\mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$ de phosphate dans l'océan Atlantique Nord (figure I-9).

Aux hautes latitudes, le seuil de phosphate est toujours supérieur au seuil minimal quelle que soit la profondeur dans la colonne d'eau (figure I-9). La concentration en nourriture n'est donc pas le facteur limitant.

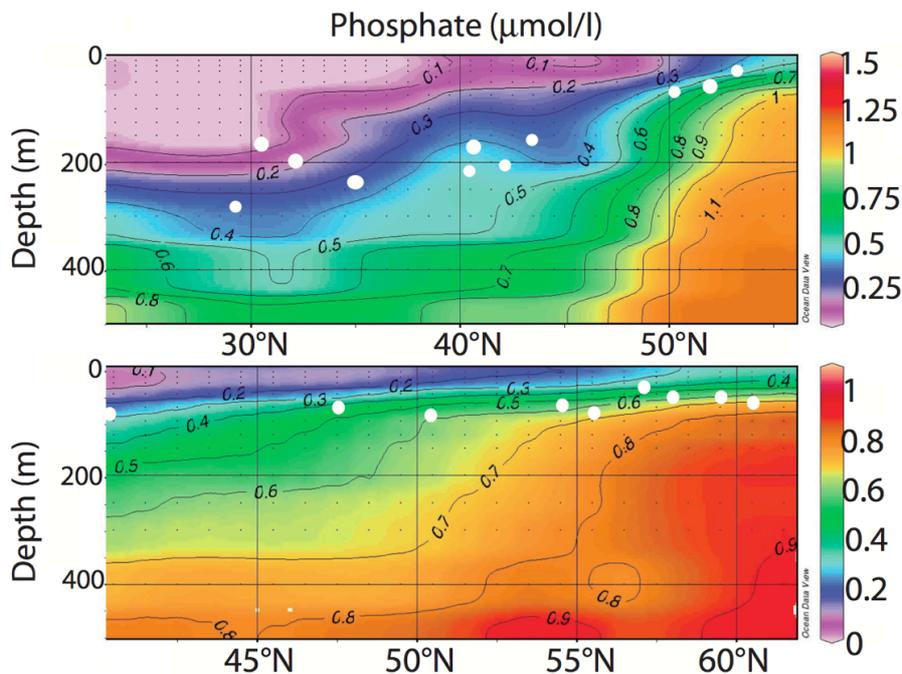


Figure I-9 : Profondeur d'habitat de *G. inflata* en été (cercle blanc) selon la latitude et la température isotopique des sommets de carotte représenté sur deux coupes latitudinales

saisonniers (été) de la concentration moyenne en phosphate ($\mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$) dans l'océan Atlantique Nord à 37°W (haut) et 15°W (bas) (Cléroux et al., 2007).

Les conditions de températures sont également très importantes car ces foraminifères vivent dans une gamme de température privilégiée. Bé (1977) a estimé cette gamme comprise entre 10 et 18°C pour *G. inflata*. Dans l'Atlantique Nord, l'isotherme 10°C marque un changement hydrologique majeur sur toute la colonne d'eau supérieure. On remarque en effet une bonne cohérence spatiale entre la zone de faible abondance de *G. inflata* et l'isotherme 10°C sur les 200 premiers mètres de profondeur (Figure I-8-b, figure I-10).

Cléroux et al. (2007) ont montré que lorsque la température de l'eau de mer est supérieure à 16°C, *G. inflata* migre et calcifie plus en profondeur. La gamme d'abondance est donc comprise entre 10 et 16°C. C'est pourquoi l'impact de la température est négligeable dans le Golfe de Gascogne car les températures sont toujours comprises dans cette gamme d'abondance.

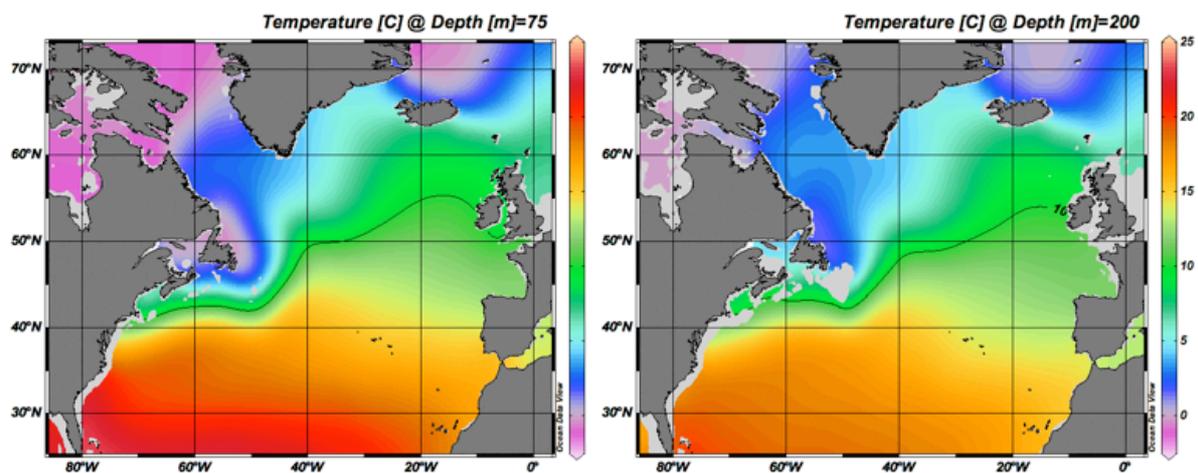


Figure I-10 : Répartition spatiale de la température saisonnière (avril à juin) a) 75m et b) 200m de profondeur.

Remarque : Aux basses latitudes, l'isotherme 16°C correspond aux lignes d'iso-concentration 0,3-0,4 $\mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$ (figures I-11), le seuil minimal de phosphate requis pour le développement de *G. inflata*.

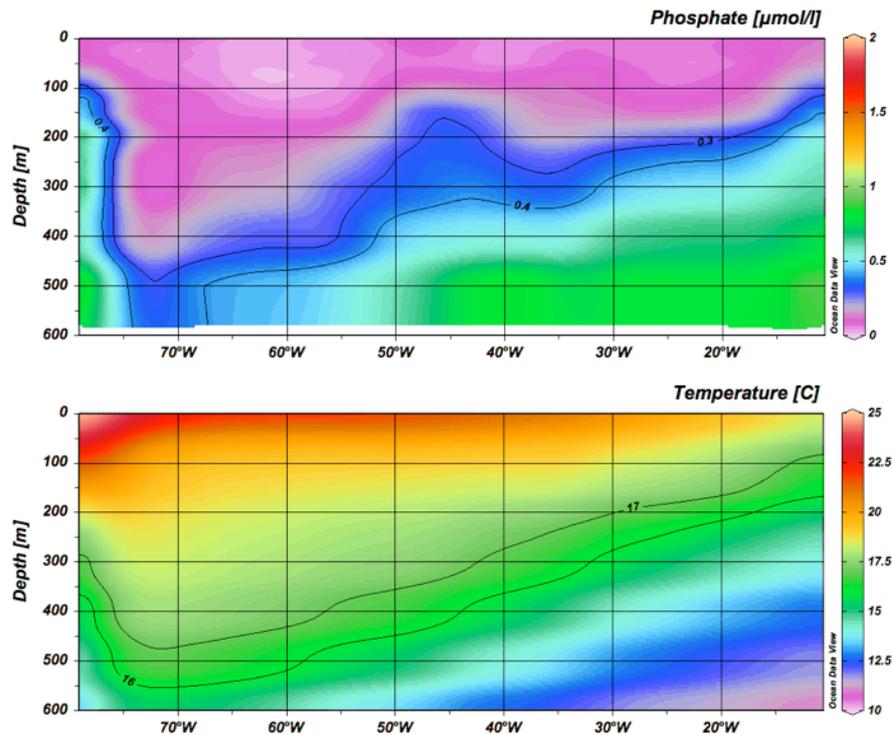


Figure I-11 : Coupe longitudinale saisonnière (Avril à juin) de l’océan Atlantique Nord à 30 °N de a) la concentration moyenne en phosphate b) la température

J’ai donc développé un modèle conceptuel pour estimer la profondeur de vie de cette espèce en me basant sur la température et la concentration en phosphate de l’eau de mer :

1 cas : Si la température de l’eau de mer est inférieure à 10°C, la température devient un facteur limitant. Une température aussi basse suggère une localisation au niveau des hautes latitudes et donc une concentration élevée en nourriture. *G. inflata* ne se développe pas dans sa gamme de température d’abondance et reste dans les eaux les plus chaudes, peu profondes. La zone moyenne de calcification de *G. inflata* se situe entre 30 et 75 de profondeur.

2^{ème} cas : Si la température de l’eau est comprise entre 10 et 16°C, *G. inflata* se développe dans sa gamme de température d’abondance. La concentration en nutriments nécessaires à sa survie devient le facteur limitant. La zone de calcification se situe donc au seuil de phosphate compris entre 75-200m de profondeur.

Exemple : C’est le cas du Golfe de Gascogne où la concentration en nutriment corrèle avec le développement des foraminifères mais ne corrèle pas avec la température.

3^{ème} cas : Si la température de l’eau est supérieure à 16°C, *G. inflata* migre en profondeur jusqu’à retrouver une température et une concentration en nutriment adéquate pour son développement.

	75m	150m	200m	300m	75-200m	mixe
Pente	0,81	0,86	0,90	1,36	0,85	1,00
Tiso - T Atlas	0,87	1,39	1,62	1,94	1,24	1,20
R ²	0,98	0,96	0,95	0,69	0,97	0,96
Incertitude (± °C)	1,05	0,97	0,96	1,07	0,97	0,78

Tableau I-c : Comparaison entre les températures issues du WOA05 (TAtlas) et les températures isotopiques (Tiso) reconstruites pour plusieurs profondeurs.

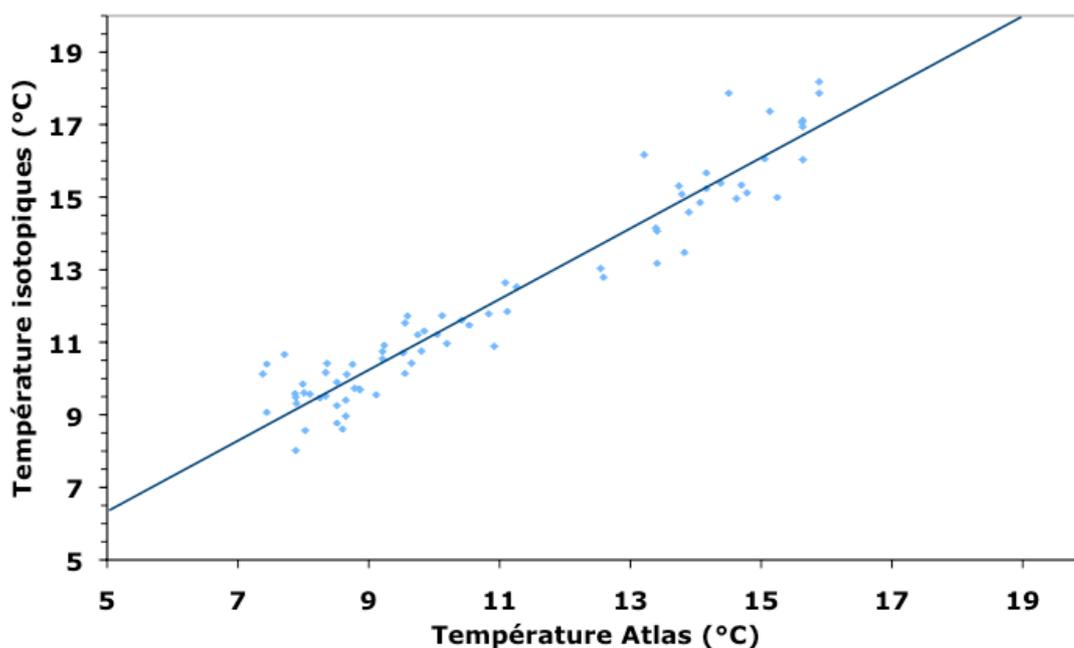


Figure I-12 : Températures isotopiques (Tiso) de *G. inflata* par rapport à la température prélevée dans le World Ocean Atlas 2005 (TAtlas) : $T_{iso} = T_{Atlas} + 1,2$ ($R^2 = 0,92$)

Nous proposons ici un modèle conceptuel simple pour contraindre la profondeur de *G. inflata*, basé sur la comparaison entre les températures isotopiques de carottes en Atlantique Nord et les températures prélevées dans un atlas. *G. inflata* calcifie à des profondeurs différentes selon la localisation du site avec un écart à l'équilibre en température de 1,2°C (Cf. figure I-12).

Cas particulier de l'upwelling africain :

Plusieurs carottes ont été prélevées sur la marge Nord-Ouest africaine, dans un upwelling. Dans ces conditions, le modèle conceptuel fonctionne de la même manière. L'upwelling remonte des eaux plus froides et plus riches en nutriments. La concentration en nutriments est donc forte (Figure I-13, entre 10° et 20°N). Seulement l'upwelling se situe dans les tropiques et les eaux remontées restent trop chaudes pour un développement important de *G. inflata*. Le

facteur limitant est donc la température et *G. inflata* calcifie vers 75m de profondeur.

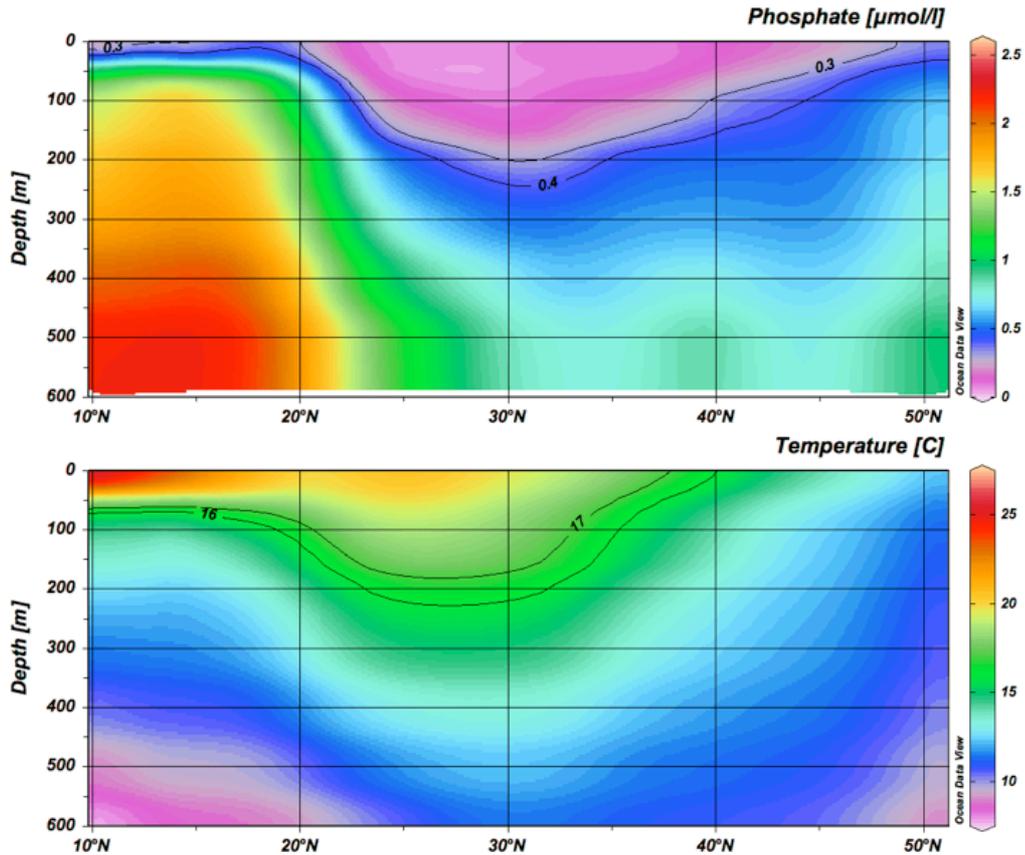


Figure I-13 : Coupe latitudinale saisonnière (Avril à juin) de l’océan Atlantique Nord à 20°W de a) la concentration en phosphate b) la température

3.5 - *Pulleniatina obliquiloculata*

P. obliquiloculata n’est pas un foraminifère très répandu dans l’océan Atlantique Nord. En effet, il est caractéristique des eaux chaudes et salées du Golfe du Mexique et du Gulf Stream (Cléroux *et al.*, 2007). Devant le faible nombre de carottes contenant ce foraminifère, il n’a pas été possible de contraindre la saison et la profondeur de calcification par le biais de la méthode adoptée dans ce travail.

Dans la suite de ce manuscrit, je me suis donc basé sur les résultats de Cléroux *et al.* (2007), qui montre que *P. obliquiloculata* calcifie en été en équilibre isotopique avec l’eau de mer.

3.6 - Quantification des incertitudes

Pour établir la saison et la profondeur de calcification des foraminifères planctoniques de surface et profonds, j'ai utilisé une équation reliant le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ et la salinité (Equation 2). Cette équation empirique, datant des mesures effectuées en 1987 lors de la campagne GEOSECS, propose une pente de 0.56, pente confirmée par un jeu de données plus récent (Cf. I-1) aux sites des carottes de sédiment utilisées.

Cependant l'hydrologie moyenne de l'océan Atlantique Nord actuel a pu évoluer dans le passé, notamment à cause des variations d'intensité des gyres subpolaire et subtropicale. Je vais donc étudier les différences engendrées sur le milieu de calcification des foraminifères planctoniques en utilisant des relations « $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ – salinité » différentes, que je vais prendre égales à ce qu'elles sont dans des masses d'eau caractéristiques (comme la mer du Labrador par exemple). Dans la majorité des cas, ces différentes expériences constitueront une forme de test de sensibilité de la méthode utilisée. En effet, les cas choisis peuvent être extrêmes, notamment pour *G. bulloides* et signifieraient que l'ensemble de l'Atlantique Nord aurait été envahi par une masse d'eau de caractéristiques polaires par exemple ce qui n'est pas réaliste aux échelles de temps étudiées.

a) *G. ruber*

G. ruber est un foraminifère qui vit dans les eaux chaudes des basses et des moyennes latitudes. Pour tester l'effet d'une relation « $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ – salinité » de type basses latitudes tropicales (dont la pente caractéristique n'est plus 0,56 mais 0,15), j'ai recalculé ce que seraient les résultats pour les différentes profondeurs caractéristiques déjà étudiées (tableau I-d).

	0m	50m	0-50m	75m	25-75
Pente	1,02	0,92	1,01	0,94	0,99
Tiso - Tatlas	-1,25	2,08	-0,22	3,91	1,81
R²	0,84	0,87	0,87	0,85	0,89
Incertainitude (\pm °C)	1,85	1,85	1,69	1,98	1,62

Tableau I-d : Comparaison entre les températures issues du WOA05 (Tatlas) et les températures isotopiques (Tiso) reconstruites pour plusieurs profondeurs en utilisant une pente de 0.15 (zone tropicale Atlantique). Les résultats surlignés en gris sont ceux retenus.

Les résultats sont très proches de la pente moyenne Atlantique Nord de 0.56. En effet, la pente la plus proche de 1 se situe à des profondeurs moyennes en été entre 0 et 50m de profondeur, avec un écart isotopique de $-0.22 \pm 1.69^\circ\text{C}$. De la même manière, cet écart n'est pas significatif devant la valeur de l'incertitude très importante.

b) *G. bulloides*

G. bulloides calcifie dans les régions tempérées à subpolaire. J'ai donc refait les calculs à partir d'une relation « $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ – salinité » de type mer du Labrador (avec une pente de 0,94), mais aussi, pour couvrir l'ensemble du spectre et réaliser ainsi un test de sensibilité, une relation caractéristique des hautes latitudes (Océan Arctique, pente de 0,48) ainsi que des régions tropicales (pente de 0,15).

b-1 : Pente de 0,94

	0m	30m	50m	75m	100m	30-75m	50-100m
Pente	1,42	1,34	1,20	1,14	1,11	1,23	1,15
Tiso - Tatlas	1,86	2,49	3,38	4,00	4,28	3,29	3,89
R²	0,92	0,93	0,94	0,95	0,95	0,94	0,95
Incertitude (± °C)	1,89	1,71	1,45	1,34	1,32	1,47	1,36

Tableau I-e : Comparaison entre les températures issues du WOA05 (Tatlas) et les températures isotopiques (Tiso) reconstruites pour plusieurs profondeurs en utilisant une pente de 0,94 (mer du Labrador).

En utilisant la relation obtenue à partir des conditions hydrologiques de la mer du Labrador, aucune profondeur ne permet d'atteindre une pente de 1 pour la relation entre la température atlas et la température isotopique.

b-2 : Pente de 0,48

	0m	30m	50m	75m	100m	30-75m	50-100m
Pente	1,11	1,06	0,95	0,91	0,89	0,97	0,92
Tiso - Tatlas	0,67	1,30	2,16	2,76	3,06	2,07	2,66
R²	0,91	0,92	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93
Incertitude (± °C)	1,36	1,29	1,26	1,28	1,32	1,23	1,27

Tableau I-f : Comparaison entre les températures issues du WOA05 (Tatlas) et les températures isotopiques (Tiso) reconstruites pour plusieurs profondeurs en utilisant une pente de 0,48 (océan Arctique).

Les résultats sont similaires à la pente de 0,56. La pente la plus proche de 1 se situe également entre 30 et 75m de profondeur, avec un écart à l'équilibre légèrement plus important de 2°C.

b-3 : Pente de 0,15

	0m	30m	50m	75m	100m	30-75m	50-100m
Pente	0,91	0,87	0,79	0,76	0,75	0,80	0,76
Tiso - Tatlas	1,32	1,95	2,78	3,38	3,68	2,70	3,28
R²	0,89	0,90	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91
Incertitude (± °C)	1,34	1,37	1,49	1,58	1,62	1,45	1,55

Tableau I-g : Comparaison entre les températures issues du WOA05 (Tatlas) et les températures isotopiques (Tiso) reconstruites pour plusieurs profondeurs en utilisant une pente de 0,15 (zone tropicale).

En utilisant la relation obtenue à partir des conditions hydrologiques des régions tropicales, aucune profondeur ne permet d'atteindre une pente de 1.

c) *G. inflata*

G. inflata calcifie dans les régions de moyenne latitude. De la même manière que pour *G. bulloides*, j'ai étudié les résultats en prenant des relations « $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ – salinité » caractéristiques de la mer du Labrador (0,94), des hautes latitudes (0,48) ainsi que des régions tropicales (0,15).

a-1 : Pente de 0,94

	50m	100m	150m	200m	300m	75-200m	200-300m	mixe
Pente	1,00	1,06	1,08	1,11	1,66	1,07	1,38	1,23
Tiso - Tatlas	2,16	2,75	2,99	3,14	3,94	2,86	3,73	2,71
R²	0,98	0,98	0,98	0,97	0,79	0,98	0,86	0,97
Incertitude (± °C)	0,74	0,75	0,81	0,88	1,06	0,77	1,01	0,96

Tableau I-h : Comparaison entre les températures issues du WOA05 (Tatlas) et les températures isotopiques (Tiso) reconstruites pour plusieurs profondeurs en utilisant une pente de 0,94 (mer du Labrador).

En utilisant la pente reliant le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ et la salinité caractéristique de la mer du Labrador, les résultats diffèrent. En effet, la pente de 1 est retrouvée à 50m de profondeur avec un écart isotopique de $2.2 \pm 0.7^\circ\text{C}$.

a-2 : Pente de 0,48

	50m	100m	150m	200m	300m	75-200m	200-300m	mixe
Pente	0,72	0,78	0,81	0,85	1,26	0,80	1,13	0,94
Tiso - Tatlas	-0,90	-0,27	0,05	0,29	0,49	-0,11	0,09	-0,13
R²	0,98	0,97	0,96	0,95	0,66	0,96	0,75	0,96
Incertitude (± °C)	1,35	1,15	1,08	1,04	1,07	1,09	1,00	0,80

Tableau I-i : Comparaison entre les températures issues du WOA05 (Tatlas) et les températures isotopiques (Tiso) reconstruites pour plusieurs profondeurs en utilisant une pente de 0,48 (océan Arctique).

Aucune profondeur ne permet d'atteindre une pente de 1. Ces conditions hydrologiques ne permettent pas un développement de *G. bulloides* de février à juillet.

a-3 : Pente de 0,15

	50m	100m	150m	200m	300m	75-200m	200-300m	mixe
Pente	0,57	0,62	0,67	0,72	1,30	0,65	1,05	0,80
Tiso - Tatlas	1,06	1,71	2,08	2,39	2,29	1,91	1,77	1,97
R²	0,96	0,94	0,93	0,60	0,52	0,94	0,61	0,93
Incertitude (± °C)	1,96	1,70	1,54	1,40	1,21	1,59	1,16	1,07

Tableau I-j : Comparaison entre les températures issues du WOA05 (Tatlas) et les températures isotopiques (Tiso) reconstruites pour plusieurs profondeurs en utilisant une pente de 0,15 (zone tropicale).

En utilisant la relation obtenue à partir des conditions hydrologiques des régions tropicales, aucune profondeur ne permet d'atteindre une pente de 1.

Les différentes relations entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ et salinité utilisées dans ce chapitre m'ont permis de tester la robustesse des profondeurs et saisons de calcification déterminées. Lorsque la relation utilisée était trop différente de la configuration de la masse d'eau au site d'étude, les températures isotopiques sont fort logiquement très éloignées des températures atlas. La relation moyenne entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ et salinité est donc privilégiée pour les sites que j'ai étudiés.

4) Conclusion

Dans ce chapitre, je me suis attaché à réexaminer les calibrations isotopiques existantes en les enrichissant de nouvelles données. J'ai ainsi montré que :

- *G. ruber* calcifie en été au niveau des basses à moyennes latitudes dans les 50 premiers mètres de profondeur en équilibre isotopique avec l'eau de mer.

- *G. bulloides* ne calcifie pas à la même saison suivant sa localisation dans l'océan Atlantique Nord. Dans les basses et moyennes latitudes, elle se développe dès le printemps tandis que dans les hautes latitudes, son développement est plutôt estival. Elle calcifie avec un déséquilibre isotopique de 1.8°C,

- *G. inflata* calcifie de février à juillet avec un déséquilibre isotopique de 1.2°C. Sa profondeur de vie dépendra des conditions de température. Lorsque les températures de surface sont froides, inférieures à 10°C, *G. inflata* calcifie entre 30 et 75 m de profondeur. Lorsque la température des eaux de surface augmente, *G. inflata* migre vers la profondeur. Entre 10 et 16°C, *G. inflata* se développe dans sa gamme de température d'abondance entre 75 et 200m de profondeur, au seuil d'abondance des phosphates. Au-delà de 16°C, *G. inflata* migre à plus grande profondeur encore jusqu'à rencontrer les conditions idéales de température et concentration en nutriments.

Chapitre II - Calibration aux sites des carottes étudiées

La calibration réalisée dans la première partie de ce chapitre fournit une approche statistique dans le but de contraindre le milieu de calcification actuel des foraminifères rencontrés dans l'océan Atlantique Nord à partir de sommets de carottes.

Une étude localisée aux sites des différentes carottes a pour but de confirmer et d'affiner ces calibrations statistiques aussi bien au niveau de la profondeur de calcification que la période de vie des foraminifères planctoniques qu'ils vivent proches de la surface ou plus en profondeur.

Dans un premier temps, la méthode utilisée pour améliorer la calibration statistique est explicitée puis nous appliquerons ensuite cette méthode sur les trois carottes étudiées : la carotte MD08-3182 (Fracture de Charlie Gibbs), la carotte KS12 (Golfe de Cadix) et la carotte MD99-2203 (Cap Hatteras).

1) Principes généraux

À l'aide des profils de température et de salinité fournis par le « World Ocean Atlas », on reconstruit le $\delta^{18}\text{O}_f$ théorique (appelé $\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$) des foraminifères en utilisant le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (équation 2) et en inversant l'équation des paléotempératures (équation 1) :

$$\text{Équation A : } \delta^{18}\text{O}_{\text{theo}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} - 0,27 + 5 * [4,38 - (4,38^2 - 0,4 * (16,9 - T))]^{0,5}$$

Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$ est obtenu pour chaque profondeur ainsi que pour chaque saison. Ce calcul du $\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$ est ensuite comparé avec la moyenne des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_f$ (mesure effective du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des foraminifères) mesurées dans les carottes de sédiment sur la période recouvrant la période étudiée, soit les 2000 dernières années. Les conditions hydrologiques ainsi que de calcification des foraminifères planctoniques (profondeur et saison) sur cette période de temps étant supposées comparables à l'actuel, cette démarche permet de prendre en considération la variabilité des mesures en fonction du temps, dans le but de rechercher

une gamme de profondeur de calcification des foraminifères planctoniques *G. ruber* et *G. bulloides* et des foraminifères planctoniques profonds *G. inflata* et *P. obliquiloculata*. Ces comparaisons permettent également de fournir des indications sur la période de développement de ces différentes espèces.

2) Calibration isotopique au site

2.1 - La carotte MD08-3182 (Fracture de Charlie-Gibbs)

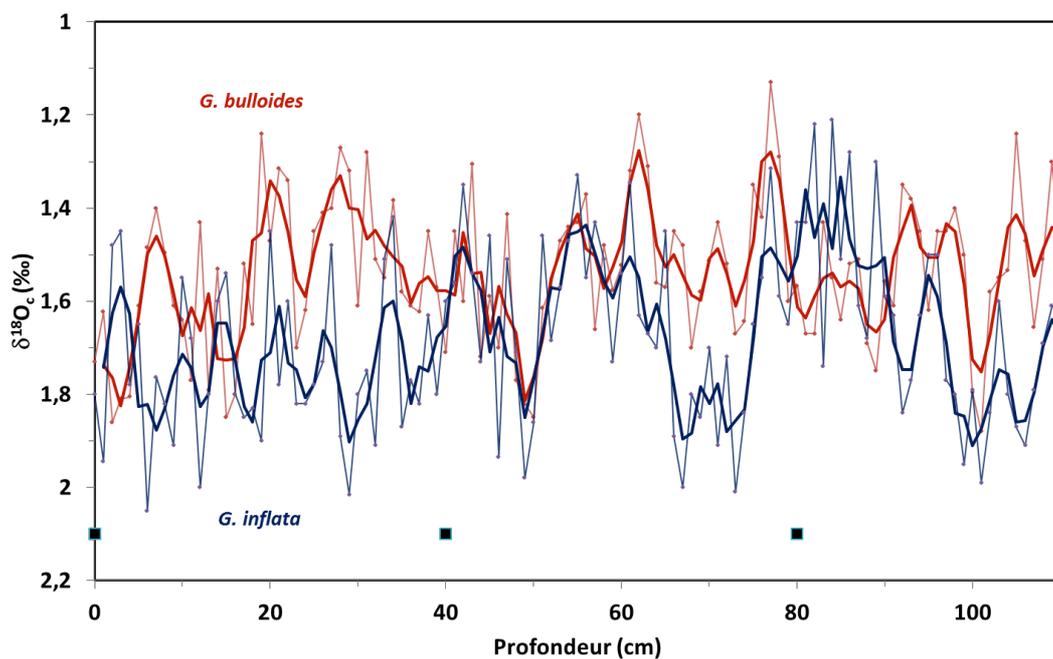


Figure II-1 : $\delta^{18}O_f$ des foraminifères planctonique de surface *G. bulloides* en rouge et profonds *G. inflata* en bleu dans la carotte MD08-3182. Les carrés noirs représentent les niveaux datés.

Les 80 premiers centimètres de la carotte de sédiment couvrent les 2000 dernières années (Cf. Chapitre 4-2.1, modèle d'âge des carottes de sédiment). Durant cette période, la moyenne des $\delta^{18}O_f$ des foraminifères *G. bulloides* et *G. inflata* est de :

- *G. bulloides* : $1,52 \pm 0,17$ ‰
- *G. inflata* : $1,68 \pm 0,19$ ‰

Eté

Profondeur (m)	Temperature (°C)	Salinité	$\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}} (T+1,2)$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}} (T+1,8)$
0	11,27	34,79	1,21	0,92	0,77
10	11,10	34,76	1,23	0,94	0,80
20	10,83	34,77	1,30	1,01	0,86
30	10,30	34,80	1,44	1,15	1,01
50	8,72	34,87	1,88	1,58	1,43
75	7,57	34,90	2,19	1,88	1,73
100	7,04	34,91	2,33	2,02	1,87

Tableau II-a : $\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$ reconstruit sur les 100 premiers mètres de profondeur en été sur le site de la carotte MD08-3182.

Dans un premier temps, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$ est reconstruit en été en supposant l'équilibre isotopique durant la formation de la calcite. La zone de croissance privilégiée pour *G. bulloides* est située à 30-35m de profondeur dans la colonne d'eau, et environ 40-45m de profondeur pour *G. inflata*.

Les calibrations établies pour ces deux foraminifères (Chapitre 1) montrent que leur calcification ne se réalise pas en équilibre isotopique avec l'eau de mer mais comprend un écart propre à chaque foraminifère. J'ai donc recalculé le $\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$ en tenant compte du déséquilibre :

- $0,45 \pm 0,3$ ‰ c'est-à-dire 1,8 °C convertit en température pour *G. bulloides*.
- $0,3 \pm 0,2$ ‰ c'est-à-dire 1,2 °C convertit en température pour *G. inflata*.

Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$ indique que les profondeurs privilégiées pour *G. bulloides* et *G. inflata* sont similaires, comprises entre 45 et 75 mètres, en accord avec la calibration statistique (30-75m).

Or *G. bulloides* et *G. inflata* ont été pêchées dans le Golfe de Gascogne à différentes saisons, dès la fin de l'hiver jusqu'en été (Retailleau, 2009). Il est donc légitime de vérifier les conditions printanières au site de cette carotte.

Printemps

Profondeur (m)	Temperature (°C)	Salinité	$\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}} (T+1,2)$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}} (T+1,8)$
0	8,31	34,88	1,99	1,69	1,54
10	8,20	34,88	2,01	1,71	1,56
20	8,06	34,88	2,05	1,75	1,60
30	7,90	34,88	2,09	1,79	1,64
50	7,48	34,89	2,20	1,90	1,75
75	7,07	34,89	2,31	2,00	1,85
100	6,79	34,89	2,38	2,07	1,92

Tableau II-b : $\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$ reconstruit sur les 100 premiers mètres de profondeur au printemps sur le site de la carotte MD08-3182.

À l'équilibre isotopique, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{theo}}$ indique que les foraminifères *G. bulloides* et *G. inflata* ne se développent qu'en été. Cependant, en tenant compte du déséquilibre isotopique, *G. bulloides* et *G. inflata* se développent également dans les 30 premiers mètres de profondeur au printemps, en accord avec les observations issues du Golfe de Gascogne. En effet, les

pêches par filets à planctons effectuées dans le cadre du projet ANR FORCLIM montrent un développement printanier de *G. bulloides* et *G. inflata* proche de la surface.

Dans la zone de Fracture de Charlie Gibbs (carotte MD08-3182), *G. bulloides* et *G. inflata* se développent au printemps proche de la surface et en été plus en profondeur (45-75m). Cependant, si on en croit le modèle écophysiological de Lombard (2011), les conditions de température sont trop froides au printemps pour permettre un fort développement de *G. bulloides*. La température de surface est d'environ 8°C alors que le seuil est de 10°C (Chapitre 1). De même pour *G. inflata*, le maximum d'abondance se situe au-dessus de 10°C. Les flux principaux s'effectuent donc en début d'été pour ces 2 espèces.

D'après cette méthode, *G. bulloides* et *G. inflata* vivent donc principalement durant la même saison, en été, et dans la même gamme de profondeur (45-75m). Les deux signaux doivent donc enregistrer un signal isotopique similaire relatif à la même masse d'eau océanique. Cependant, sur toute la période de temps étudiée, les variations de $\delta^{18}\text{O}_c$ dans la carotte MD08-3182 ne sont pas identiques (figure 1). Les calibrations ne permettent donc pas de différencier les profondeurs de calcification de ces deux foraminifères.

Toutefois, les incertitudes sont importantes sur les écarts isotopiques à l'équilibre des foraminifères. Si on suppose un écart à l'équilibre moyen de 0,38‰ équivalent pour chacune de ces espèces, *G. bulloides* se développent principalement en été au niveau de la thermocline saisonnière (50m) et *G. inflata* à la base de la thermocline saisonnière (65m). Cette hypothèse se trouve être en accord avec les résultats issus de la littérature dans l'Océan atlantique Nord (Shiebel et al., 2007 ; Cléroux et al., 2007).

Dans la suite de ce manuscrit, les profondeurs de calcification de *G. bulloides* et *G. inflata* dans la Fracture de Charlie Gibbs sont donc proches, dans la thermocline saisonnière pour *G. bulloides* et plus proche de la base de la thermocline saisonnière pour *G. inflata*.

2.2 - La carotte KS12 (Golfe de Cadix)

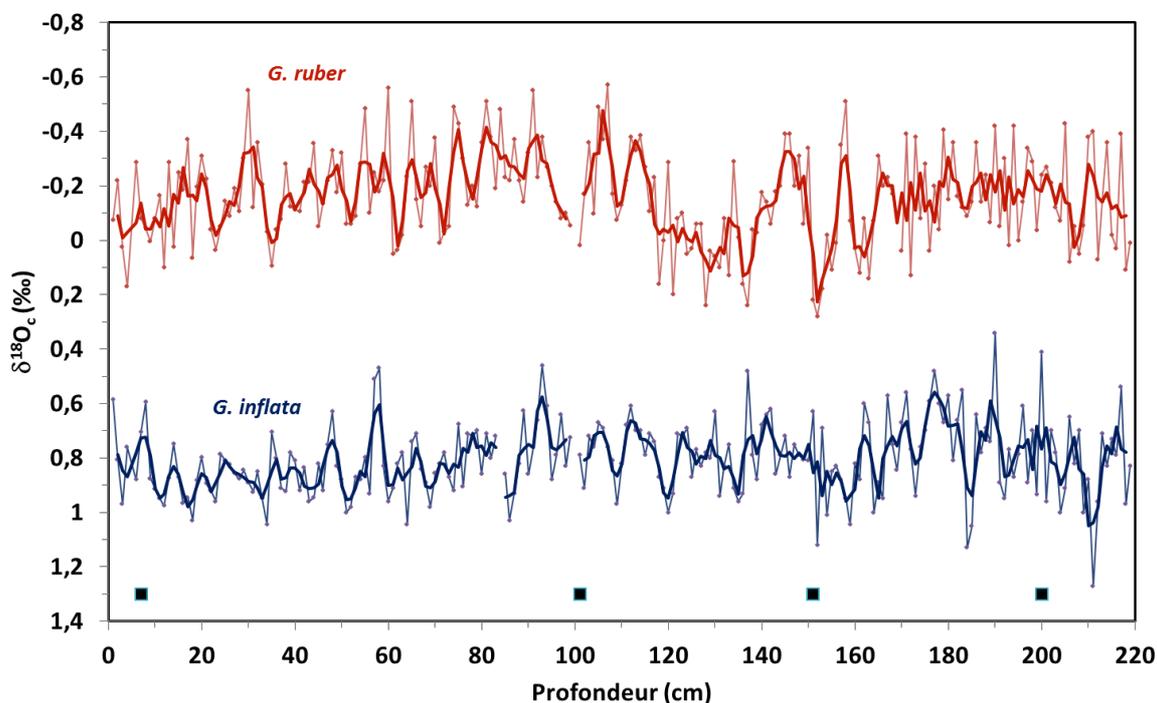


Figure II-2 : $\delta^{18}O_f$ des foraminifères planctonique de surface *G. ruber* en rouge et profonds *G. inflata* en bleu dans la carotte KS12. Les carrés noirs représentent les niveaux datés.

Cette carotte de sédiment enregistre les variations hydrologiques recouvrant une partie du dernier millénaire (Cf. Chapitre 4-2.3, modèle d'âge des carottes de sédiment). Durant cette période, la moyenne des $\delta^{18}O_f$ des foraminifères *G. ruber* et *G. inflata* est de :

- *G. ruber* : $-0,15 \pm 0,18 \text{ ‰}$
- *G. inflata* : $0,81 \pm 0,14 \text{ ‰}$

La calibration statistique a permis de déterminer que *G. ruber* se développait durant les mois les plus chauds, en été.

Été

Profondeur (m)	Temperature (°C)	Salinité	$\delta^{18}O_{theo}$	$\delta^{18}O_{c \text{ théo}} (T+1,2)$
0	21,00	36,24	-0,23	-0,49
10	20,77	36,29	-0,15	-0,41
20	20,34	36,29	-0,06	-0,32
30	19,40	36,28	0,15	-0,12
50	17,31	36,24	0,59	0,32
75	15,90	36,19	0,89	0,61
100	15,31	36,14	1,00	0,72
125	14,92	36,08	1,05	0,77
150	14,58	36,01	1,09	0,81
200	13,88	35,88	1,19	0,91

Tableau II-c : $\delta^{18}O_{theo}$ reconstruit sur les 200 premiers mètres de profondeur en été sur le site de la carotte KS12 dans le Golfe de Cadix.

Si on considère l'équilibre isotopique, la profondeur privilégiée en été pour *G. ruber* est comprise entre 0 et 20m de profondeur, en accord avec la calibration statistique (0-50m). Celle de *G. inflata* indiquerait une profondeur comprise entre 55 et 90m.

J'ai recalculé le $\delta^{18}O_{theo}$ en tenant compte du déséquilibre isotopique obtenu dans le premier chapitre pour le foraminifère planctonique profond *G. inflata* soit $0,3 \pm 0,2$ ‰ c'est-à-dire 1,2 °C converti en température. La profondeur de calcification de *G. inflata* dans le Golfe de Cadix est de 150 m. Cette profondeur varie selon la région. En effet, il calcifie vers 65m, plus proche de la surface conformément à la calibration statistique (Chapitre 1) au niveau de la carotte MD08-3182 dans la Fracture de Charlie Gibbs.

En étudiant les températures du Golfe de Cadix, on s'aperçoit que *G. inflata* peut de développer tout au long de l'année (Cf. tableau c, d et e), à une profondeur comprise entre 150 et 200m. Par contre, *G. ruber* est une espèce qui ne vit exclusivement qu'en été pour être compatible avec sa gamme de température d'abondance.

Printemps

Profondeur (m)	Temperature (°C)	Salinité	$\delta^{18}O_{theo}$	$\delta^{18}O_{theo} (T+1,2)$
0	17,67	36,20	0,49	0,22
10	17,51	36,21	0,53	0,26
20	17,33	36,21	0,57	0,30
30	17,06	36,21	0,64	0,36
50	16,37	36,21	0,79	0,52
75	15,74	36,18	0,92	0,64
100	15,40	36,13	0,97	0,69
125	15,12	36,07	1,00	0,72
150	14,79	36,02	1,05	0,77
200	14,08	35,88	1,14	0,86

Tableau II-d : $\delta^{18}O_{theo}$ reconstruit sur les 200 premiers mètres de profondeur au printemps sur le site de la carotte KS12.

Hiver

Profondeur (m)	Temperature (°C)	Salinité	$\delta^{18}O_{theo}$	$\delta^{18}O_{theo} (T+1,2)$
0	16,09	36,11	0,80	0,53
10	16,05	36,19	0,85	0,58
20	16,03	36,21	0,87	0,59
30	16,00	36,22	0,88	0,61
50	15,94	36,23	0,90	0,63
75	15,85	36,24	0,93	0,65
100	15,65	36,21	0,96	0,68
125	15,37	36,20	1,02	0,74
150	14,92	36,12	1,08	0,80
200	14,07	35,92	1,16	0,88

Tableau II-e : $\delta^{18}O_{theo}$ reconstruit sur les 200 premiers mètres de profondeur en hiver sur le site de la carotte KS12.

G. inflata se développe ainsi d'hiver en été, dans la même gamme de profondeur (environ 150m). À cette profondeur, on se situe au niveau de la thermocline permanente et les

températures et les salinités sont constantes tout le long de l'année. On peut donc comparer les valeurs isotopiques de *G. ruber* d'été avec celles de *G. inflata*.

Les analyses fines que nous avons menées pour prendre en compte les conditions spécifiques aux sites de prélèvements de nos carottes montrent un bon accord avec la calibration statistique obtenue dans un large domaine géographique. Dans le golfe de Cadix, *G. inflata* vit à plus grande profondeur que dans la zone de la Fracture de Charlie Gibbs, ce qui lui permet d'atteindre le seuil minimal de nutriment nécessaire à sa survie. Ce seuil de phosphate se situe d'une profondeur constante dans l'année, autour de 150 m.

2.3 - La carotte MD99-2203 (Cap Hatteras)

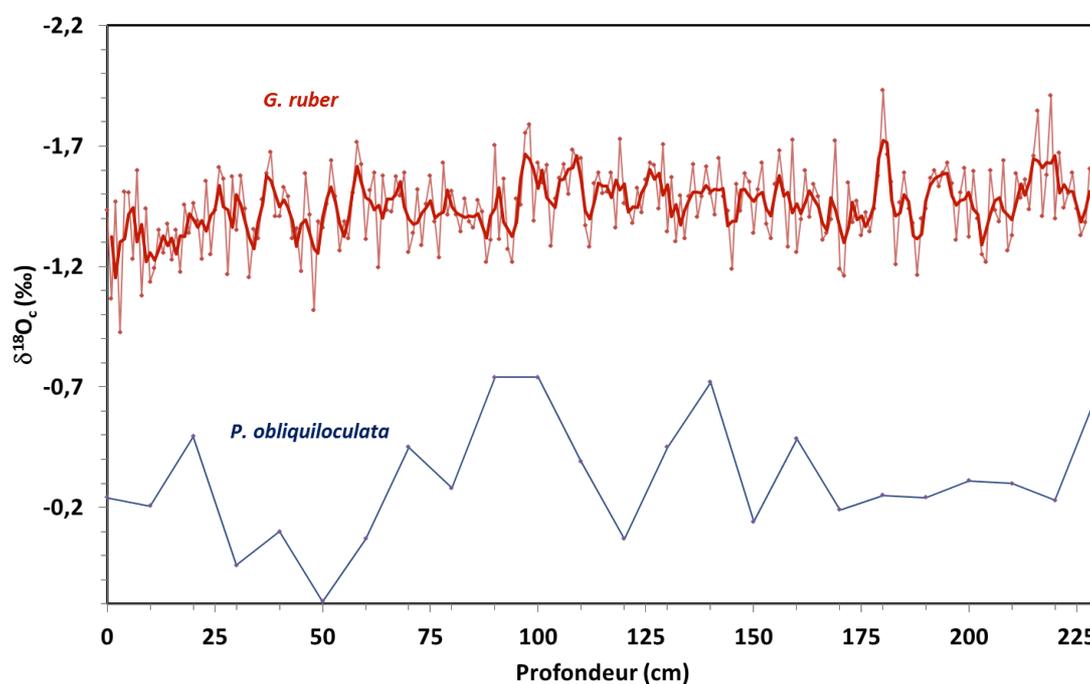


Figure II-3 : $\delta^{18}O_f$ des foraminifères planctonique de surface *G. ruber* en rouge et profonds *P. obliquiloculata* en bleu dans la carotte MD99-2203. Les carrés noirs représentent les niveaux datés.

Les 2000 dernières années recouvrent les 230 premiers centimètres de la carotte de sédiment (Cf. Chapitre 4-2.2, modèle d'âge des carottes de sédiment). La moyenne des $\delta^{18}O_f$ des foraminifères *G. bulloides* et *G. inflata* durant cette période est de :

- *G. ruber* : $-1,47 \pm 0,17$ ‰
- *P. obliquiloculata* : $-0,23 \pm 0,23$ ‰

Eté

Profondeur (m)	Temperature (°C)	Salinité	$\delta^{18}O_{theo}$
0	27,86	35,65	-2,02
10	27,71	35,91	-1,84
20	27,19	35,86	-1,76
30	26,70	35,94	-1,61
50	25,29	36,05	-1,26
75	23,19	36,25	-0,70
100	21,70	36,39	-0,30
125	20,54	36,41	-0,03
150	19,62	36,43	0,18
200	18,33	36,41	0,46

Tableau II-f : $\delta^{18}O_{theo}$ reconstruit sur les 200 premiers mètres de profondeur en été sur le site de la carotte MD99-2203.

Si on considère l'équilibre isotopique, la profondeur privilégiée, en été, est comprise entre 30 et 50m de profondeur pour *G. ruber*, et 100m pour *P. obliquiloculata*.

P. obliquiloculata étant un foraminifère peu répandu et donc peu analysé, les valeurs de $\delta^{18}O_{theo}$ d'hiver et de printemps sont donc étudiées pour vérifier sa période de développement.

Printemps

Profondeur (m)	Temperature (°C)	Salinité	$\delta^{18}O_{theo}$
0	24,45	35,52	-1,37
10	24,36	35,81	-1,20
20	23,89	36,00	-0,99
30	23,62	36,09	-0,88
50	22,99	36,28	-0,64
75	21,86	36,39	-0,33
100	21,07	36,39	-0,16
125	20,28	36,42	0,03
150	19,57	36,40	0,18
200	18,4	36,32	0,39

Tableau II-g : $\delta^{18}O_{theo}$ reconstruit sur les 200 premiers mètres de profondeur au printemps sur le site de la carotte MD99-2203.

Hiver

Profondeur (m)	Temperature (°C)	Salinité	$\delta^{18}O_{theo}$
0	21,17	35,59	-0,63
10	21,29	35,73	-0,58
20	21,47	35,95	-0,49
30	21,48	36,00	-0,47
50	21,53	36,15	-0,40
75	21,18	36,22	-0,28
100	20,78	36,27	-0,17
125	20,26	36,29	-0,04
150	19,73	36,31	0,09
200	18,58	36,22	0,30

Tableau II-h : $\delta^{18}O_{theo}$ reconstruit sur les 200 premiers mètres de profondeur en hiver sur le site de la carotte MD99-2203.

Si l'on considère l'équilibre isotopique, *P. obliquiloculata* vit toute l'année à environ 100 m de profondeur. On remarque que *G. ruber* peut se développer en surface dès le printemps au large du Cap Hatteras. En effet, en plein cœur du Gulf Stream, les valeurs des températures sont suffisamment élevées pour entrer dans la gamme d'abondance de cette espèce. Mais son développement sera plus important en été.

G. ruber est un foraminifère planctonique de surface qui se développe quand les températures sont chaudes. Dans la région du Cap Hatteras, ce spécimen va vivre majoritairement dès la fin du printemps dans les premiers 50 mètres de profondeur, en accord avec la calibration statistique.

P. obliquiloculata est un foraminifère planctonique profond qui calcifie vers 100m de profondeur à la base de la thermocline saisonnière. À cette profondeur, les conditions de température et de salinité ne varient pas suivant les saisons.

On peut donc comparer les foraminifères de surface *G. ruber* avec les foraminifères *P. obliquiloculata* pour comparer la structure de la colonne d'eau dans les cent premiers mètres de profondeur.

3) Conclusion

Les calibrations aux sites sont cohérentes avec les calibrations statistiques valables dans l'océan Atlantique Nord. La reconstruction du $\delta^{18}\text{O}$ théorique de la calcite permet notamment de mieux contraindre la profondeur ainsi que la période de vie des foraminifères.

La résolution temporelle de nos carottes ne nous permet pas de pouvoir différencier les différentes saisons. Le signal géochimique obtenu enregistre principalement les conditions de la saison où les flux de foraminifères sont les plus élevés, ce qui correspond à la saison où les foraminifères connaissent le plus fort développement (température d'abondance et concentration en nourriture).

Cette reconstruction a l'avantage de montrer que les flux de tous les foraminifères étudiés sont forts à la même saison, en été. Ce résultat permet notamment le calcul de gradient entre les foraminifères planctoniques les plus superficiels et les planctoniques profonds dans le but de comprendre les variations de la colonne d'eau supérieure sur les 2000 dernières années.

Chapitre III - Calibration des éléments traces, le rapport Mg/Ca

L'analyse des éléments traces ou majeurs de la calcite des foraminifères a fait l'objet de nombreux travaux ces dernières années. Le rapport Magnésium sur Calcium (Mg/Ca) est devenu un outil couramment utilisé par les paléocéanographes pour reconstruire les températures des eaux dans le passé. Il présente également l'avantage de permettre, couplé au $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des foraminifères, de reconstruire le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux dans le passé ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$), indicateur de la salinité.

De nombreuses calibrations existent dans la littérature pour les foraminifères *G. ruber*, *G. inflata* et *G. bulloides*. Malheureusement elles présentent encore une forte dispersion et montrent des grandes incertitudes. Ces calibrations sont construites à partir de résultats acquis sur des cultures de foraminifère en laboratoire, dans des pièges à sédiment, dans des filets à plancton ou encore dans des carottes de sédiment marin.

Dans ce chapitre, j'utilise les isotopes de l'oxygène, dont la relation thermodynamique est acquise, pour construire les relations entre les rapports Mg/Ca des foraminifères et la température à partir des sommets de carottes prélevées en Atlantique Nord. Son principal avantage est de faire appel au même matériel carbonaté que celui analysé lors des reconstitutions paléocéanographiques et donc d'intégrer les phénomènes de diagenèse précoce qui se déroulent sur le fond.

1) *Le paléothermomètre Mg/Ca*

Lors de la calcification du test des foraminifères, certains éléments chimiques, de rayon ionique proche de celui du Calcium, dont le Magnésium, vont pouvoir se substituer au Calcium dans le réseau cristallin. Il a été démontré expérimentalement que cette substitution s'accroît quand la température augmente. En mesurant le rapport Mg/Ca dans la calcite du foraminifère, on peut donc espérer reconstruire les variations de température de l'eau de mer dans le passé.

Le magnésium et le calcium ont des temps de résidence dans l'océan de 13 millions et de 1 million d'année respectivement, suffisamment grands pour que leurs concentrations dans l'eau de mer soient considérées comme constantes sur les 2000 dernières années. Le remplacement du Ca par le Mg est prédit par la thermodynamique. Le rapport Mg/Ca varie de manière exponentielle avec la température, de 3% par degré (*Lea et al.*, 1999). Cette sensibilité est la même que celle trouvée dans la calcite inorganique (*Oomori et al.*, 1987).

Une relation exponentielle a également été déterminée expérimentalement entre le rapport Mg/Ca des coquilles de foraminifères et la température de l'eau. L'équation est de la forme :

$$\text{Mg/Ca} = \text{B} * \exp(\text{A} * \text{T})$$

avec B le facteur pré-exponentiel et A représentant la sensibilité à la température.

Selon les études déjà publiées, la sensibilité de la calcite des foraminifères va plutôt être de l'ordre de 9-10% par degré (*Elderfield and Ganssen*, 2000; *Anand et al.*, 2003). On observe donc une différence entre la sensibilité prédite par la thermodynamique et la sensibilité des foraminifères. Cette différence dans les rapports Mg/Ca suggère une influence non négligeable du métabolisme du foraminifère sur la calcification biogénique.

2) Les effets non climatiques affectant le Mg/Ca

L'utilisation du rapport Mg/Ca en tant que thermomètre est un outil assez récent comparé aux outils isotopiques. L'incorporation du Mg/Ca dans les tests de foraminifères contient de nombreux biais qui ne sont pas encore bien compris ou connus et qu'il convient de lister à défaut de pouvoir tous les quantifier.

2.1 - Fractionnement biologique

Précédemment, nous avons mentionné que les concentrations en éléments traces (Mg) des foraminifères sont bien inférieures à celles contenues dans la calcite inorganique et l'eau de mer. Les organismes incorporent donc préférentiellement le Ca plutôt que le Mg. Cette influence du métabolisme est propre à chaque espèce de foraminifère, d'où la nécessité d'établir des calibrations mono-spécifiques.

2.2 - Effet de taille

Comme pour la composition isotopique de l'oxygène, le rapport Mg/Ca est aussi dépendant de la taille du test des foraminifères (*Elderfield and Ganssen, 2002*). La modification du fractionnement biologique au cours du cycle de vie ou les variations du milieu de calcification pourraient être à l'origine de la relation entre la taille et le rapport Mg/Ca. D'après *Elderfield and Ganssen (2002)*, les rapports Mg/Ca de *G. ruber* et de *G. bulloides* augmenteraient respectivement de près de 0.8 et 0,3 mmol.mol⁻¹ entre 212 µm et 500 µm. L'impact de la taille du test est donc limité par l'échantillonnage dans les gammes d'abondance des différentes espèces foraminifères étudiées (Cf. Chapitre 1, effet de taille).

2.3 - La calcite gamétogénique

Lors de leur développement, les foraminifères créent une couche de calcite sur l'ensemble de leur test à chaque création d'une nouvelle loge. On discerne deux sortes de calcite : la calcite dite primaire et la calcite dite secondaire. La calcite primaire délimite le contour de la coquille et devient la lamelle intérieure de la nouvelle loge. La calcite secondaire recouvre cette membrane et l'ensemble de la coquille préexistante (*Bentov and Erez, 2005; Erez, 2003*).

De nombreuses espèces et particulièrement les foraminifères planctoniques profonds vont déposer avant de se reproduire une nouvelle croûte de calcite sur le test du foraminifère. Cette croûte de calcite est appelée calcite gamétogénique, parce que son dépôt est associé au processus de formation des gamètes pendant la phase de reproduction.

On peut mesurer expérimentalement que la calcite gamétogénique est appauvrie en Mg/Ca. Deux hypothèses peuvent expliquer cette différence de composition Mg/Ca entre les différentes fractions du test : soit des changements de la profondeur d'habitat (température de calcification différente) au cours du cycle de vie, soit des mécanismes de calcification différents (*Erez, 2003*).

2.4 - Le CO₃²⁻

Plusieurs auteurs ont montré une corrélation entre la teneur en ion carbonate ([CO₃²⁻]) de l'eau du milieu de vie et la composition en éléments traces du test calcaire des foraminifères (*Barker and Elderfield, 2002; Bijma et al., 1999*).

L'influence de la concentration en [CO₃²⁻] a été mesurée expérimentalement en laboratoire sur les foraminifères *G. bulloides* et *Orbulina universa*. Une diminution des rapports Mg/Ca,

respectivement de 63-77% et de 23-26%, apparaît lors d'une augmentation de 100 $\mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$ de la concentration en $[\text{CO}_3^{2-}]$ du milieu (Russell et al., 2004). Ce phénomène ne serait valable que pour des $[\text{CO}_3^{2-}]$ inférieures à 200 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$.

Cependant, il est important de préciser que ces résultats ont été acquis dans le cadre d'une expérience réalisée à 76 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ de $[\text{CO}_3^{2-}]$. Un tel taux de $[\text{CO}_3^{2-}]$ n'existe pas dans les eaux de surface modernes (dont les valeurs sont beaucoup plus élevées, comprises entre 110 et 260 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Pour la période de temps concernée, l'influence de ce paramètre est supposée négligeable.

2.5 - Le pH

Le pH joue également un rôle dans la concentration en Mg de la calcite des foraminifères. Une variation de 0.1 unité pH modifierait le rapport Mg/Ca de $6 \pm 2\%$ pour *G. bulloides* et *O. universa* (Lea et al., 1999). Russell et al. (2004) ont également testé l'influence du pH pour des valeurs comprises entre 7,7 et 8,7 unité pH. Pour un pH inférieur aux valeurs actuelles (pH<8.2), le rapport Mg/Ca diminuerait de $7 \pm 5\%$ pour *O. universa* et de $16 \pm 6\%$ pour *G. bulloides* par augmentation de 0.1 unité pH. Pour un pH supérieur aux valeurs actuelles, les variations du Mg/Ca seraient non significatives pour ces espèces.

Durant les 2000 dernières années, le CO_2 atmosphérique n'a pas subi de variation significative si on ne prend pas en compte l'augmentation anthropique récente, donc le pH est supposé constant pour ce travail. De plus, Arbuszewski et al (2010) ont montré, pour le foraminifère *G. ruber*, que les variations de Mg/Ca sont dominées majoritairement par la température puis la salinité, et très faiblement par le pH. Par conséquent, je considère que les variations du pH ont une influence négligeable sur les estimations de températures basées sur le Mg/Ca.

2.6 - Dissolution

La calcite après dépôt dans le sédiment peut se dissoudre sous l'effet de l'agressivité de l'eau de fond et de l'eau interstitielle insaturées en carbonates (Brown and Elderfield, 1996; Rosenthal et al., 2000).

Même si le Mg et le Ca ont des rayons ioniques proches, le Mg va déformer le réseau cristallin de la calcite des foraminifères. Cette déformation va augmenter le produit de solubilité de la calcite (Brown and Elderfield, 1996). De plus, les tests ayant un rapport Mg/Ca élevé se dissoudraient préférentiellement.

Pour limiter l'impact de la dissolution sur nos échantillons, nous avons sélectionné des carottes sédimentaires prélevées au-dessus de la lysocline, la profondeur dans l'océan à partir

de laquelle la solubilité de la calcite augmente fortement. Dans l'Atlantique Nord, cette profondeur est supérieure à 5000m.

2.7 - Variation avec la salinité

L'influence de la salinité sur le rapport Mg/Ca a été testée expérimentalement par *Lea et al* (1999) et *Nürnberg et al* (1996). Selon *Lea et al.* (1999), l'effet de la salinité a été mis en évidence sur *O. universa*. Le rapport Mg/Ca augmenterait de 4 ± 3 % par psu.

Nürnberg et al (1996) ont montré sur *Globigerinoides sacculifer* qu'un changement de salinité de 10 psu, une gamme de variation inconcevable en milieu ouvert, peut affecter significativement la concentration de Mg contenue dans les tests de calcite de 110%. Une augmentation de la salinité augmenterait la concentration en Mg et vice-versa. La salinité est un donc un paramètre qui peut créer d'importants biais.

Mathien-Blard et Bassinot (2009) ont analysé des tests de calcite du foraminifère *G. ruber* sur des sommets de carottes sédimentaires marines localisées dans plusieurs bassins océaniques. La gamme de salinité recouverte par les carottes de sédiments marins étant suffisamment grande (32 à 37 psu), ils ont pu étudier l'impact de la salinité sur le rapport Mg/Ca de la calcite. La différence entre la température isotopique de calcification et la température dérivée du rapport Mg/Ca se corrèle linéairement avec les salinités des eaux de surface. Une procédure de correction a donc été développée afin de reconstruire des températures de surface et des $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ non-biaisés par l'effet de la salinité.

J'ai réalisé un travail similaire pour le bassin Atlantique Nord sur les foraminifères utilisés, *G. ruber*, *G. bulloides* et *G. inflata*. La dispersion des points ne montre aucun effet lié à la salinité dans l'océan Atlantique Nord, mais la gamme de salinité d'environ 1,5 psu (maximum) est sûrement trop faible pour révéler un réel impact (figure III-1) comparée à l'étude de *Mathien-Blard et Bassinot* (2009) (environ 5 psu).

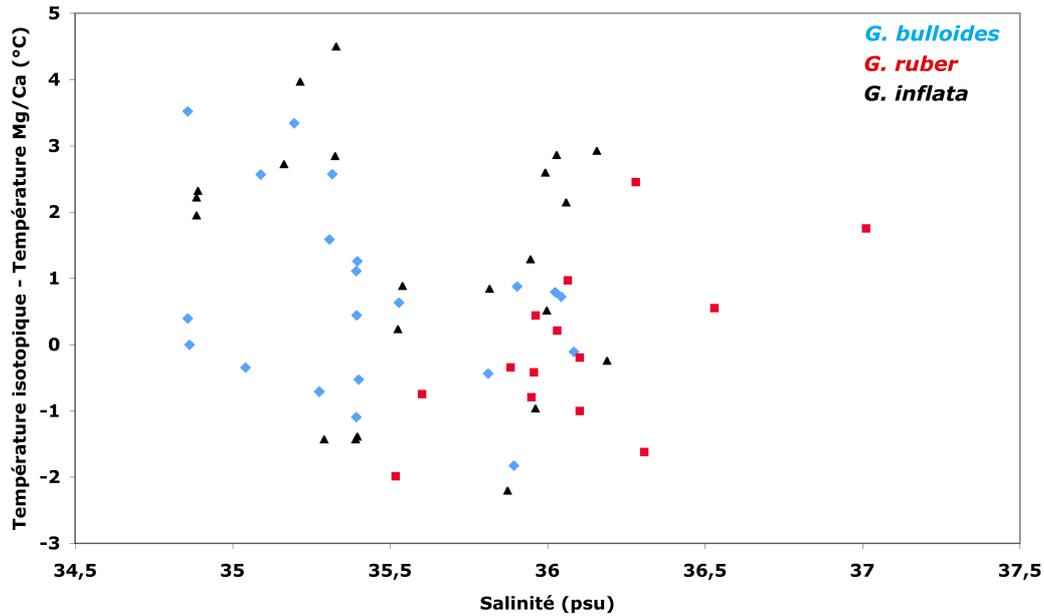


Figure III-1 : *Ecart entre les températures isotopiques et les températures Mg/Ca des sommets de carottes Atlantique Nord en fonction de la salinité pour les foraminifères G. ruber en rouge, G. inflata en noir et G. bulloides en bleu.*

Dans la suite de ce manuscrit, l'impact de la salinité est donc supposé négligeable dans le bassin Atlantique Nord au cours des 2000 dernières années.

3) Calibration des foraminifères planctoniques

3.1 - Démarche générale

Les calibrations Mg/Ca utilisent le même matériel que les calibrations isotopiques : des sommets de carottes d'âge récent dans le but de refléter au mieux les conditions océaniques modernes supposées connues. Les calibrations consistent à établir la meilleure régression entre le rapport Mg/Ca et les températures isotopiques calculées dans la gamme de profondeur d'abondance du foraminifère

Le principal intérêt de la comparaison entre le Mg/Ca et la température isotopique est la possibilité de travailler sur la même phase carbonatée. Durant la calcification, l'oxygène et les éléments traces sont incorporés au même instant, dans les mêmes conditions environnementales.

3.2 - Calibration à l'aide des sommets de carotte

- *Globigerinoides ruber*

Cette calibration utilise les sommets de carotte de la calibration proposée par Cléroux et al (2007), complétée grâce à l'acquisition de nouvelles mesures. Le rapport Mg/Ca des foraminifères *G. ruber* est représenté ci-dessous en fonction de la température isotopique. La mise à jour de la calibration confirme l'équation établie par Cléroux et al (2007) :

$$\text{Mg/Ca} = 0,76 * \exp^{(0,07 * T)} ; R^2 = 0,87$$

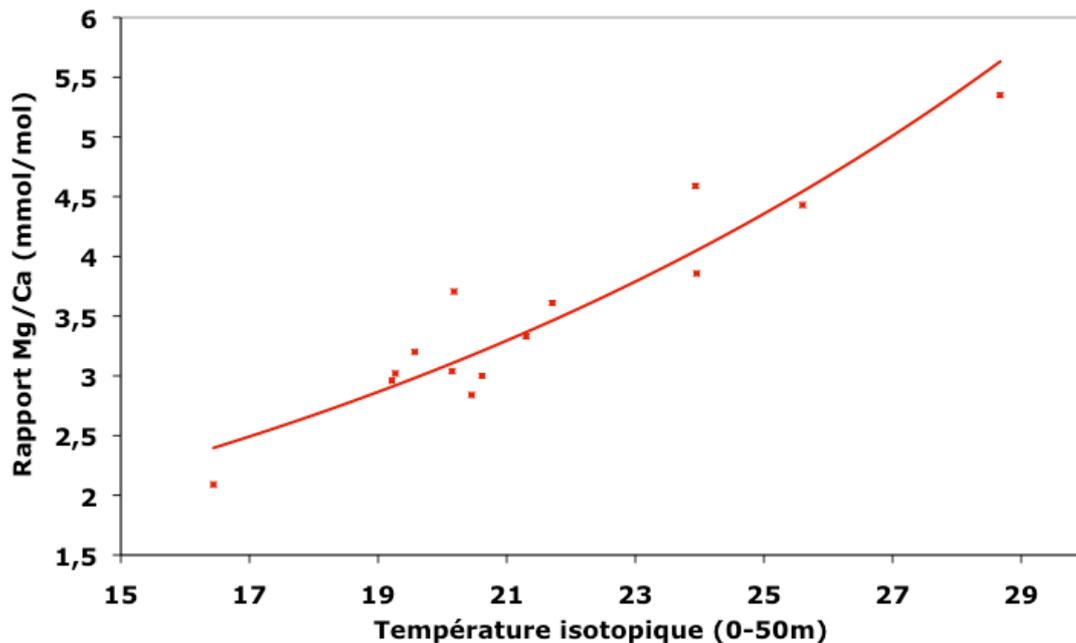


Figure III-2 : Variations du rapport Mg/Ca des foraminifères *G. ruber* en fonction de la Température isotopique.

- *Globigerina bulloides*

Le rapport Mg/Ca de *G. bulloides* a été mesuré dans 35 sommets de carottes de l'océan Atlantique Nord. Contrairement aux *G. ruber*, le contrôle des différents éléments indicateurs de pollution (due aux argiles, à la matière organique, ...) comme le Fer, l'Aluminium ou encore le Potassium a conduit à écarter de nombreuses carottes de la calibration finale.

Certains sommets de carotte atteignent des concentrations en Mg/Ca supérieures à 6 mmol.mol⁻¹ et pouvant même dépasser 20 mmol.mol⁻¹ dans le Nord-Ouest de l'Atlantique

Nord. *Cléroux et al.* (2008) ont révélé la présence de dolomite $(Mg,Ca)CO_3$ dans le sédiment de plusieurs carottes au large de Terre Neuve. La présence de ce minéral, même en quantité négligeable dans la calcite des foraminifères, peut expliquer les forts rapports en Mg/Ca. Cependant, après plusieurs répliques de ces analyses, on s'aperçoit que les fortes concentrations en Mg/Ca sont proportionnelles aux concentrations en Fe/Ca et Al/Ca (Figure III-3). Ces fortes concentrations sont probablement causées par une pollution due à certains types d'argiles très riches en Magnésium, n'ayant pas été éliminées malgré le protocole de *Barker*.

Remarque : En règle générale, une forte concentration en Mg/Ca est causée par une pollution aux argiles, mais l'inverse n'est pas forcément vrai. En effet, une forte concentration en un de ces éléments n'est pas synonyme de forte concentration en Mg/Ca. Si l'argile n'est pas magnésienne, sa contamination ne va pas affecter les résultats du paléothermomètre Mg/Ca.

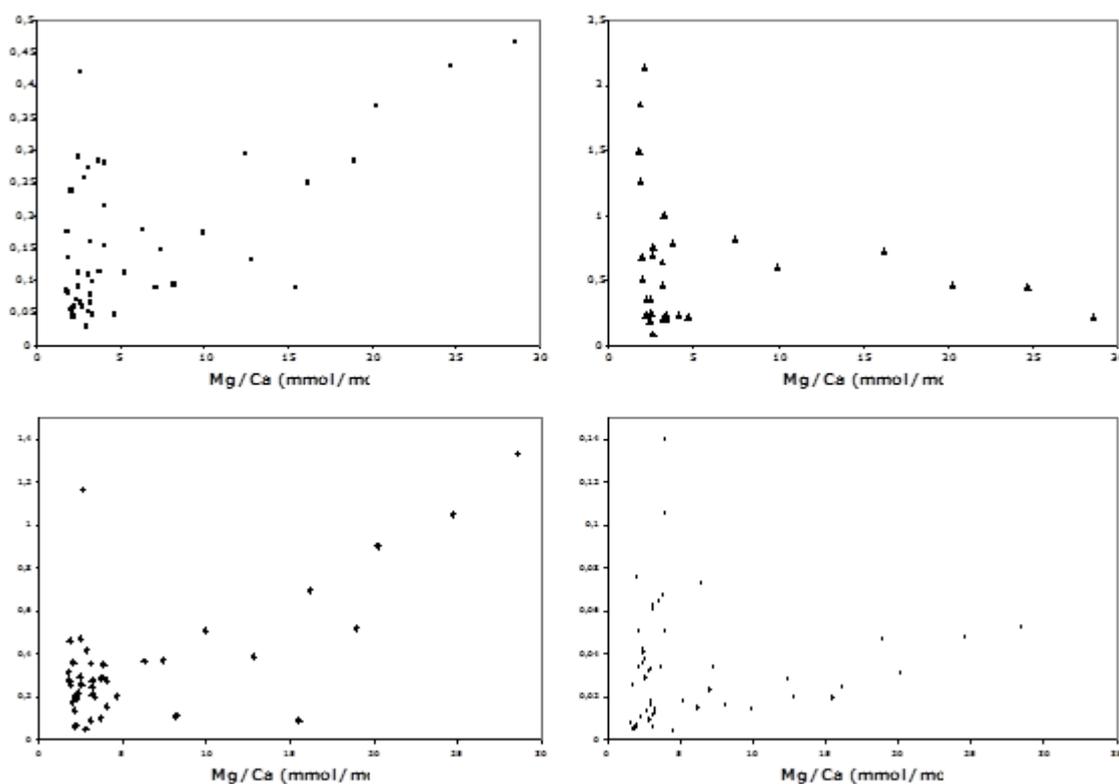


Figure III-3 : Concentration de quatre éléments indicateurs de pollution aux argiles (*Fe/Ca*, *K/Ca*, *Al/Ca* et *Mn/Ca*) en fonction de la concentration *Mg/Ca* dans les test des foraminifères *G. bulloides*.

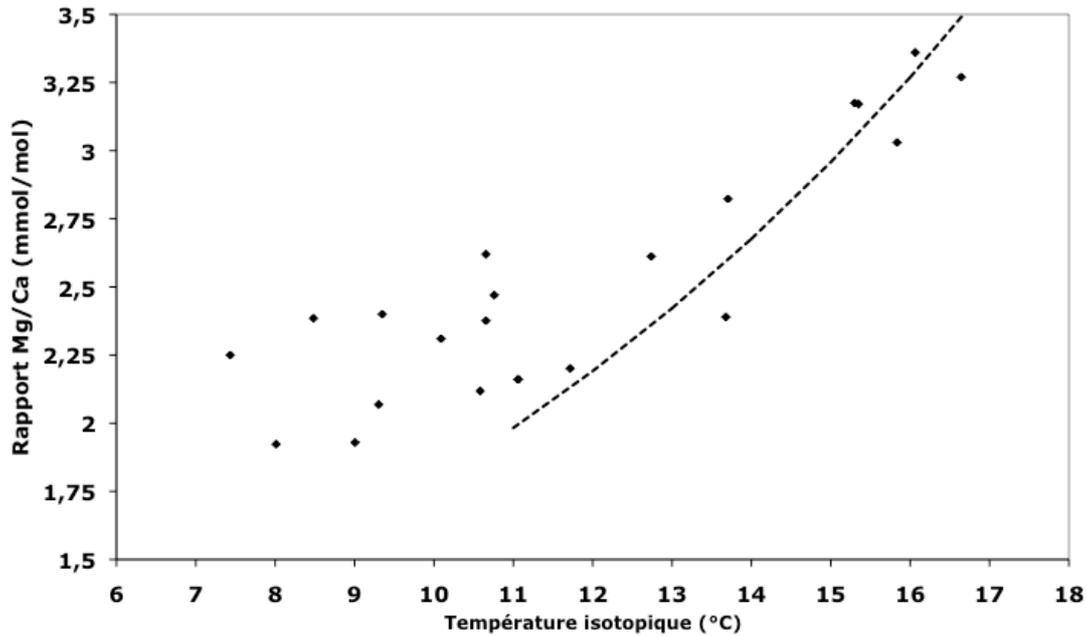


Figure III-4 : Variations du rapport Mg/Ca des foraminifères *G. bulloides* en fonction de la température isotopique.

Le graphique III-4 représente le rapport Mg/Ca de 21 carottes en fonction de la température isotopique calculée entre 30 et 75m de profondeur. Une régression exponentielle est difficile à établir, en particulier aux basses températures (<11°C). En effet, un rapport Mg/Ca compris entre 1,75 et 2,75 mmol.mol⁻¹ (typiquement l'ordre de grandeur des résultats obtenus dans la carotte MD08-3182) peut correspondre à une température comprise entre 7 et 14°C, soit un thermomètre fournissant une valeur à 7°C près. Néanmoins, au-delà de 11°C, une calibration exponentielle semble plus précise. Le terme de sensibilité à la température est équivalent à celui issu des cultures de foraminifères :

$$\text{Mg/Ca} = 0,66 * \exp^{(0,1 * T)} ; R^2 = 0,87$$

La carotte principale étudiée dans ce manuscrit (la carotte MD08-3182) est localisée dans des eaux dont la température isotopique est inférieure à 11°C. Un des principaux problèmes est donc la reconstruction d'une calibration utilisable pour les basses températures. Différentes sortes de calibrations Mg/Ca existent dans la littérature et pourraient fournir une alternative à la calibration utilisant des sommets de carottes. Cependant il n'existe pas de résultats de culture de foraminifère pour les températures inférieures à 10°C et, à l'heure actuelle, il n'existe pas non plus de pièges à sédiments dans l'Atlantique Nord contenant des *G. bulloides*.

- *Glorobotalia inflata*

Cette nouvelle calibration utilise la base de données de sommets de carottes publiée par Cléroux *et al.* (2007), étendue à 22 échantillons indépendants grâce à l'acquisition de mesures supplémentaires. Le rapport Mg/Ca des foraminifères *G. inflata* est représenté ci-dessous en fonction de la température isotopique.

Établir une régression exponentielle sur toute la gamme de température est difficilement réalisable. En effet, le thermomètre obtenu est, comme pour la calibration de *G. bulloides*, très imprécis. Un rapport Mg/Ca compris entre 1 et 1,6 mmol.mol⁻¹ (l'ordre de grandeur de la carotte MD08-3182) peut correspondre à une température comprise entre 8 et 15°C environ (figure III-5).

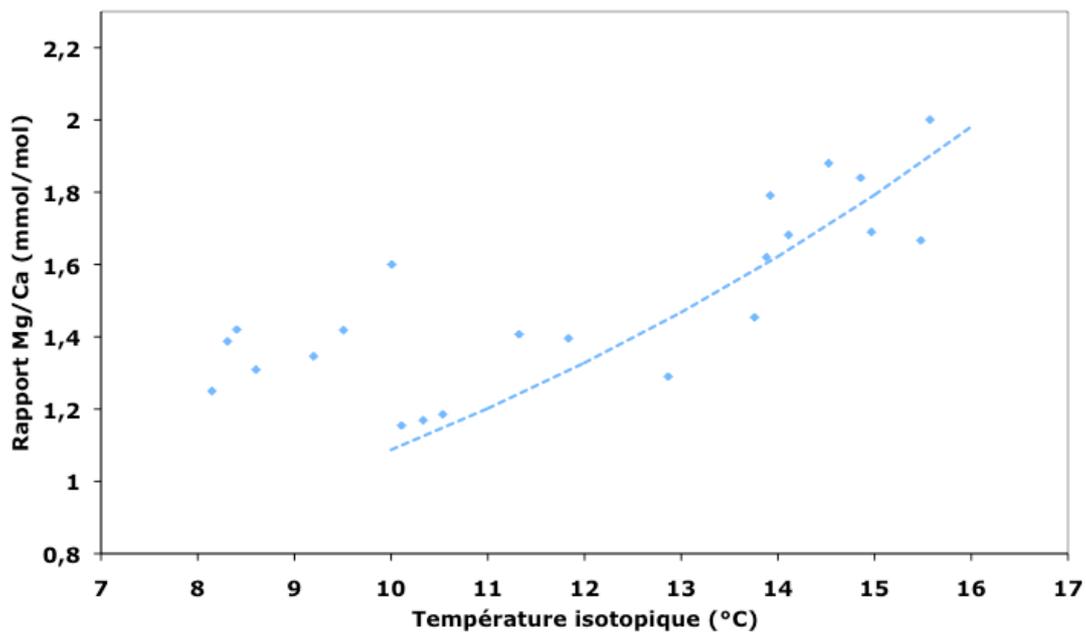


Figure III-5 : Rapport Mg/Ca des foraminifères *G. inflata* en fonction de la température isotopique

Pour des températures supérieures à 10°C, une calibration exponentielle semble également plus précise et cohérente avec les résultats issus des cultures de foraminifère :

$$\text{Mg/Ca} = 0,4 * \exp^{(0,1 * T)} ; R^2 = 0,78$$

3.3 - Choix des calibrations utilisées dans le manuscrit

La calibration issue des sommets de carotte est robuste pour le foraminifère planctonique *G. ruber*. Les calibrations des foraminifères planctoniques et planctoniques profonds *G. bulloides* et *G. inflata* semblent également robustes pour les températures supérieures à 10-11°C. En effet, les rapports Mg/Ca des sommets de carotte varient exponentiellement avec les températures isotopiques.

Par contre les relations entre les températures isotopiques et le rapport Mg/Ca sont plus complexes pour les basses températures. Dans le cas présent, 2 hypothèses principales peuvent expliquer ces mauvaises relations :

1) *G. bulloides* et *G. inflata* sont deux espèces qui se développent préférentiellement dans des eaux dont la température est supérieure à 10°C (Cf. chapitre 1). Pour des températures inférieures, le milieu de vie n'est plus adéquat, les foraminifères sont donc stressés. On peut supposer une incorporation différente du Mg/Ca suivant les conditions de développement des foraminifères. De plus, l'analyse génétique des séquences ADN des foraminifères planctoniques a montré qu'à une espèce morphologique classique pourraient correspondre plusieurs variantes génétiques. En effet, pour le foraminifère planctonique profond *G. inflata*, il existe plusieurs espèces génétiques différentes, dites cryptiques (*Morard et al.*, 2011), dont une calcifiant dans les conditions de basses températures de l'océan Antarctique. Des mesures ADN ont été effectuées dans l'Océan Atlantique Nord dans le Golfe de Gascogne mais aucune dans les régions froides de l'Océan Atlantique Nord comme la gyre subpolaire. On peut donc également supposer l'existence de plusieurs espèces cryptiques dans l'océan Atlantique Nord pour cette espèce ainsi que pour *G. bulloides*.

2) La position géographique des carottes de sédiment ainsi que les datations des sommets de carotte sont importantes. Prenons l'exemple de la carotte MD08-3182, une des carottes principales de mon manuscrit. Elle se situe dans la Fracture de Charlie Gibbs, proche du front séparant la gyre subpolaire de la gyre subtropicale. Elle est donc proche d'un important gradient en température et en salinité. Le fort rapport Mg/Ca du sommet de carotte reflète en fait une forte influence de la Dérive Nord Atlantique durant cette période (Cf. Partie 2, chapitre 5), permettant un apport d'eaux plus chaudes et donc un rapport Mg/Ca plus élevé que la moyenne. Le $\delta^{18}\text{O}_c$ est acquis dans la coquille au même moment que l'incorporation du Mg/Ca. Cependant, les températures isotopiques sous-estiment les températures réelles car l'augmentation des températures est couplée avec une augmentation de la salinité caractéristique de la gyre subtropicale.

Deux autres carottes ont également été prélevées dans la CGFZ et intégrées dans la calibration, mais leur valeur Mg/Ca sont plus faibles d'environ 0,2 mmol.mol⁻¹ soulignant l'importance du déplacement des courants océaniques en fonction du temps dans cette région. Les âges des sommets de carottes sont donc très importants, et peuvent causer un biais majeur dans ce genre de calibration si les sommets de carottes enregistrent des périodes différentes à la fois par l'âge et le climat.

Dans le cadre du projet Européen THOR (Thermohaline Overturning – at Risk?) dans lequel s'inscrit mon travail, j'ai eu accès aux données Mg/Ca d'une carotte multicore située dans la gyre subpolaire, dans la région de l'Eirik Drift (données non publiés), qui a un contexte hydrographique comparable à la Fracture de Charlie Gibbs. Les rapports Mg/Ca issus des foraminifères planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma* (à enroulement dextre) de la région de l'Eirik Drift sont similaires aux rapports Mg/Ca des *G. bulloides* de la carotte MD08-3182. Malgré une calibration très incertaine pour les températures inférieures à 11°C, le rapport Mg/Ca des foraminifères *G. bulloides* enregistre tout de même un signal climatique régional.

N'ayant pas de calibration pour les températures inférieures à 10°C pour le foraminifère *G. bulloides*, *Barker et al.* (2002) ont développé une calibration basée sur les lois thermodynamiques et les équations issues des cultures de foraminifères. Leur approche nécessite de fixer le terme de sensibilité à la température $A=0,1$ et d'adapter le facteur B pour reconstruire des températures cohérentes avec les valeurs modernes (*Barker and Elderfield, 2002 ; Thornalley, 2009*). Néanmoins ce système de calibration n'est applicable que régionalement (au mieux) ou sur le site de la carotte (au pire des cas) (*Farmer et al., 2011*).

Pour les températures inférieures à 11°C, j'ai donc adapté la calibration de Barker. J'ai utilisé une régression exponentielle avec un terme de sensibilité fixé à 0,1, puis ajusté la valeur pré exponentielle afin d'obtenir un résiduel le plus faible possible entre les températures reconstruites et les températures isotopiques. On obtient alors 2 courbes de calibration pour deux gammes distinctes de températures.

$$\begin{aligned} T > 11^\circ\text{C} : \text{Mg/Ca} &= 0,66 * \exp^{(0,1 * T)} \quad (R^2 = 0,81) \\ T < 11^\circ\text{C} : \text{Mg/Ca} &= 0,85 * \exp^{(0,1 * T)} \quad (R^2 = 0,5) \end{aligned}$$

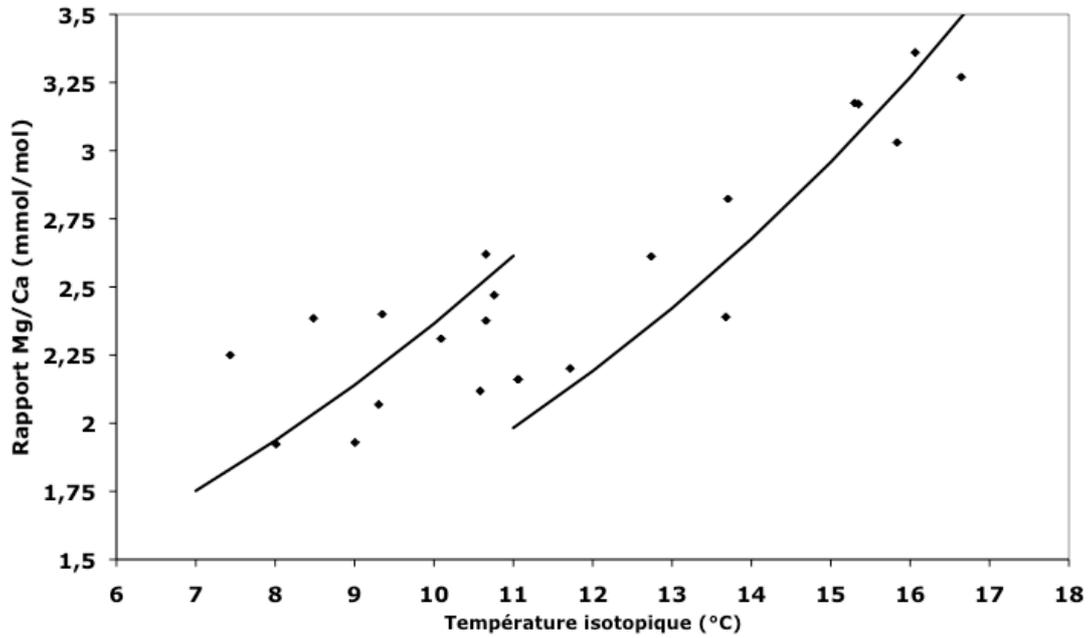


Figure III-6 : Variations du rapport Mg/Ca des foraminifères *G. bulloides* en fonction de la température isotopique.

De la même manière pour *G. inflata*, si on considère deux gammes distinctes de températures, deux régressions exponentielles se dessinent avec un décrochement à 10°C.

$$T < 10^{\circ}\text{C} : \text{Mg/Ca} = 0,57 * \exp^{(0,1 * T)} \quad (R^2 = 0,55)$$

$$T > 10^{\circ}\text{C} : \text{Mg/Ca} = 0,4 * \exp^{(0,1 * T)} \quad (R^2 = 0,78)$$

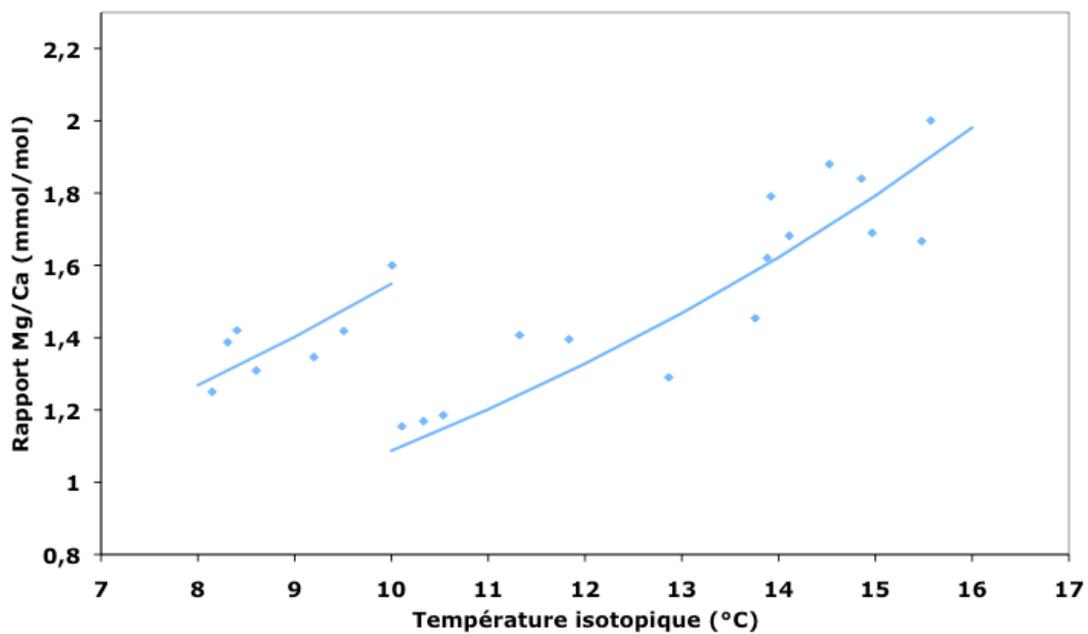


Figure III-7 : Variations du rapport Mg/Ca des foraminifères *G. inflata* en fonction de la température isotopique.

Comparaison avec les calibrations publiées dans la littérature

De nombreuses calibrations sont disponibles dans la littérature pour les foraminifères *G. bulloides*, *G. inflata* et *G. ruber*. Ces calibrations ont des origines diverses, construites partir de sommets de carottes de sédiment dans l'Océan Atlantique Nord (*Elderfield and Ganssen, 2000 ; Cléroux et al., 2007 ; Farmer et al., 2010*), de culture de foraminifères (*Lea et al., 1999 ; Mashiotta et al., 1999*) ou encore à partir de piège à sédiment mono et multi espèces (*Anand et al., 2003*). Les figures III-8, III-9 et III-10 représentent les diverses calibrations publiées pour chaque espèce de foraminifère.

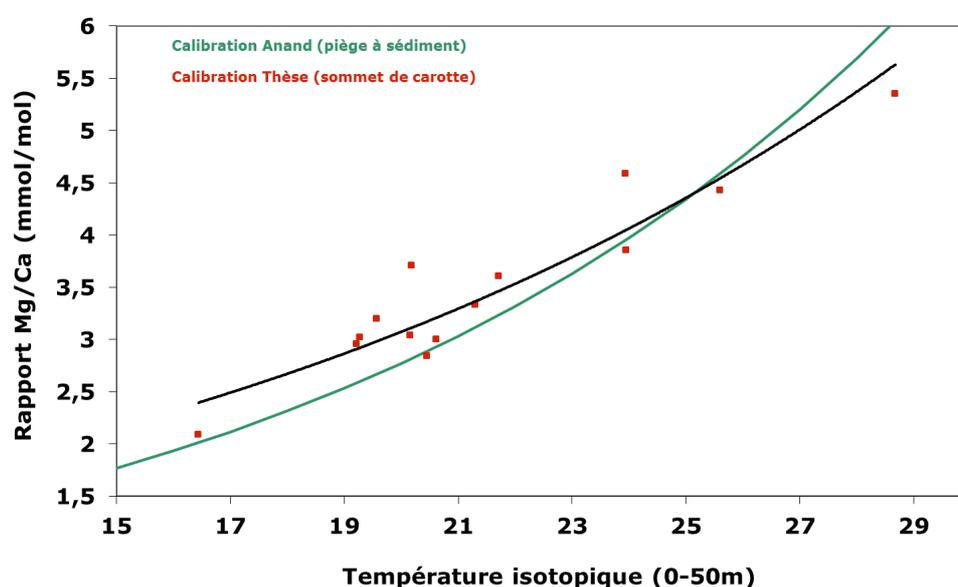


Figure III-8 : Comparaison entre plusieurs calibrations Mg/Ca des foraminifères *G. ruber*.

Pour le foraminifère *G. ruber*, les deux calibrations sont très proches (figure III-8). Cependant la calibration publiée par *Cléroux et al. (2007)*, confirmée par ce travail, permet de diminuer l'incertitude des températures reconstruites, passant d'une erreur d'environ $\pm 1,5^{\circ}\text{C}$ avec la calibration publiée par *Anand et al. (2003)* à une erreur de $\pm 1,2^{\circ}\text{C}$ (tableau III-a).

	<i>Cléroux et al.</i>	<i>Anand et al.</i>
Incertainitude (\pm °C)	1,2	1,5

Tableau III-a : Incertitude sur les températures reconstruites à partir des différentes calibrations pour *G. ruber*.

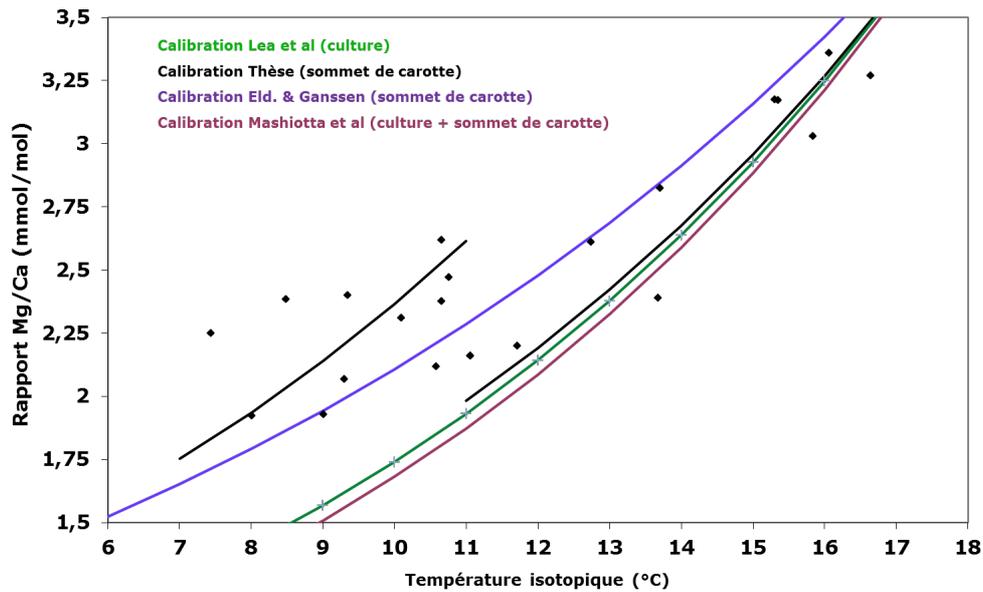


Figure III-9 : Comparaison entre plusieurs calibrations Mg/Ca des foraminifères *G. bulloides*.

Pour le foraminifère *G. bulloides*, l'utilisation de deux calibrations séparées par un seuil thermique à 11°C, permet d'obtenir des courbes de régression proches des données. Les incertitudes sur les températures reconstruites sont alors proches du degré. Au contraire, l'utilisation d'une courbe de régression calculée sur toute la gamme de température s'écarte des données. Un ajustement exponentiel unique n'a donc pas de sens et augmente ainsi les incertitudes (minimum 2.5°C, tableau III-b).

	<i>Lea et al.</i>	<i>Mashiotta et al.</i>	<i>Elderfiel&Ganssen</i>	<i>Thèse (<11°C)</i>	<i>Thèse (>11°C)</i>
Incertitude (± °C)	3,8	4	2,5	1,3	0,7

Tableau III-b : Incertitude sur les températures reconstruites à partir des différentes calibrations pour *G. bulloides*.

De la même manière que pour le foraminifère *G. bulloides*, l'utilisation de deux calibrations dans le cas de *G. inflata* (seuil thermique à 10°C) permet de reconstruire des températures ayant des incertitudes faibles, inférieures au degré (Cf. tableau III-c).

Ces bonnes reconstructions sont probablement causées par deux populations différentes de part et d'autre du seuil de température, ce qui expliquerait les incertitudes plus importantes ainsi que des reconstitutions paléoclimatiques pouvant être faussées si on utilise une unique courbe de calibration.

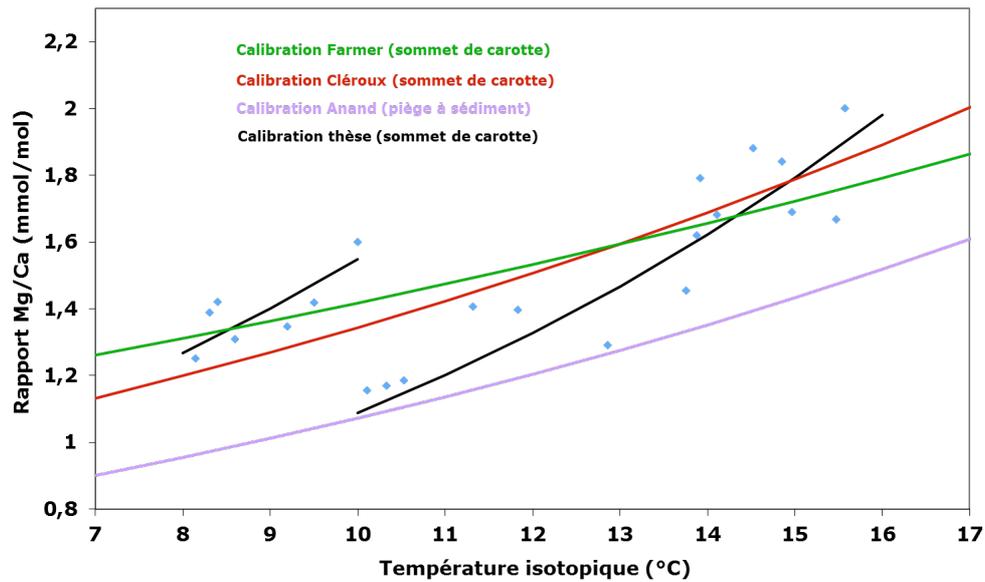


Figure III-10 : Comparaison entre plusieurs calibrations Mg/Ca des foraminifères *G. inflata*.

	Cléroux et al.	Farmer et al.	Anand et al.	Thèse (<11°C)	Thèse (>11°C)
Incertitude (± °C)	2	2,75	4,3	0,5	0,8

Tableau III-c : Incertitude sur les températures reconstruites à partir des différentes calibrations pour *G. inflata*.

Calibration aux sites des carottes de sédiments

Les tableaux suivants comparent pour chaque site les résultats obtenus à partir des différentes calibrations disponibles dans la littérature pour les 3 espèces de foraminifères utilisées dans le cadre de ma thèse au cours des 2000 dernières années.

MD08-3182

Référence	Equation	Mg/Ca (mmol/mol)	T (°C)	Gamme de T (°C)	T (°C) moyenne reconstruite
<i>G. bulloides</i>					
Methode thermodynamique	Mg/Ca=0.77 exp(0.1T)	1,56-2,81	7,1-13	5,9	Moyenne actuelle 30-75m : 8,9
Elderfield and Ganssen	Mg/Ca=0.81 exp(0.081T)	1,56-2,81	8,1-15,4	7,3	12,4
Cléroux et al	Mg/Ca=0.78 exp(0.082T)	1,56-2,82	8,5-15,7	7,2	12,8
<i>G. inflata</i>					
Methode thermodynamique	Mg/Ca=0.53 exp(0.1T)	0,943-1,66	4,5-10,2	5,7	Moyenne actuelle 30-75m : 7,4
Anand (multiespèces)	Mg/Ca=0.56 exp(0.058T)	0,943-1,66	6,5-12,8	6,3	8,25
Cleroux et al	Mg/Ca=0.71 exp(0.056T)	0,943-1,66	5,1-15,2	10,1	10,5
Farmer	Mg/Ca=0.916 exp(0.039T)	0,943-1,66	0,74-15,25	14,5	11,7
					10,24

Tableau III-d : Calibrations publiées pour *G. bulloides* et *G. inflata* et températures associées pour la carotte MD08-3182.

KS12

Référence	Equation	Mg/Ca (mmol/mol)	T (°C)	Gamme de T (°C)	T (°C) moyenne reconstruite
<i>G. ruber</i>					
Anand	$Mg/Ca=0,449*\exp(0,09*T)$	2,51-4,09	19,1-24,6	5,5	Moyenne actuelle 0-25m : 20,5
Caroline	$Mg/Ca=0,76*\exp(0,07*T)$	2,51-4,09	17,1-24,1	7	21,2
<i>G. inflata</i>					
Calibration >10°C	$Mg/Ca=0,4 \exp(0,1T)$	1,47-3,17	13-20,7	7,7	Moyenne actuelle 150m : 14,8
Calibration <10°C	$Mg/Ca=0,57 \exp(0,1T)$	1,47-3,17	9,4-17,1	7,7	15,5
Anand (multiespèces)	$Mg/Ca=0,56 \exp(0,058T)$	1,47-3,17	16,6-29,9	13,3	12,0
Cleroux et al	$Mg/Ca=0,71 \exp(0,056T)$	1,47-3,17	12,9-26,7	13,8	20,9
Farmer et al	$Mg/Ca=0,916 \exp(0,039T)$	1,47-3,17	12-31,8	19,8	17,4
					18,4

Tableau III-e : Calibrations publiées pour *G. ruber* et *G. inflata* et températures associées pour la carotte KS12.

MD99-2203

Référence	Equation	Mg/Ca (mmol/mol)	T (°C)	Gamme de T (°C)	T (°C) moyenne reconstruite
<i>G. ruber</i>					
Anand	$Mg/Ca=0,449*\exp(0,09*T)$	3,95-5,52	24,2-27,9	3,7	Moyenne actuelle 30m : 26,7
Caroline	$Mg/Ca=0,76*\exp(0,07*T)$	3,95-5,52	23,5-28,3	4,8	25,8
					25,6

Tableau III-f : Calibrations publiées pour *G. ruber* et températures associées pour la carotte MD99-2203.

En plus de l'incertitude sur les températures, le principal problème des calibrations utilisant des sommets de carotte publiés dans la littérature est l'amplitude des températures reconstruites (*Farmer et al.*, 2010), en particulier pour les foraminifères *G. inflata*. En effet, l'amplitude des températures peut-être supérieure à 10°C (tableaux III-d et III-e) si on utilise une calibration unique sur toute la gamme de température. Les résultats que nous venons d'obtenir et la découverte de seuils thermiques montrent que de telles calibrations ne peuvent fournir des estimations précises de température.

C'est pourquoi dans la suite de ce manuscrit, les calibrations utilisées sont celles construites sur des intervalles limités de température (Cf. figure III-6 et III-7). Cette méthode présente l'avantage de fournir des résultats réalistes en valeur absolue mais également en amplitude aux sites des carottes de sédiments ; on peut espérer qu'en minimisant ainsi la gamme de température, on obtienne une calibration valable dans la région que l'on étudie.

Conclusion de la première partie

Dans la suite de ce manuscrit, je vais appliquer les outils géochimiques et les calibrations précédemment obtenues et affinées pour étudier la variabilité de la circulation méridienne au cours des 2000 dernières années à partir de plusieurs carottes de sédiments.

Je me suis basé sur les valeurs isotopiques de dizaines de sommets de carottes de sédiments marins pour contraindre le milieu et la période de calcification des foraminifères. Tout d'abord de manière statistique, valable pour l'océan Atlantique Nord puis aux principaux sites des carottes étudiées :

- dans la zone de la fracture de Charlie Gibbs (sur le site de la carotte MD08-3182), *G. bulloides* (50m) et *G. inflata* (65m) calcifient principalement en été. Ces deux foraminifères se situent respectivement dans la thermocline saisonnière et proche de la base de la thermocline saisonnière.
- dans le Golfe de Cadix (carotte KS12), *G. ruber* et *G. inflata* calcifient également en été : *G. ruber* proche de la surface (entre 0 et 25m) et *G. inflata* au niveau de la thermocline permanente (autour de 150m). On observe bien l'approfondissement du milieu de vie de *G. inflata* en fonction de la concentration en nourriture.
- dans la zone du Cap Hatteras (carotte MD99-2203), *G. ruber* et *P. obliquiloculata* calcifient vers 30m et 100m respectivement. Cependant, *P. obliquiloculata* est un foraminifère peu répandu, et peu concentré dans la carotte MD99-2203. C'est pourquoi les mesures du rapport Mg/Ca ne seront pas présentées car obtenues à trop basse résolution temporelle.

L'étude des isotopes de calcite a donc permis de montrer que tous les foraminifères étudiés, planctoniques ou planctoniques profonds, ont la particularité de calcifier majoritairement en été. On peut donc étudier les conditions de surface (<50m) et de subsurface (>50m) au cours du temps, et comparer la variabilité de structure de la colonne d'eau aux sites des carottes étudiées.

L'apport du rapport Mg/Ca a pour but de reconstruire les températures de l'océan. Les calibrations établies entre les températures isotopiques et le rapport Mg/Ca sont robustes pour *G. ruber*, ainsi que pour les foraminifères *G. bulloides* et *G. inflata* pour des températures

supérieures à 10-11°C. Pour les températures inférieures, il est plus difficile d'appliquer une calibration, notamment dans des régions où les caractéristiques hydrologiques varient beaucoup, comme dans les régions de front où se situe la carotte MD08-3182. Pour limiter les incertitudes, les calibrations ont donc été élaborées sur des intervalles limités en température. Cette méthode permet un gain de précision dans la reconstruction des températures, passant de $\pm 2-4^{\circ}\text{C}$ avec une courbe de régression unique, à des incertitudes proches ou inférieures au degré en utilisant plusieurs courbes de régression. Cette méthode peut engendrer, au pire des cas, un simple décalage des valeurs absolues dans les reconstructions de température.

Deuxième partie : Variations de l'hydrologie et de la circulation superficielle de l'océan Atlantique Nord au cours des 2000 dernières années.

Introduction

J'ai établi comment traduire en données hydrologiques les signaux géochimiques obtenus sur les foraminifères planctoniques de surface (*G. ruber* et *G. bulloides*) ou profonds (*G. inflata* et *P. obliquiloculata*). Les calibrations réalisées sur les sommets de carotte peuvent maintenant être appliquées sur les carottes sédimentaires marines afin de reconstituer les variations de l'hydrologie au cours des 2000 dernières années.

Dans cette deuxième partie, le premier chapitre (chapitre IV) est consacré à la reconstruction des chronologies des trois carottes de sédiment. En effet, l'unique méthode de datation des carottes de sédiment marin repose sur la mesure du ^{14}C dans les tests de foraminifères. Outre les difficultés techniques liées à cette mesure dans des carottes à fort taux de sédimentation (faible abondance de foraminifères ...), les incertitudes liées à la datation (variations de la production de ^{14}C , inversion d'âge,...) rendent l'établissement des chronologies particulièrement difficiles et la comparaison des signaux entre les carottes à étudier avec prudence.

Le deuxième chapitre (chapitre V) décrit les signaux géochimiques de ces carottes, puis les compare avec les signaux de plusieurs carottes de l'Atlantique Nord dans le but de mieux contraindre la dynamique des gyres océaniques. J'ai développé une méthode de reconstitution de la stratification des eaux superficielles en analysant des foraminifères de surface et de

subsurface. Les variations de stratification ainsi reconstituées permettent de montrer l'influence du vent sur la position du front subarctique.

Le dernier chapitre (chapitre VI) est consacré à l'étude des conséquences de cette dynamique sur le transport des masses d'eau vers les hautes latitudes ainsi que le lien entre l'intensité du vent sur la zone de la fracture de Charlie Gibbs et le climat européen.

Chapitre IV - Chronostratigraphie et modèle d'âge

La chronostratigraphie de chaque carotte a été établie à partir de datations au ^{14}C obtenues sur des foraminifères planctoniques. Les âges ^{14}C ont été convertis en âges calendaires avec le logiciel Calib 5.0 (*Stuiver and Reimer, 1993 ; Hughen et al , 2004*), en utilisant la courbe de calibration Marine04 qui inclut une correction d'âge réservoir d'environ 400 ans. Cette correction a été pondérée par les valeurs d'âge réservoir à chaque site lorsqu'elles étaient connues.

Ce chapitre est consacré à l'établissement des modèles d'âges des trois carottes étudiées et présentées dans le tableau IV-a ci-dessous.

Carotte	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Profondeur (m)	Longueur (cm)	Partie analysée (cm)	Espèces analysées
MD08-3182 Cq	52°41.99	35°56.15	3757	1140	0-100	<i>G. bulloides</i> + <i>G. inflata</i>
MD99-2203	34°58'38	75°12'06	620	3860	0-230	<i>G. ruber</i> + <i>P. obliquiloculata</i>
Cadi2KS12	36°43	8°32	1120	219	0-219	<i>G. ruber</i> + <i>G. inflata</i>

Tableau IV-a : Coordonnées, profondeur, longueur, section et espèces analysées sur chaque carotte.

Les tableaux des valeurs obtenues pour chaque carotte sont donnés en Annexe 7.

1) Problèmes liés à la datation des carottes de sédiment

1.1 - Estimation de l'âge réservoir

Une étude paléocéanographique sur une échelle de temps aussi courte (2000 dernières années) demande une grande rigueur sur les échelles d'âge des carottes de sédiment. Un des principaux facteurs d'incertitude est l'estimation de l'âge réservoir de l'eau dans laquelle les foraminifères se sont développés. L'âge réservoir est défini comme la différence entre les âges ^{14}C de deux échantillons de même époque vivant l'un dans l'atmosphère (typiquement

un arbre) et l'autre dans un milieu aquatique dont l'activité ^{14}C est différente de celle de l'atmosphère (*Stuiver et al.*, 1986).

Par convention, 400 ans est supposé être la moyenne moderne de l'âge réservoir des eaux océaniques de surface (*Stuiver et Braziunas*, 1993). Cependant, cet âge varie dans les océans, passant de 300 ans dans les gyres subtropicales à plus de 1600 ans dans l'océan Austral. Dans les régions non polaires, l'âge réservoir, déterminé à partir de coquilles de mollusques, de coraux ou encore de carbone inorganique dissous dans l'eau de mer, varie entre 300 et plus de 650 ans (*Stuiver et al.*, 1986).

L'âge réservoir d'une eau, qui reflète la différence d'activité entre le ^{14}C atmosphérique et le ^{14}C de l'eau, se modifie si les échanges de CO_2 avec l'atmosphère changent, si la circulation océanique est modifiée ou encore par mélange des eaux superficielles avec les eaux profondes plus pauvres en radiocarbone. Dans le passé, l'intensité de ce mélange a pu évoluer en fonction des fluctuations climatiques et donc a pu ainsi modifier les valeurs d'âge réservoir.

Pour estimer l'âge réservoir des eaux superficielles aux sites des carottes que j'ai étudiées, je me suis basé sur les mesures publiées à proximité de ces sites. La majorité des données disponibles est située le long des côtes. Toutefois, ces données côtières peuvent être influencées par de nombreux facteurs, comme les eaux interstitielles des sédiments ou encore la proximité des rivières.

La carotte MD08-3182

Aucune mesure d'âge réservoir n'est disponible à proximité de la Fracture de Charlie Gibbs.

L'âge réservoir a pu varier sur ce site selon 2 mécanismes principaux, d'une part le déplacement de la frontière entre la gyre subpolaire et la gyre subtropicale et d'autre part la variation de l'épaisseur de la couche de mélange.

La carotte MD08-3182 a la particularité d'être localisée dans la gyre subpolaire (GSP), froide et peu salée mais d'être proche de la frontière avec la gyre subtropicale (GST), chaude et salée. Au cours des deux derniers millénaires, le front entre les deux gyres est susceptible de s'être déplacé. Le site de la carotte a donc été plus ou moins influencé par les eaux de

chacune des deux gyres. Si l'âge réservoir de la GSP diffère de celle de la GST, la position du front va déterminer la valeur de l'âge réservoir dans le passé. Pour tenter d'établir les différences entre les deux gyres, j'ai analysé les résultats de la simulation de la teneur en ^{14}C des eaux océaniques réalisés dans le modèle NEMO (« Nucleus for European Modelling of the Ocean ») (Cf. figure IV-2). L'activité ^{14}C des eaux superficielles au-dessus de la Fracture de Charlie Gibbs fluctuerait entre les valeurs caractéristiques de la GSP (environ -60 ‰ en $\Delta^{14}\text{C}$, soit 497 ans en âge réservoir) et celles de la GST (-50‰ soit 412 ans).

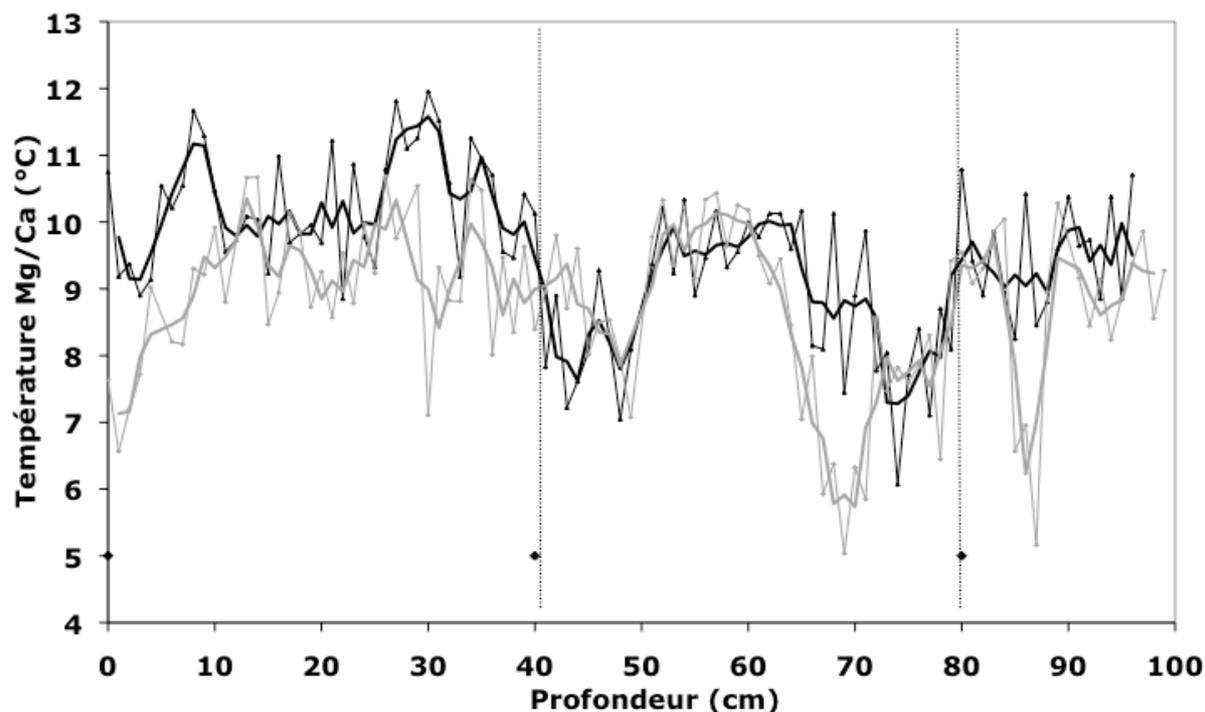


Figure IV-1 : Variation de Température Mg/Ca pour les foraminifères planctoniques *G. bulloides* en noir et planctoniques profonds *G. inflata* en gris dans la carotte MD08-3182. Les niveaux datés sont indiqués par un losange.

Au cours des 2000 dernières années, plus la température sera élevée, plus les eaux seront susceptibles d'être affectées par la gyre subtropicale tandis que des basses températures caractériseront une influence de la gyre subpolaire. Les divers niveaux datés (Cf. annexe 7) correspondent à des périodes où le front a été en position intermédiaire (Cf. figure IV-1), de sorte que les âges réservoirs ne devraient pas être affectés par la position du front.

L'âge ^{14}C peut également varier en fonction de la profondeur de la base de la couche de mélange. On observe des périodes où les températures (figure IV-1), ainsi que les $\delta^{18}\text{O}_c$ (non montré) des foraminifères de surface (*G. bulloides*) et de subsurface (*G. inflata*) sont très proches. Durant ces périodes, les masses d'eaux sont donc similaires. Cela signifie que la couche de mélange s'est approfondie et que la valeur de l'âge réservoir a augmenté en raison du mélange des eaux superficielles avec des eaux profondes plus pauvres en ^{14}C . Le modèle

NEMO simule des valeurs de $\Delta^{14}\text{C}$ de -60‰ en subsurface (entre 50 et 100m), où calcifie *G. inflata* (Cf. figure IV-2-b). Un mélange entre les eaux de surface et de subsurface laisse supposer en surface une variation du delta ^{14}C dont la valeur serait comprise entre -50‰ et -60‰) (Madec, 2008 ; Ethé et al., 2006).

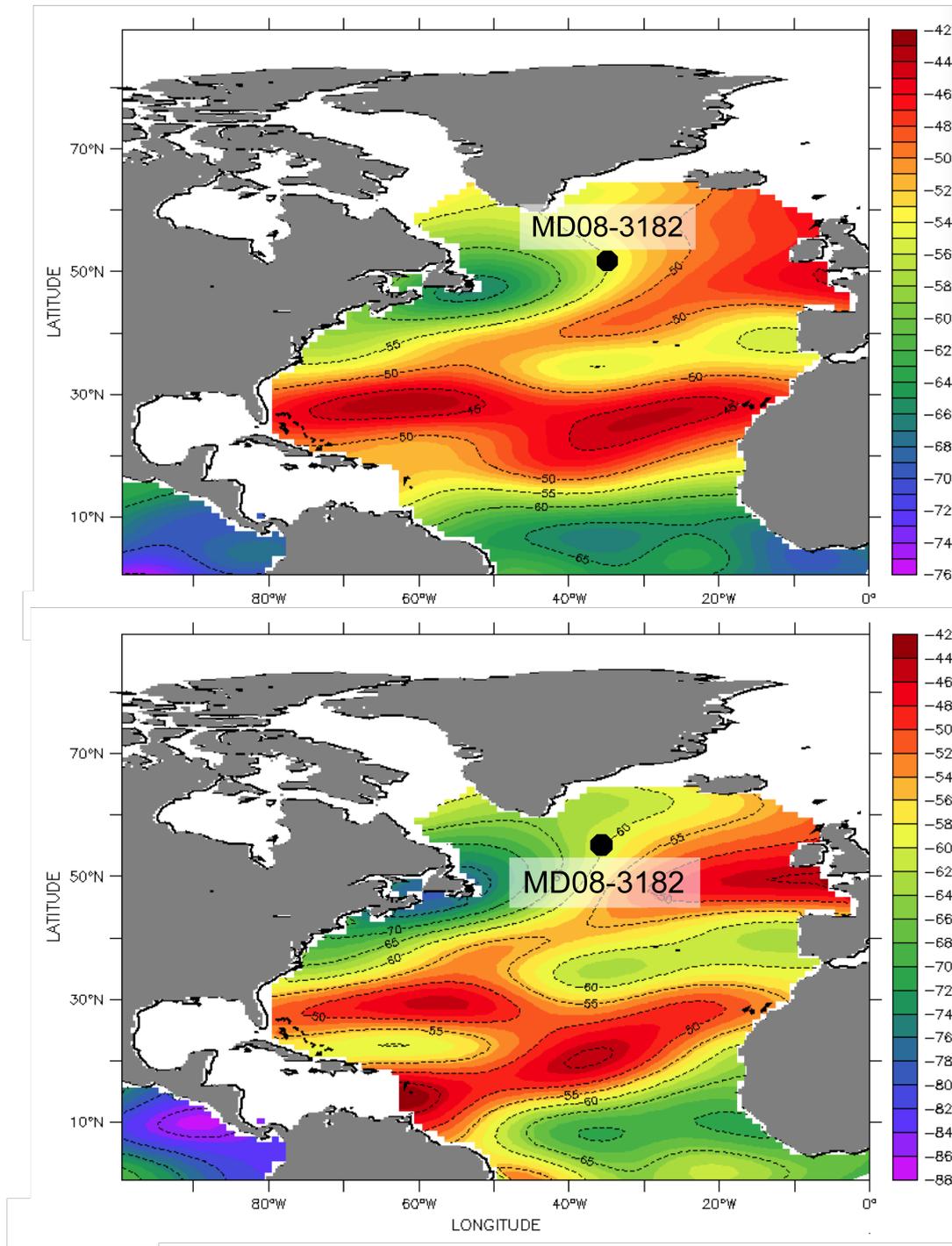


Figure IV-2 : Variation du $\Delta^{14}\text{C}$ dans le modèle NEMO, valeur moyenne a) entre 0 et 50m b) entre 50 et 100m (Madec, 2008 ; Ethé et al., 2006).

Les incertitudes liées aux résultats issus de ce modèle sont d'environ 5‰ en surface et 5‰ en subsurface (Madec, 2008 ; Ethé et al., 2006), du même ordre de grandeur que les variations d'âge réservoir, causées par la variation du front subarctique ou causées par mélange. Les variations d'âge réservoir qui ont pu avoir lieu au cours des 2000 dernières années sont donc modestes et très difficiles à contraindre. J'ai donc supposé que l'âge réservoir était constant pour établir le modèle d'âge de cette carotte et j'ai adopté une valeur de 450 ± 42 ans, intermédiaire entre celles caractéristiques des deux gyres.

La carotte MD99-2203

Sur la côte Est américaine, les mesures d'âge réservoir moderne disponibles ne sont pas nombreuses. En effet, il n'existe qu'une seule mesure donnant une valeur de 412 ans, et obtenue sur des gastéropodes prélevés en 1930 (Tableau IV-b). Néanmoins, elle a été obtenue sur un site suffisamment proche de la carotte MD99-2203 pour être significative.

Longitude (°E)	Latitude (°N)	Localité	Référence	Année	Age réservoir	Genre
-76.6756	34.7094	Beaufort, NC	D.H.Thomas (2008)	1930	412±70	Gastéropode

Tableau IV-b : Coordonnées, année de prélèvement, et valeurs de l'âge réservoir mesuré aux sites proche du lieu de carottage.

En Floride, Druffel et al (2008) ont effectué des analyses sur du corail et des cernes d'arbres et ont calculé un âge réservoir de 390 ans au cours des derniers siècles, subissant des variations de ± 60 ans. Les eaux du Gulf Stream qui se dirigent vers le cap Hatteras prennent leur source dans le golfe du Mexique et circulent par la Floride. Les variations d'âge réservoir doivent donc être similaires entre ces deux sites.

L'âge réservoir de la carotte MD99-2203 a donc été défini comme étant celui des eaux de surface global, soit 400 ± 60 ans en accord avec les variations des eaux de surface de Floride ainsi qu'avec la mesure disponible la plus proche.

La carotte KS12

Plusieurs mesures récentes ont été effectuées sur des mollusques (Soares 1993), au nord du site de carottage, sur la côte espagnole (Tableaux IV-c). L'âge réservoir moyen est estimé à 600 ± 94 ans, plus ancien que l'âge réservoir moyen global des eaux de surface (400 ans).

Longitude (°E)	Latitude (°N)	Localité	Référence	Année	Age réservoir	Err. Réservoir	Genre
-8.5000	37.0000	Algarve	Monges Soares, 1993	1917	646±46	46	Bivalve
-8.5000	37.0000	Algarve	Monges Soares, 1993	1917	726±70	70	Gastéropode
-8.5000	37.0000	Algarve	Monges Soares, 1993	1917	586±41	41	Gastéropode
-8.5000	37.0000	Algarve	Monges Soares, 1993	1917	566±41	41	Gastéropode
-8.0000	37.0000	Cabo de S. Maria	Monges Soares, 1993	1897	415±70	70	Bivalve
-8.0500	37.0200	Ria de Faro	Monges Soares, 1993	1896	644±60	60	Bivalve
-8.0500	37.0200	Ria de Faro	Monges Soares, 1993	1925	548±70	70	Bivalve
-8.6700	37.0800	Portimao	Monges Soares, 1993	1925	668±90	90	Bivalve

Tableau IV-c : Coordonnées, année de prélèvement, et valeurs de l'âge réservoir mesuré aux sites proche du lieu de carottage.

Dans la partie Ouest du Golfe de Cadix, le courant principal est le prolongement du courant du Portugal, qui s'écoule vers le Sud, au niveau de la carotte KS12, et vers l'Est, où les mesures sur les mollusques ont été effectuées (figure IV-3). Dans une moindre mesure, le courant des Açores est susceptible d'atteindre également le site de la carotte. Le courant des Açores est une branche de la gyre subtropicale de retour qui circule d'Ouest en Est vers le détroit de Gibraltar.

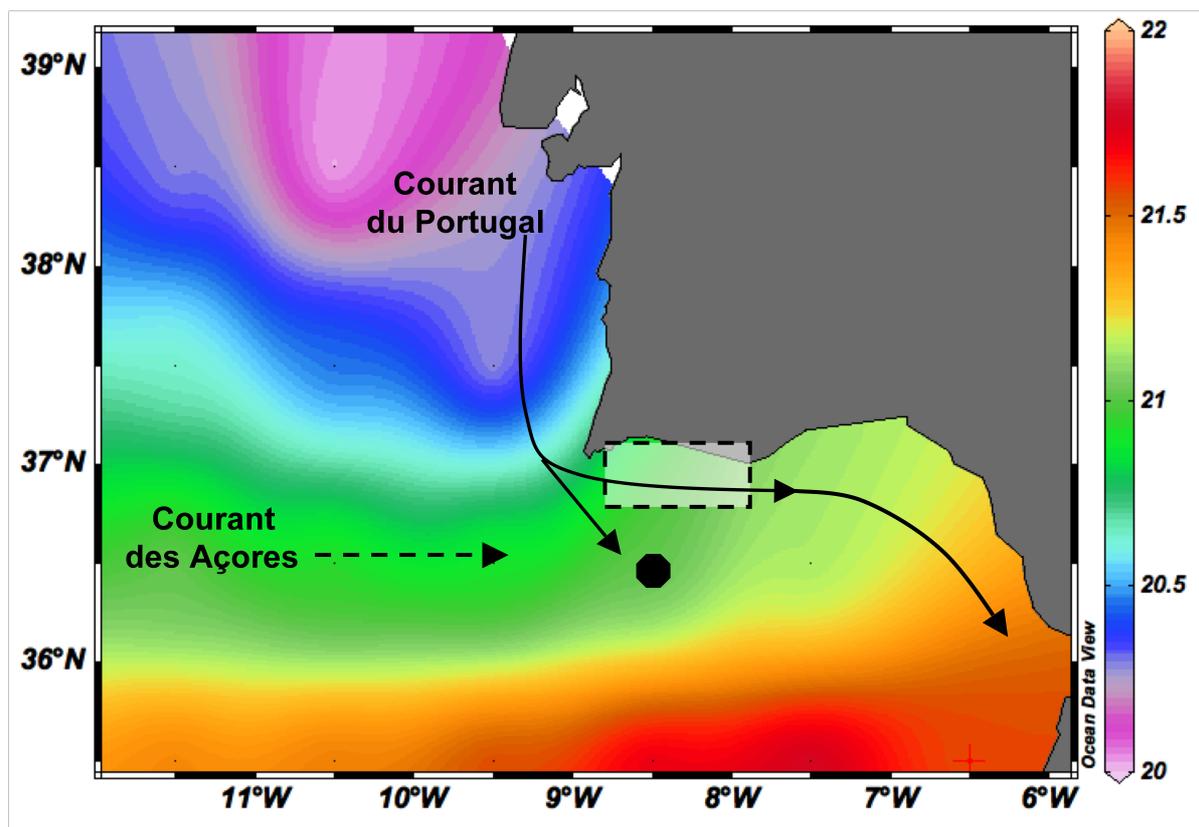


Figure IV-3 : Carte des températures moyennes de surface (Juin à Septembre) du Golfe de Cadix issues du « World Ocean Atlas 2009 ». La localisation de la carotte KS12 est représentée par un cercle noir et les sites permettant la reconstruction de l'âge réservoir par un rectangle en pointillé. Les flèches schématisent les courants principaux de surface dans la région.

D’Avril à Septembre, la côte du Portugal est sujette à des remontées d’eaux profondes dues à un upwelling côtier. La présence de cet upwelling explique donc les âges réservoirs plus anciens et des températures moyennes (20-21°C) plus faibles de 1 à 2°C que celles des régions voisines non influencées par l’upwelling (figure IV-4). La figure IV-5 (Ruiz and Navarro, 2006) montre la probabilité de trouver des eaux caractéristiques d’un upwelling dans le Golfe de Cadix. Au site de la carotte, la probabilité est comprise entre 5-10%.

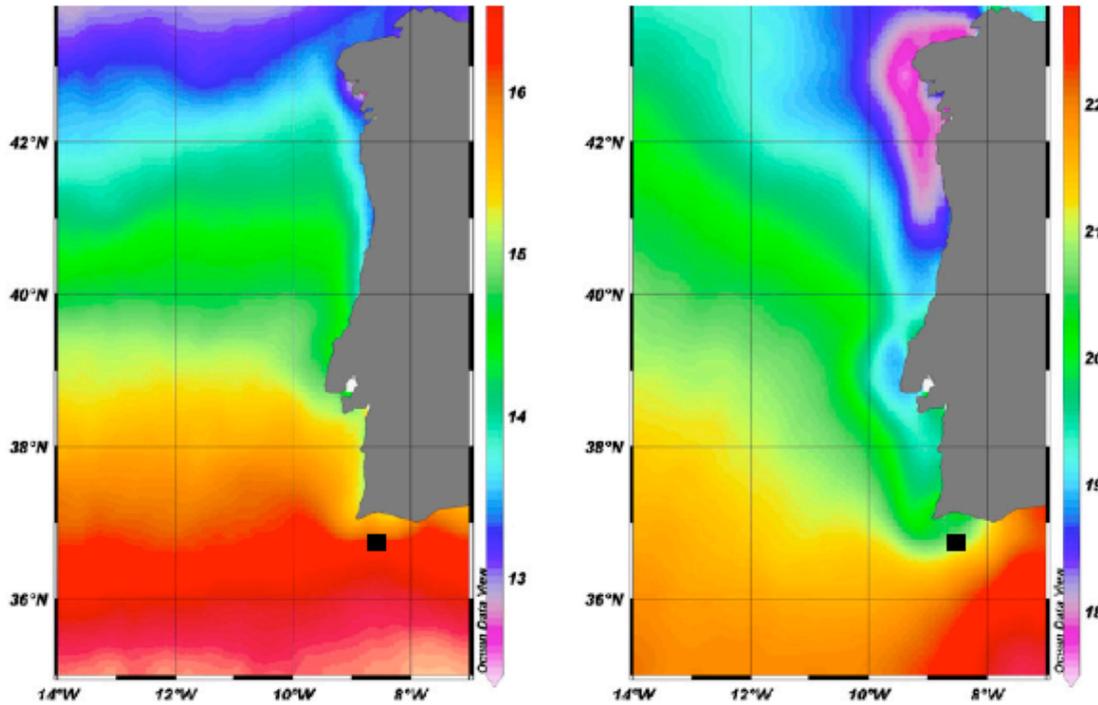


Figure IV-4: Moyenne des températures de surface (1985-2003) mesurées par satellite en hiver (à gauche) et en été (à droite). Noter la différence d’amplitude dans l’échelle des températures (Salgueiro et al., 2006).

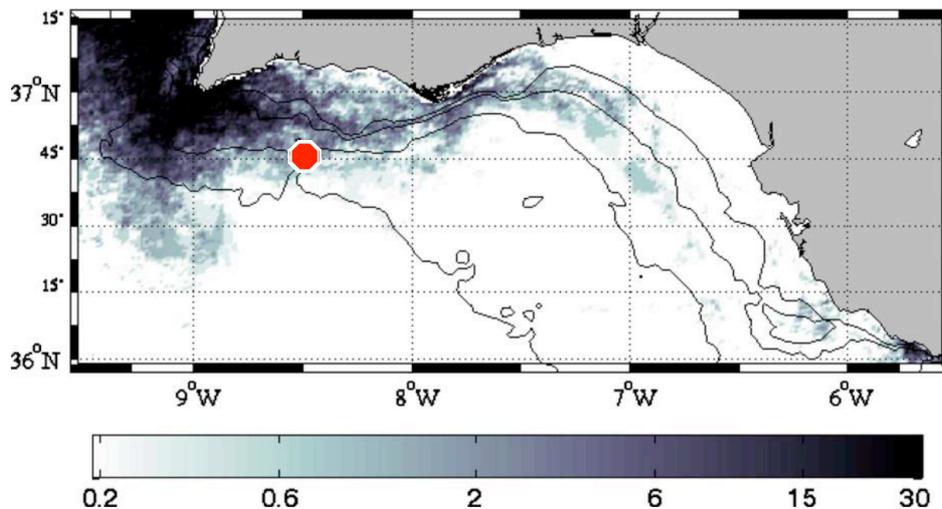


Figure IV-5: Probabilité (%) de trouver des zones d’upwelling (température et concentration en Chlorophylle $<17^{\circ}\text{C}$ et $1\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ respectivement) dans le golfe de Cadix. La carte est basée sur 311 jours de données, de 1998 à 2003, pour les mois d’Avril à Septembre, quand l’eau est stratifiée. La localisation de la carotte KS12 est indiquée par un cercle rouge (Ruiz and Navarro, 2006).

De plus, *Soares et Martins* (2009) ont montré, en mesurant l'âge ^{14}C de coquilles marines au Sud du Portugal et de morceaux d'os et de bois calcinées trouvés à proximité, que l'âge réservoir avait été modifié en fonction de l'intensité de l'upwelling côtier du Portugal au cours des 5000 dernières années. La résolution temporelle de ces résultats, dans la période de temps qui couvre mon travail, n'est pas suffisante pour permettre de contraindre les âges réservoirs de la KS12 (Cf. figure IV-6). Les âges réservoirs varient entre 350 et 740 ans. Un âge réservoir plus grand (faible) est attribué à un upwelling plus (moins) intense.

À partir des données disponibles, j'ai calculé un âge réservoir moyen de 410 ± 50 ans, qui est valable pour toutes les périodes de faible upwelling au cours des 3000 dernières années.

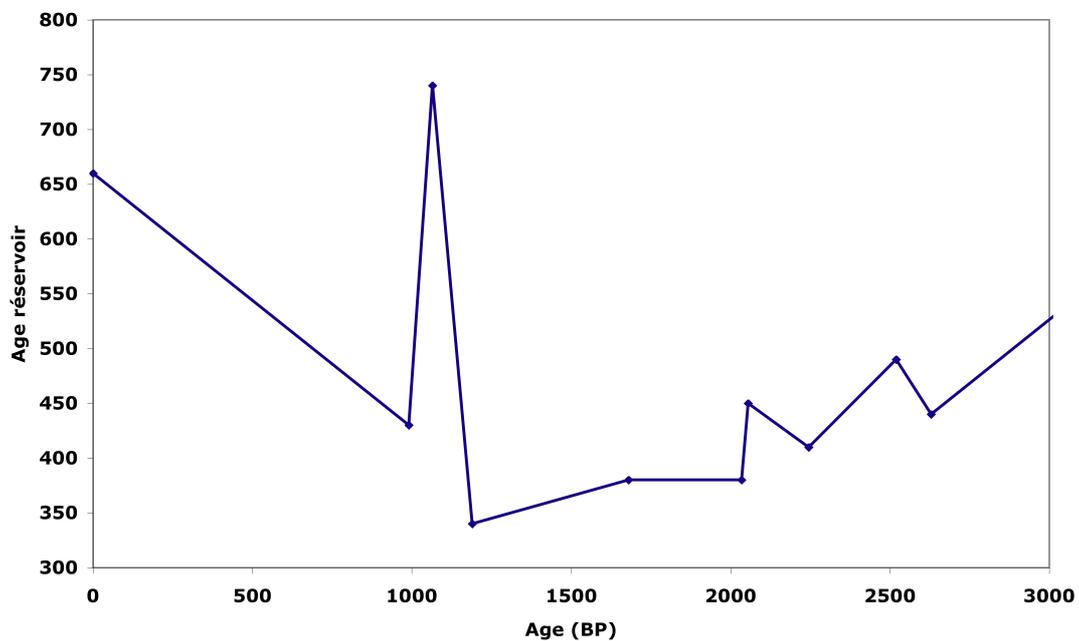


Figure IV-6 (Soares and Martins, 2009) : Variation d'âge réservoir au sud du Portugal au cours des 3 derniers millénaires. Les valeurs élevées sont attribuées à des phénomènes intenses d'upwelling.

Pour contraindre l'intensité de l'upwelling portugais dans le passé, j'ai analysé les variations des températures Mg/Ca en fonction de la profondeur dans la carotte (figure IV-7). Sur les quatre niveaux servant à construire le modèle d'âge, deux ont des températures comparables à l'actuel (environ 20-21°C), et les deux autres ont des températures plus froides (<19°C). On peut émettre l'hypothèse d'un upwelling plutôt faible pour des températures similaires à l'actuelle, et d'un upwelling plus intense pour des températures plus froides.

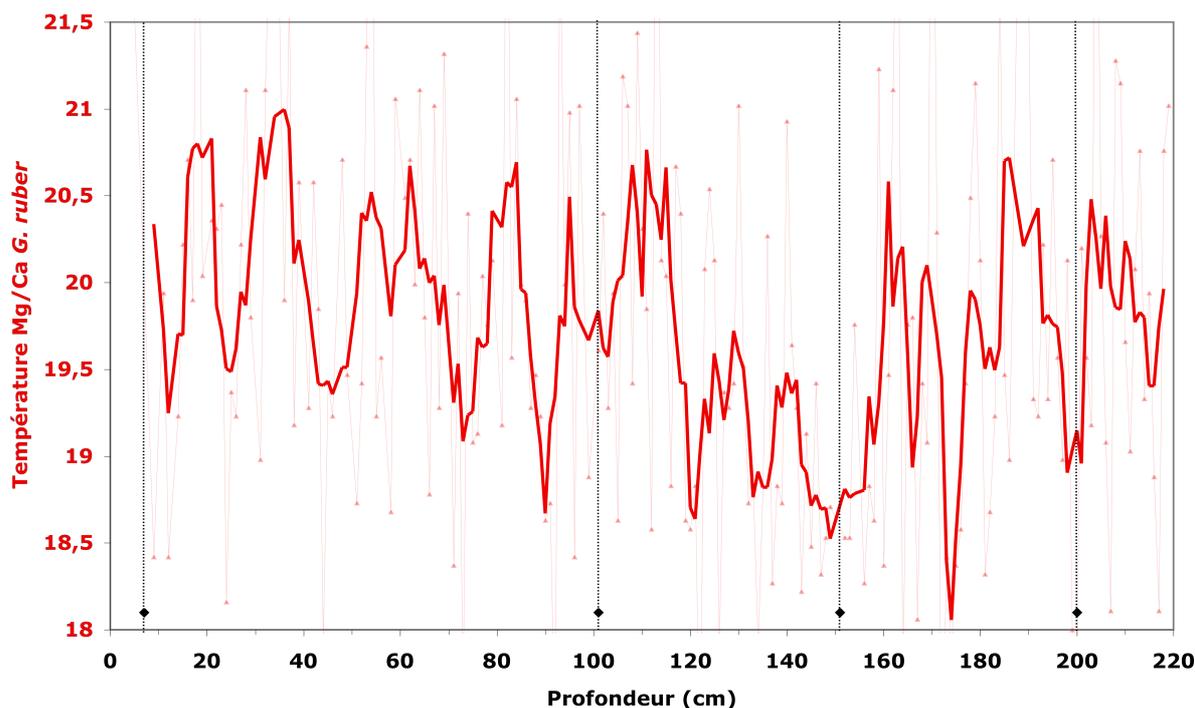


Figure IV-7 : Variation des températures Mg/Ca. Les losanges indiquent la profondeur des datations ^{14}C .

Afin de conforter l'hypothèse d'un upwelling dont l'intensité aurait varié dans le temps, j'ai étudié les variations du pourcentage des foraminifères *G. ruber* par rapport à celui de *G. bulloides* sur plusieurs niveaux ayant des températures chaudes et d'autres avec des conditions de température plus froides. *G. ruber* est une espèce qui se développe dans des conditions de températures plutôt chaudes, contrairement à *G. bulloides* qui est une espèce caractéristique des upwellings, favorisée par un apport en éléments nutritifs plus important et des températures froides. Le rapport *G. bulloides* / *G. ruber* (Conan & Brummer, 2000) pourrait nous permettre ainsi d'établir si un upwelling s'est développé et donc de corriger en estimant un âge réservoir plus adapté.

Malheureusement, les comptages ne permettent pas de distinguer l'intensité des upwellings. L'espèce majoritaire est toujours *G. bulloides* (entre 35 et 60%) comparé aux *G. ruber* (entre 6 et 14%). Cette configuration est en accord avec l'étude de Salgueiro et al. (2006), qui montre que ces pourcentages sont représentatifs d'une domination de l'upwelling du Portugal.

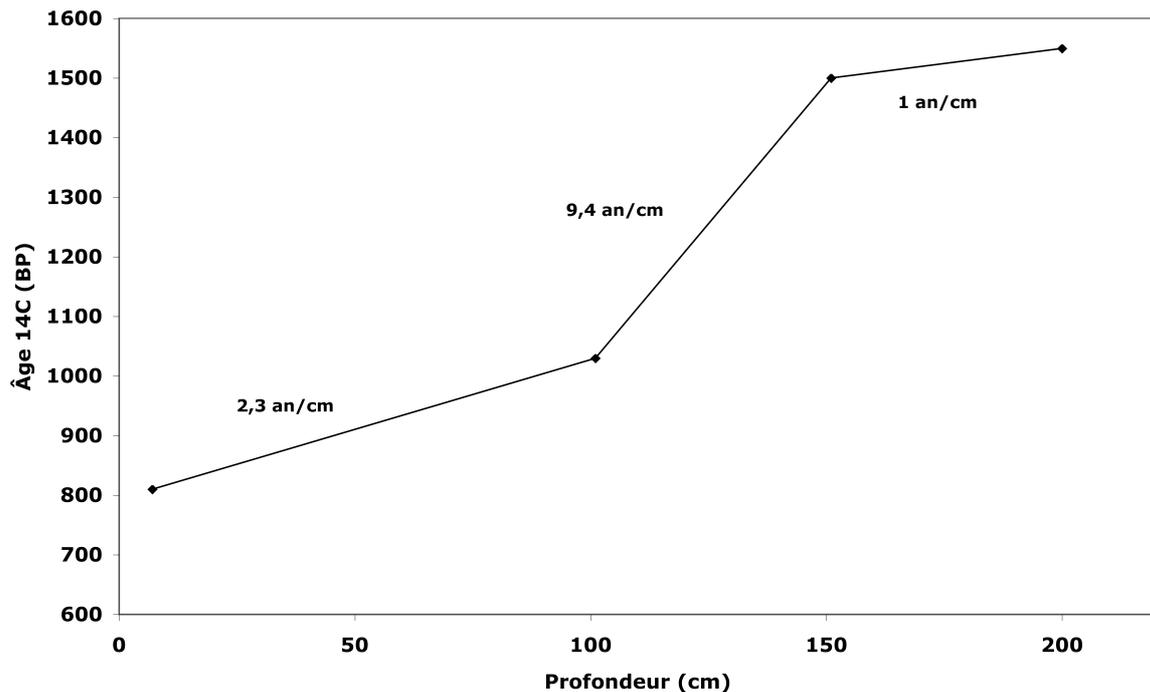


Figure IV-8 : Variation de l'âge ¹⁴C en fonction de la profondeur de la carotte de sédiment en supposant un âge réservoir constant.

On peut suspecter que la signature d'un upwelling intense apparaisse dans les datations ¹⁴C. En effet, si l'on néglige cette variation, le taux de sédimentation estimé change brusquement au niveau 151cm passant de 9 à 1 an.cm⁻¹ sans changement sédimentologique apparent. Ce changement de taux de sédimentation peut s'expliquer par un changement de l'âge réservoir non pris en compte par les datations ¹⁴C.

Pour établir l'échelle de temps définitive, j'ai donc appliqué un âge réservoir variable selon les valeurs de température. Si les températures sont comparables à l'actuel (20-21°C), j'ai fait l'hypothèse d'un upwelling faible avec un âge réservoir moyen de 410 ans. Si les températures sont inférieures aux températures actuelles, l'âge réservoir sera d'autant plus important que la température sera basse, allant jusqu'à 740 ans, valeur maximale obtenue par Soares and Martins (2010) au cours des deux derniers millénaires (figure IV-9).

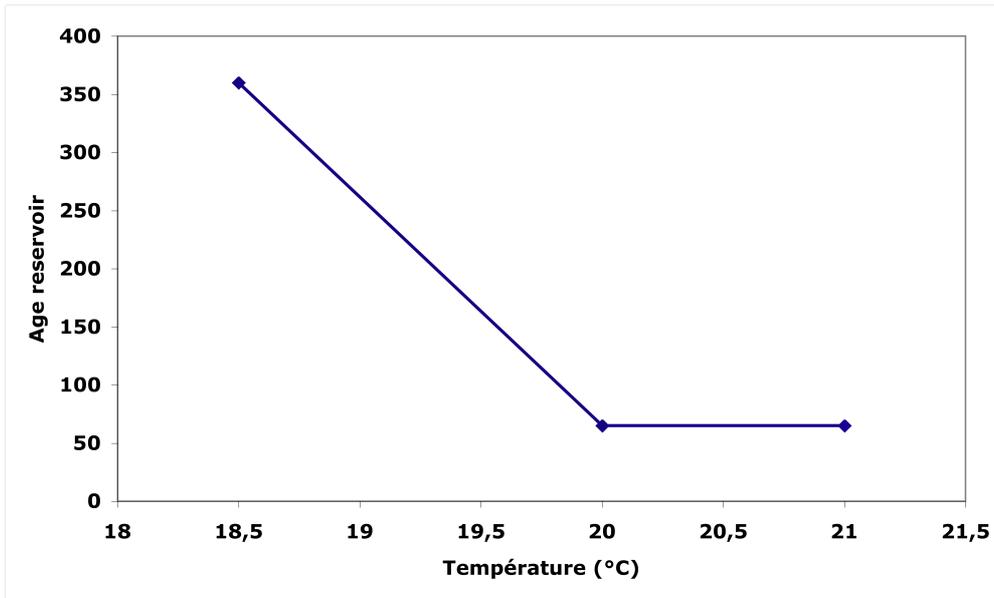


Figure IV-9 : Age réservoir (en années) appliqué en fonction de la température.

1.2 - Production du ^{14}C atmosphérique

Dès le début des années 1960, certaines divergences systématiques ont été observées sur les mêmes échantillons, entre les âges issus de la datation au ^{14}C et les âges estimés par l'archéologie ou la dendrochronologie. En effet, il s'avère que, suite aux variations du champ magnétique terrestre et des variations du vent solaire, le taux de production du radiocarbone naturel a varié au cours du temps.

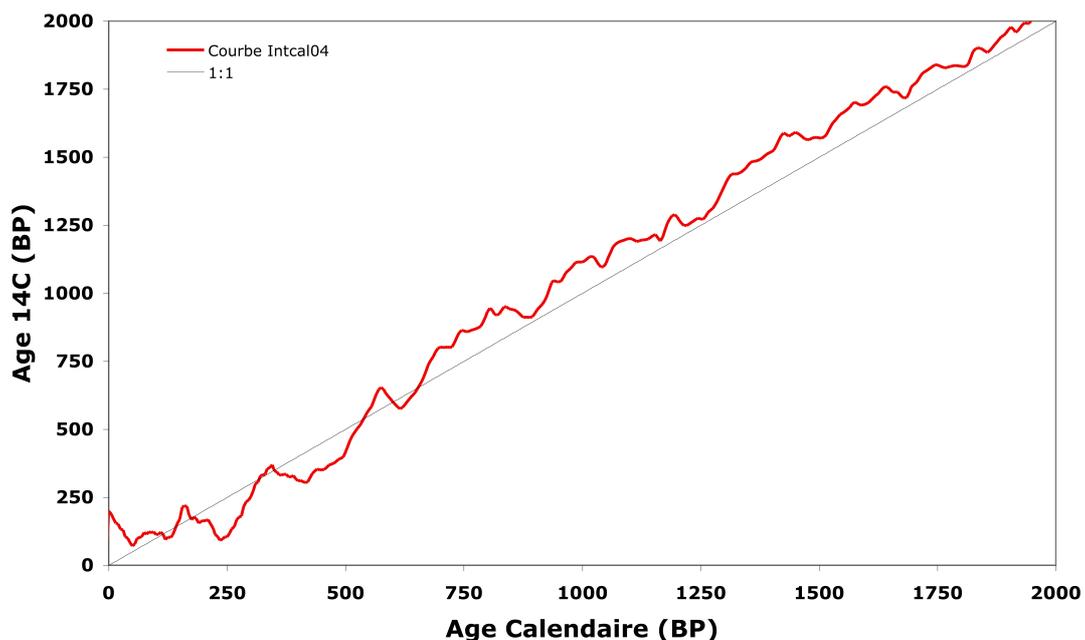


Figure IV-10 (Reimer et al., 2004) : Variation de l'âge mesuré en ^{14}C en fonction des âges calendaires au cours des 2000 dernières années.

Il en découle une datation ^{14}C non linéaire avec la datation calendaire « vraie » (Cf. figure IV-10) et donc des incertitudes de mesures plus importantes causées par les nombreuses inversions.

Durant les 300 dernières années, la variation de l'âge ^{14}C par rapport à l'âge calendaire forme un palier (Cf. figure IV-11), ce qui implique des incertitudes de datations pouvant être particulièrement importantes.

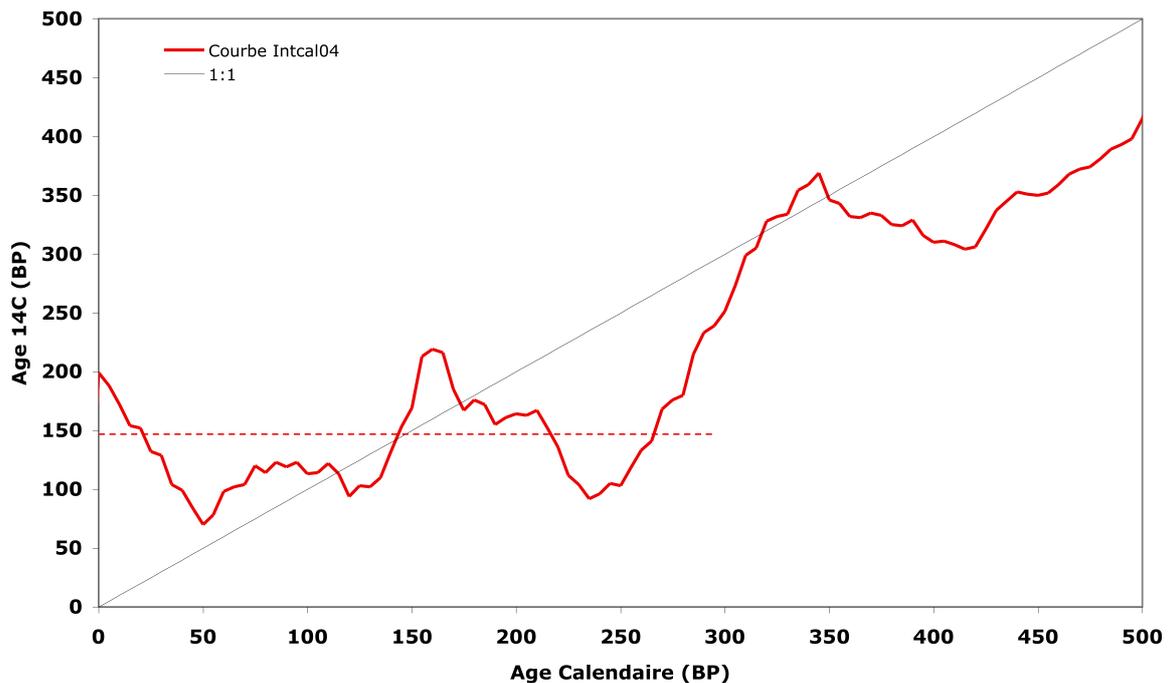


Figure IV- 11 (Reimer et al., 2004) : Variation de l'âge mesuré en ^{14}C en fonction des âges calendaires au cours des 5 derniers siècle.

2) Construction du modèle d'âge de toutes les carottes

Les dates fournies par les mesures ^{14}C et converties en âge calendaire permettent de calculer un taux de sédimentation. Plus le taux de sédimentation est élevé, plus le signal aura une forte résolution.

2.1 - La carotte MD08-3182

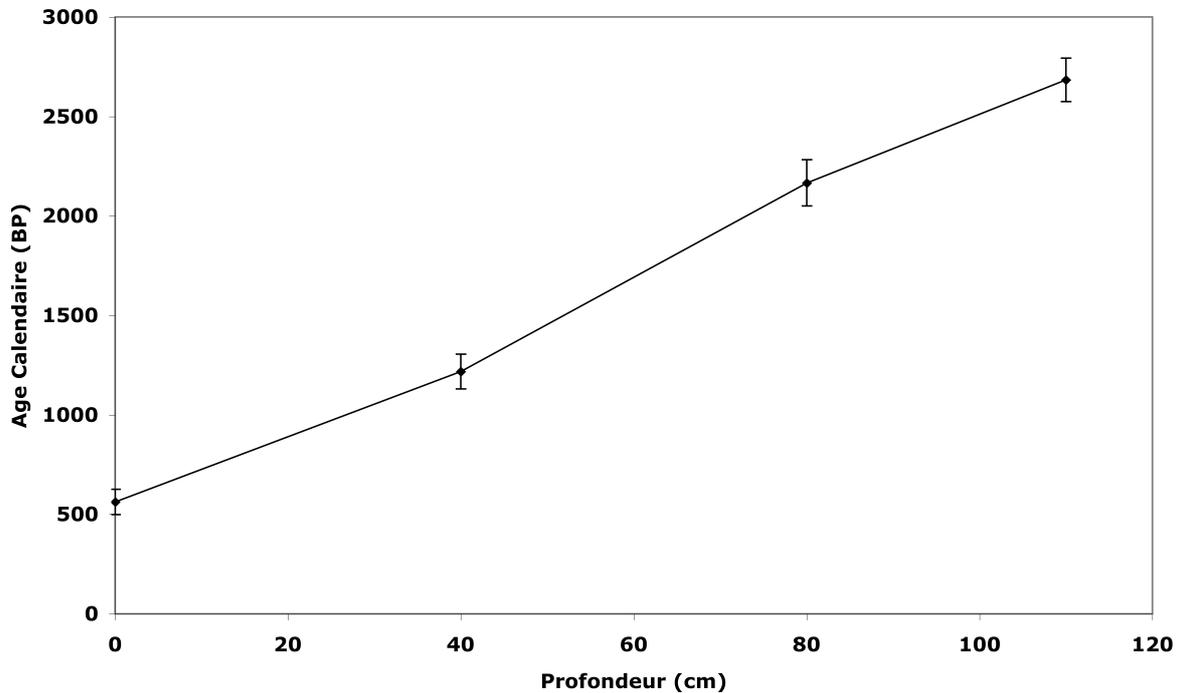


Figure IV-12 : Variation de l'âge calendaire déduit des mesures de ^{14}C en fonction de la profondeur dans la carotte MD08-3182.

8 datations au ^{14}C sur des échantillons de foraminifères planctoniques (*G. bulloides*) ont été réalisées sur cette carotte entre 0 et 1140 cm de profondeur dont 4 durant l'Holocène supérieur.

L'échelle d'âge (figure IV-12) est construite par interpolation linéaire entre les points. Le sommet de la carotte est daté à 522 ± 59 ans BP (perte du réel sommet de carotte lors opérations de carottage sur le bateau, causée par un sédiment très riche en eau) soit 1428 ± 49 AD. Les 2000 dernières années s'étalent sur les 80 premiers centimètres de profondeur de la carotte. Le taux de sédimentation est quasi constant avec environ 20 ans par cm.

2.2 - La carotte MD99-2203

14 datations au ^{14}C sur des échantillons mélangeant les foraminifères planctoniques *G. sacculifer*, *G. ruber* et *G. trilobus* ont été préalablement réalisées sur cette carotte (Cléroux, 2007). Ne m'intéressant qu'à l'Holocène supérieur et particulièrement aux deux derniers millénaires, je n'ai gardé que les 8 dates les plus récentes.

La carotte MD99-2203 a été prélevée par un carottier de type Calypso dont le piston aspire le sédiment vers le haut. Ce mécanisme provoque souvent un étirement de la partie supérieure du sédiment. Cette hypothèse est vérifiée par l'allongement des particules magnétiques dans l'axe de la carotte sur les 140 premiers centimètres de la carotte (Cléroux, 2007). Cet étirement ne perturbe pas la stratigraphie sédimentaire car les particules magnétiques sont beaucoup plus fines (de l'ordre du μm) que les foraminifères ($>$ à $150\ \mu\text{m}$) [Széreméta et al., 2004].

Au sommet de la carotte, le taux d'accumulation est très fort. Les deux premières dates à 10 cm et 30 cm de profondeur forment un plateau vers 550 années calendaires B.P. La date à 50 cm montre même une légère inversion (842 ± 129 ans calibré B.P.) mais certains problèmes analytiques lors de la mesure du ^{14}C de l'échantillon à 50 cm laissent quelques doutes sur la validité de cette mesure. Aucune perturbation sédimentaire, type turbidite ou slump, n'est observable dans cette carotte mais pour un maximum de précaution les 3 premières datations sont rejetées. Ainsi le modèle d'âge de la carotte MD99-2203 (figure IV-13) est construit par interpolation linéaire entre les 4 dates ^{14}C restantes. La partie la plus récente, entre 0 et 60 cm, est calculée en gardant le même taux de sédimentation qu'entre 60 et 100cm. Le taux de sédimentation étant imposé sur les 60 premiers cm de la carotte, le modèle d'âge aura donc une incertitude très grande durant cet intervalle, mais cette période ne sera pas étudiée dans la partie description des résultats.

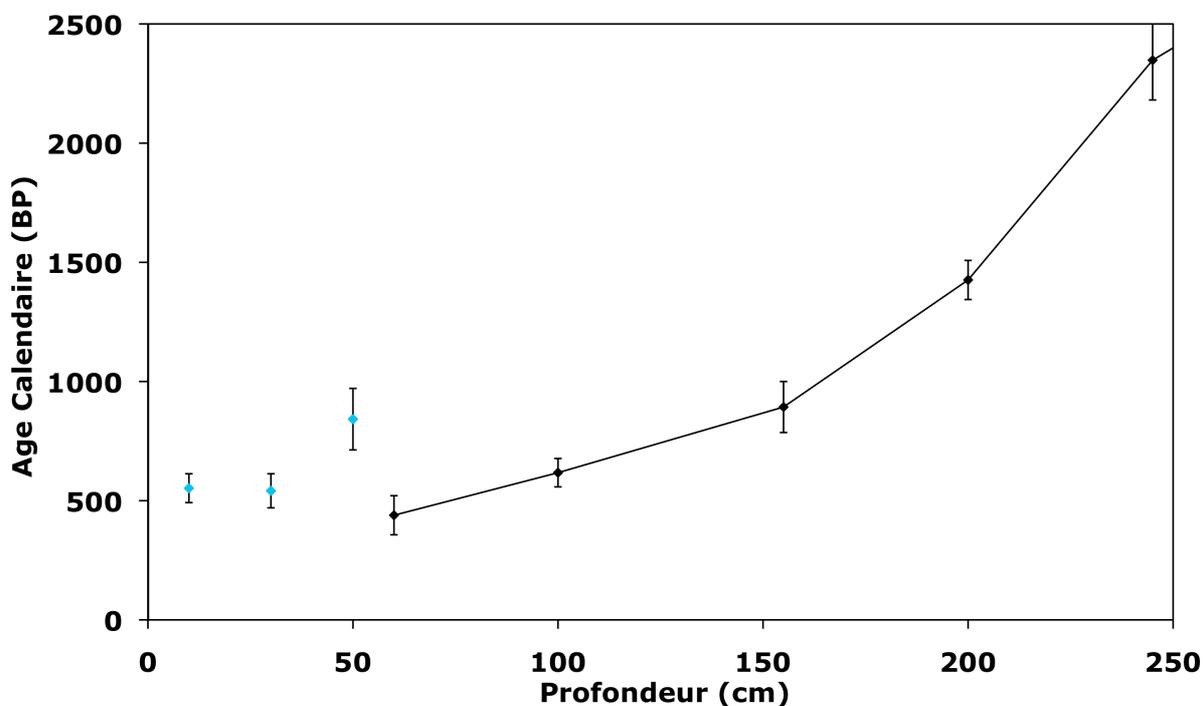


Figure IV-13 : Variation de l'âge mesuré en ^{14}C en fonction de la profondeur pour la carotte MD99-2203.

2.3 - La carotte KS12

4 datations au ^{14}C sur des échantillons mélangeant les foraminifères planctoniques *G. sacculifer*, *G. ruber* et *G. trilobus* ont été réalisées sur cette carotte entre 0 et 219 cm de profondeur. Cette carotte contient peu de foraminifères ce qui explique le faible nombre de datations obtenues. La datation possible la plus proche du sommet (7 cm) donne une valeur de 1568 AD. L'échelle d'âge (figure IV-14) est reconstruite par interpolation linéaire entre les points de datation.

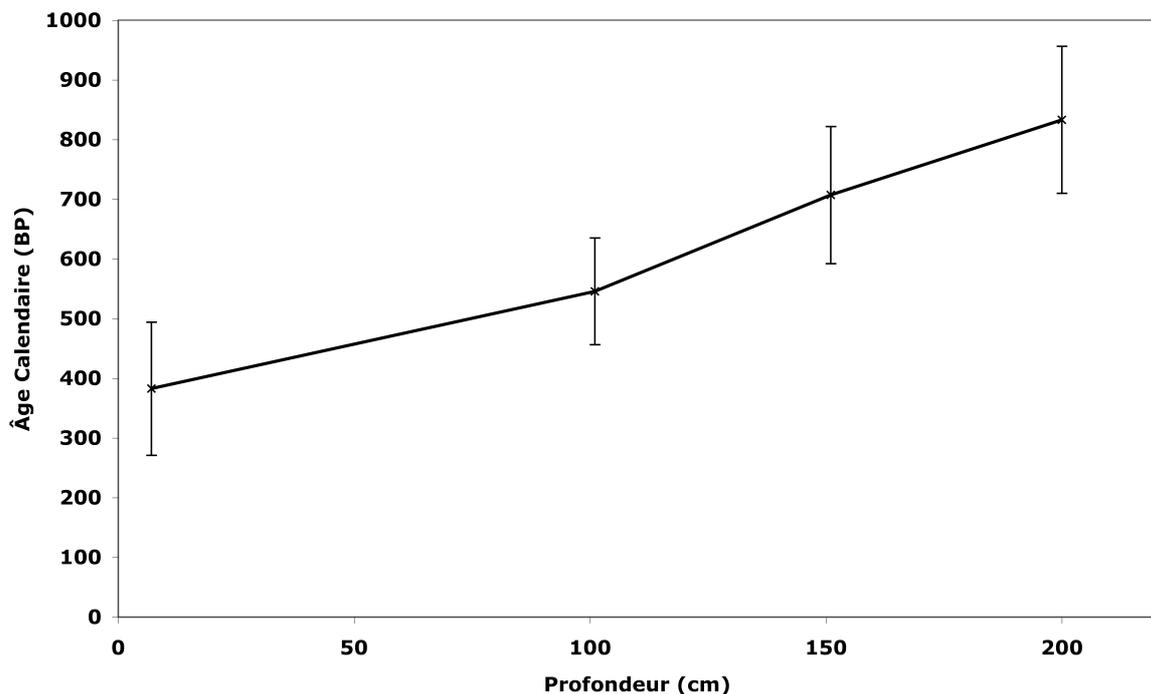


Figure IV-14 : Variation de l'âge mesuré en ^{14}C en fonction des âges calendaires pour la carotte KS12.

La carotte recouvre presque 500 ans en 219 cm de carotte. Le taux de sédimentation moyen est très important avec 2,3 ans par cm. Il devient même quasi linéaire si l'on prend bien en compte la variation de l'âge réservoir causée par la variation d'intensité de l'upwelling. Cependant, le choix de la valeur d'âge réservoir engendre des incertitudes supplémentaires sur le modèle d'âge comme décrit dans le paragraphe 1.1.

Chapitre V - Variations de l'extension des gyres océaniques reconstituées à l'aide des analyses du rapport Mg/Ca

Après avoir établi les modèles d'âge des carottes de sédiment, ce chapitre a pour but d'étudier la dynamique des gyres océaniques proposée par *Hatun* (2005) grâce à la conversion en température du rapport Mg/Ca des tests des foraminifères planctoniques.

La première section de ce chapitre se focalise sur la description schématique des principaux courants de surface de l'Atlantique Nord ainsi que sur le rôle de la variabilité de la gyre subpolaire sur les variations de température de la Dérive Nord Atlantique.

La deuxième section est consacrée à l'étude des variations de température aux différents sites des carottes de sédiment dans le but de contraindre la dynamique des gyres océaniques, ce qui a permis la construction d'un « index de gyre » mesurant l'influence de la gyre subpolaire dans le Nord-Est de l'Atlantique.

La dernière section de ce chapitre étudie l'impact de l'intensité des vents dans la Fracture de Charlie Gibbs, reconstruit à partir du gradient surface-subsurface des foraminifères planctoniques et planctoniques profonds, sur la variabilité pluri décennale de la gyre subpolaire.

1) Les courants de surface de l'océan Atlantique Nord, introduction aux gyres océaniques

1.1 - La circulation méridienne de surface

Les eaux de surface de la gyre subtropicale prennent naissance dans la mer des Caraïbes. Cette masse d'eau, va d'abord longer le continent américain (le Gulf Stream) avant de se séparer des côtes américaines au niveau du Cap Hatteras, où se situe la carotte MD99-2203 (Cf. Figure V-1).

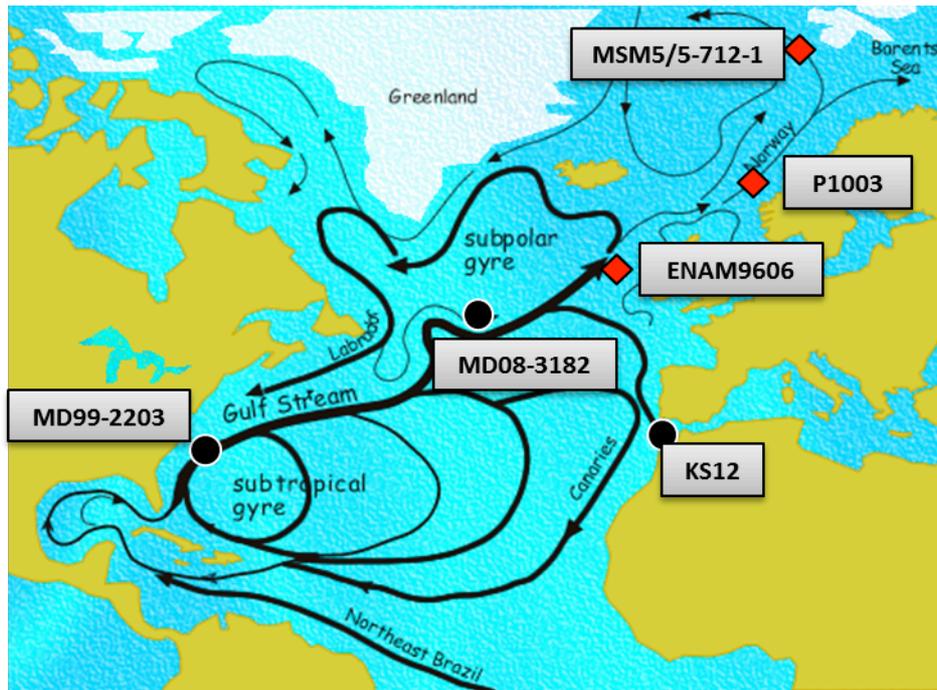


Figure V-1 : Carte Schématique de la circulation de surface dans l'Océan Atlantique Nord (http://web.me.com/uriarte/Earths_Climate/Appendix_4._Ocean_currents.html). Les cercles noirs représentent les carottes analysées dans ce travail et les losanges rouges les carottes issues de la littérature.

Au cours de cette remontée vers les hautes latitudes, autour de 42°W, le Gulf Stream se divise en deux branches. La première branche se dirige vers le Sud-Est, devenant le courant des Açores tandis que la deuxième se dirige vers le Nord-est et forme la Dérive Nord Atlantique (ou NAC pour « North Atlantic Current »).

Au niveau de la dorsale Médio Atlantique, plus précisément au niveau de la fracture de Charlie Gibbs, où la carotte MD08-3182 a été prélevée, le NAC se divise à son tour en deux branches. La branche descendante atteint la péninsule Ibérique et forme le courant du Portugal. Ce dernier longe la côte Portugaise, passe par le Golfe de Cadix (où se situe la carotte KS12, Cf. Figure V-1) pour rejoindre le courant des Açores. Ces courants délimitent la partie Est de la gyre subtropicale.

La branche ascendante de la dérive Nord Atlantique se dirige vers le Nord-Est et se sépare en deux courants distincts avant de pénétrer dans les mers Nordiques.

Le premier courant coule vers le Nord, entre dans les mers nordiques et longe la Norvège (Courant Atlantique Norvégien, NwAC). Le second courant, le courant d'Irminger (IC) coule au sud de L'Islande. Il délimite la partie Est de la gyre subpolaire. Il est entraîné dans la gyre subpolaire par un courant froid provenant des hautes latitudes, le courant Est Groenlandais (EGC). Ces eaux de surface longent ensuite les côtes Est et Ouest du Groenland jusqu'en baie

de Baffin où elles se mélangent avec une masse d'eau circulant vers le Sud depuis l'océan Arctique, la *Labrador Current Water* (LCW). Au cours de leur circulation le long des côtes canadiennes, une partie de ces eaux va être entraînée par la gyre subtropicale et remonter ainsi vers le Nord-Est de l'océan Atlantique.

En océan ouvert, dans l'Atlantique Nord, les températures et les salinités sont corrélées positivement, les eaux chaudes et salées de la dérive Nord Atlantique se mélangeant avec les eaux froides et peu salées entraînées par les courants de surface provenant des hautes latitudes. Nous nous limiterons donc ici à discuter les variations des températures des eaux de surface.

1.2 - Dynamique de la gyre subpolaire

Il existe peu d'études concernant la dynamique des gyres en été. Nous avons donc étudié dans la littérature la variabilité hivernale en supposant que les mécanismes étaient similaires toute l'année.

Eric de Boisséson (2010) a étudié les eaux modales subpolaires (SPMW pour « SubPolar Mode Water ») dans le Nord-Est de l'Atlantique Nord et a analysé leur variabilité en utilisant le modèle ORCA25-G70.

Les eaux modales se forment en hiver par mélange convectif en réponse au refroidissement atmosphérique. Ces masses d'eau sont comprises en général entre la pycnocline saisonnière et la pycnocline permanente, mais sont néanmoins susceptibles d'être influencées par la variabilité de la dynamique des gyres durant leur formation en hiver.

Les variations de température et de salinité des SPMW sont simulées de 1950 à nos jours et comparées aux observations. Les caractéristiques des SPMW évoluent en fonction de la configuration atmosphérique dominante en hiver, la « North Atlantic Oscillation » ou NAO.

L'indice de la NAO mesure la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. En période NAO positive (NAO+), l'anticyclone est puissant alors que la dépression est repoussée vers le nord. En conséquence, les vents d'Ouest sont forts, ils extraient beaucoup de chaleur et d'humidité de l'océan et la transportent sur l'Europe du Nord-Ouest. Ils sont aussi dans leur position la plus au Nord d'où le déplacement de la Dérive Nord Atlantique vers le Nord (*Joyce et al.*, 2000). En période NAO négative (NAO-), l'anticyclone

très affaibli est localisé à sa position la plus au sud. Les vents d'Ouest sont faibles et déplacés vers le Sud, suivis par la Dérive Nord Atlantique.

On observe de 1966 (phase NAO-) à 1975 (phase NAO+) un décalage des isothermes vers l'Est (figure V-2), et donc une baisse de la température des SPMW ainsi qu'une diminution des salinités (1°C et 0,1 psu). À l'inverse, le passage d'une NAO+ à une NAO- au milieu des années 1990 est marqué par un décalage des isothermes vers l'Ouest, et donc une augmentation de la température et de la salinité des SPMW.

Selon *Hatun* (2005), le décalage des isothermes est le résultat d'une variation du front subarctique liée à l'intensification de la GSP. Dans la simulation numérique ORCA25-G70 (*de Boisséson*, 2010), les isothermes évoluent en fonction de la configuration atmosphérique (NAO) mais ce n'est pas le cas de la position géographique des courants principaux.

L'analyse lagrangienne, qui consiste à étudier la trajectoire des particules qui vont former les SPMW, montre que les variations du front subarctique n'existeraient pas. Cependant, la branche Est de la GSP, la Dérive Nord Atlantique ainsi que le courant d'Irminger subissent des variations d'intensité liées à l'intensité de la gyre subpolaire estimée par altimétrie (*Hakkinen and Rhines*, 2004). L'intensité de la gyre subpolaire va ainsi contribuer à modifier les caractéristiques de la Dérive Nord Atlantique en modifiant la contribution relative des eaux de la GSP par rapport aux eaux de la GST, ce qui refroidit / réchauffe le Nord-Est de l'Atlantique, d'où le changement visible sur les isothermes.

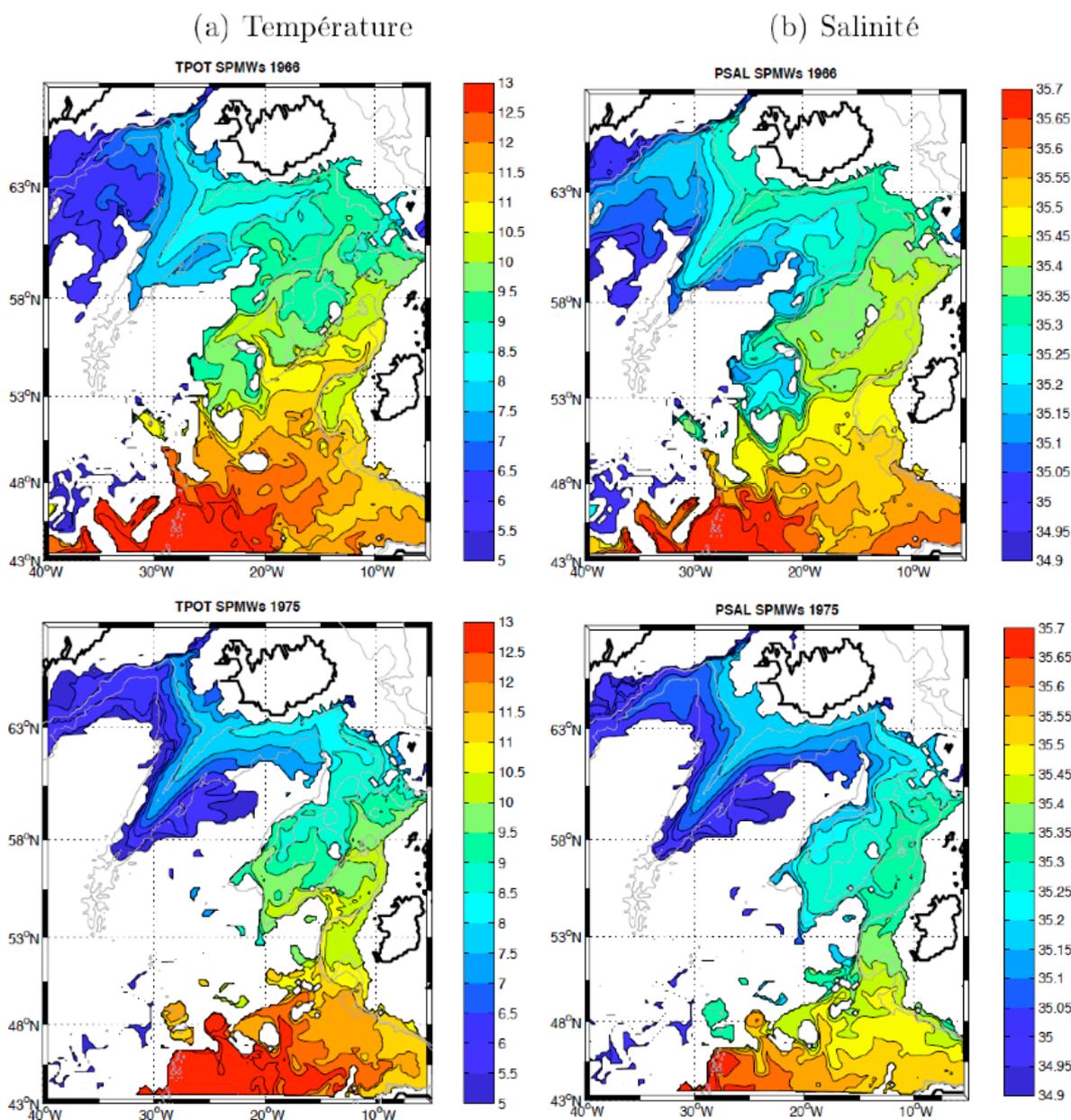


Figure V-2 : a) Température potentielle (°C) et b) salinité dans le cœur des SPMW (« SubPolar Mode Water ») en été dans l'Est de la gyre subpolaire, en 1966 (en haut) et 1975 (en bas) à partir des simulations ORCA025-G70 (de Boissésou, 2010).

La Fracture de Charlie Gibbs (CGFZ pour « Charlie Gibbs Fracture Zone » en anglais) se situe donc à un emplacement clé puisqu'elle enregistre les variations de contribution relative des gyres, que se soit par changement d'intensité de la GSP et/ou par variation du front subarctique, ou bien les deux mécanismes.

2) Description des résultats

2.1 - La carotte MD08-3182

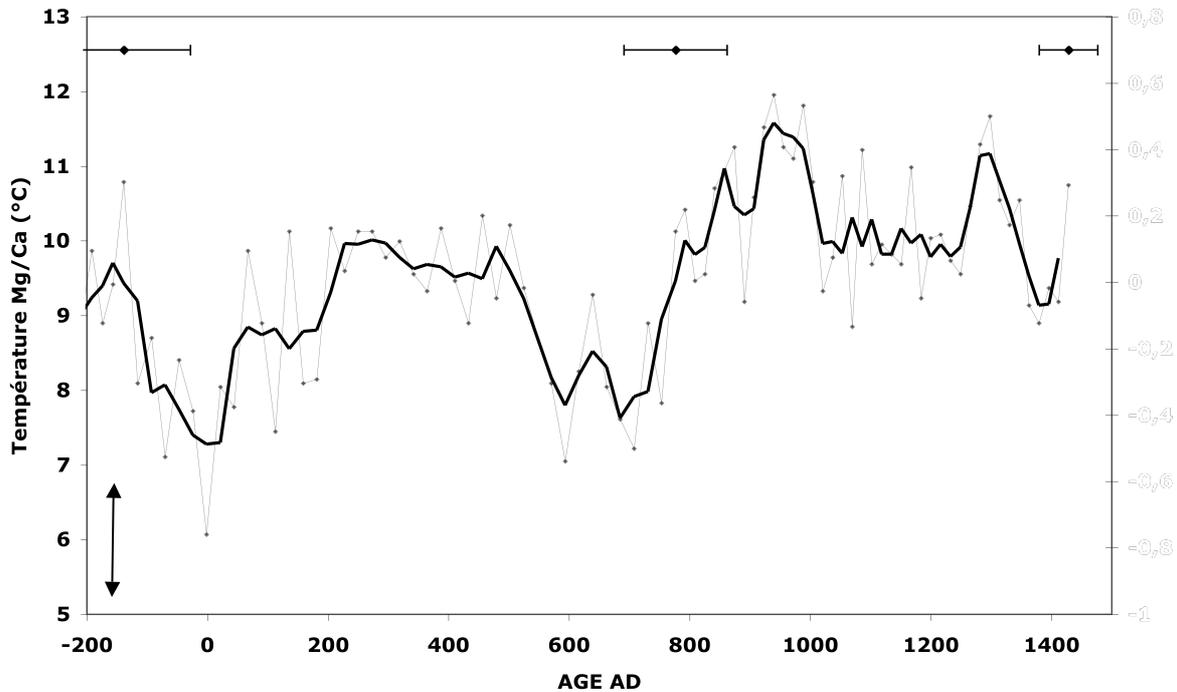


Figure V-3 : Température Mg/Ca du foraminifère *G. bulloides* de la carotte MD08-3182. Les points datés sont indiqués par des losanges noirs avec leurs barres d'erreur.

La figure V-3 représente les variations de température reconstruites à l'aide du rapport Mg/Ca des foraminifères *G. bulloides* dans la CGFZ. Au cours des 2000 dernières années, les températures isotopiques étant toujours inférieures ou sensiblement égales à 11°C, la calibration utilisée est celle établie pour les faibles températures (Cf. chapitre 3). Plusieurs périodes sont identifiables :

- Les eaux sont plus chaudes ($>9,6^{\circ}\text{C}$), de 200 AD à 550 AD, ainsi que de 800 à 1430 AD. Ces hausses de température sont la conséquence d'une plus forte composante des eaux de la GST. La période 800-1430 AD est en moyenne nettement plus chaude que la période 200-550 AD, avec 2 pics de températures $>11^{\circ}\text{C}$, de 900 à 1000 AD et de 1250 à 1320 AD. Ces pics de température caractérisent des eaux originaires de la GST.
- Les eaux sont froides ($<9,6^{\circ}\text{C}$), de -100 BC à 200 AD ainsi que de 550 à 800

AD. Ces masses d'eaux sont caractéristiques de la GSP.

L'analyse de cette carotte permet donc d'enregistrer les variations d'intensité de la GSP et/ou de reconstruire le déplacement du front subarctique. Cependant elle ne permet pas de délimiter son extension, notamment à l'Est de la CGFZ. C'est pourquoi j'ai comparé ces résultats avec ceux de la carotte ENAM9606 (Richter *et al.*, 2009), située dans le chenal de Rockall à l'Est du bassin Atlantique Nord (Cf. figure V-4).

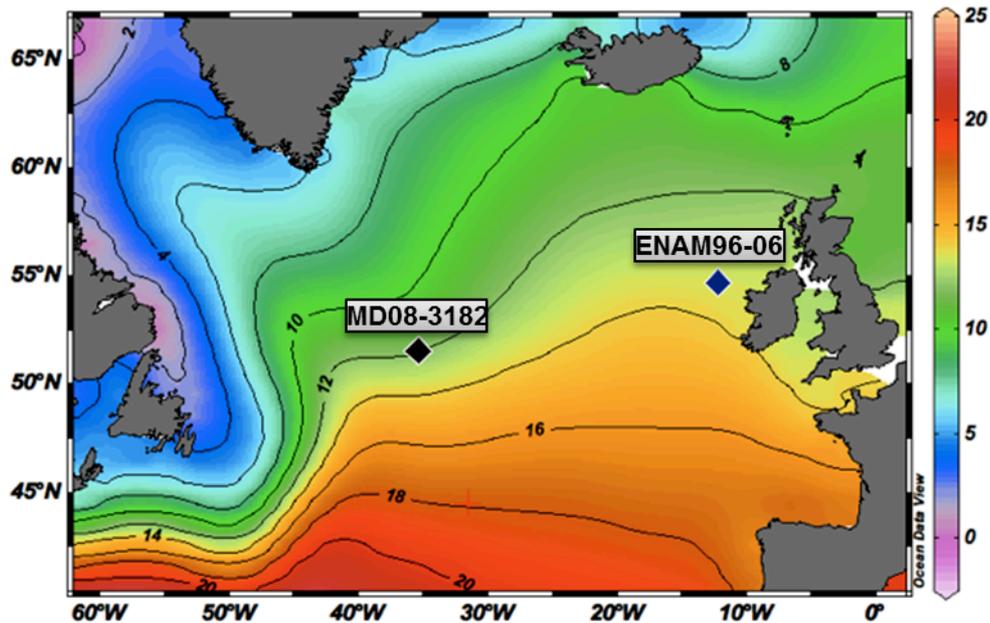


Figure V-4 : Moyenne des températures Juillet-Août-Septembre (30 mètres de profondeur) issues du World Ocean Atlas 2009. La carotte MD08-3182 est représentée par un losange noir et la carotte ENAM9606 en Bleu.

2.2 - La carotte ENAM 9606

La carotte ENAM9606 (55°39.020' N 13°59.100' W, 2543 m) (Richter *et al.*, 2009) se situe dans la partie Ouest du chenal de Rockall. Le modèle d'âge de cette carotte a été reconstruit à l'aide de 8 mesures de ^{14}C sur les foraminifères *G. bulloides*. L'âge réservoir est de 400 ans et est supposé constant. Le taux de sédimentation est supérieur à celui de la carotte MD08-3182 : il varie entre 25 cm/1000 ans dans la section de la carotte correspondant à 2000 ans BP (0 AD) et augmente progressivement jusqu'à 80 cm/1000 ans au sommet de la carotte. Ce changement de taux de sédimentation est un artéfact courant lors de carottage par piston (Cf. modèle d'âge de la MD99-2203). Le sommet de carotte de l'ENAM9606 est daté à 1560 AD. Une carotte de type « multicore » a également été prélevée sur le même site pour avoir accès au sédiment le plus récent.

Les eaux de surface du chenal de Rockall proviennent de deux sources principales (Richter *et al.*, 2009) : Une d'elles provient du Sud-Ouest et correspond à un des passages de la Dérive Nord Atlantique. L'autre provient du Sud-Est et correspond à un courant de pente transportant des « eaux Atlantiques de Nord-Est » (ENAW). Ces eaux se forment le long de la péninsule Ibérique et dans le Golfe de Gascogne. Les eaux provenant de la Dérive Nord Atlantique sont plus froides que les eaux provenant du courant de pente à cause des mélanges qu'elles subissent avec les eaux de la GSP plus froides.

La carotte ENAM9606 est située à une latitude plus élevée que la MD08-3182. Cependant, l'apport direct de ces 2 sources explique pourquoi les températures actuelles du chenal de Rockall sont plus chaudes que dans la CGFZ (Cf. figure V-4).

Comme pour la carotte MD08-3182, les analyses ont porté sur le rapport Mg/Ca des foraminifères *G. bulloides*. La comparaison entre les deux carottes est donc particulièrement fiable car les proxies et les foraminifères utilisés sont les mêmes. Néanmoins, *G. bulloides* ne vit pas à la même saison suivant sa localisation dans l'océan Atlantique Nord. J'ai donc essayé de contraindre son milieu de calcification grâce aux isotopes de l'oxygène.

La moyenne des $\delta^{18}O_f$ des foraminifères *G. bulloides* au cours des 2000 dernières années est de $1,06 \pm 0,22$ ‰.

a)

Profondeur (m)	Temperature (°C)	Salinité	$\delta^{18}O_{sw}$ reconstruit	$\delta^{18}O_c$ reconstruit (T+1,8)
0	13,42	35,39	0,48	0,77
10	13,34	35,38	0,48	0,80
20	13,09	35,37	0,47	0,86
30	12,67	35,37	0,47	1,01
50	11,46	35,39	0,48	1,43
75	10,65	35,40	0,49	1,73
100	10,33	35,40	0,49	1,87

b)

Profondeur (m)	Temperature (°C)	Salinité	$\delta^{18}O_{sw}$ reconstruit	$\delta^{18}O_c$ reconstruit (T+1,8)
0	10,90	35,40	0,49	1,20
10	10,86	35,39	0,49	1,21
20	10,74	35,39	0,48	1,23
30	10,60	35,39	0,49	1,27
50	10,29	35,39	0,49	1,34
75	10,04	35,40	0,49	1,41
100	9,92	35,40	0,49	1,44

Tableaux V-a: $\delta^{18}O_{theo}$ reconstruit sur les 100 premiers mètres de profondeur a) en été b) au printemps sur le site de la carotte ENAM9606, avec un écart à l'équilibre de 0,45‰ pour *G. bulloides* (T+1,8°C).

Dans le chenal de Rockall, *G. bulloides* peut se développer près de la surface au printemps alors que son développement s'effectuera plus en profondeur en été (environ 30-35m). En effet, les conditions de température sont propices à son développement ($>10^{\circ}\text{C}$) dès le printemps en accord avec le modèle écophysiological de *Lombard* (2010). Cependant, la moyenne des valeurs isotopiques indique un développement plus important durant les mois d'été, comme dans la CGFZ.

Les températures de surface ont été reconstruites à partir du rapport Mg/Ca des foraminifères *G. bulloides*. La calibration utilisée est celle présentée dans la première partie de ce manuscrit et établie dans l'intervalle de température supérieure à 11°C .

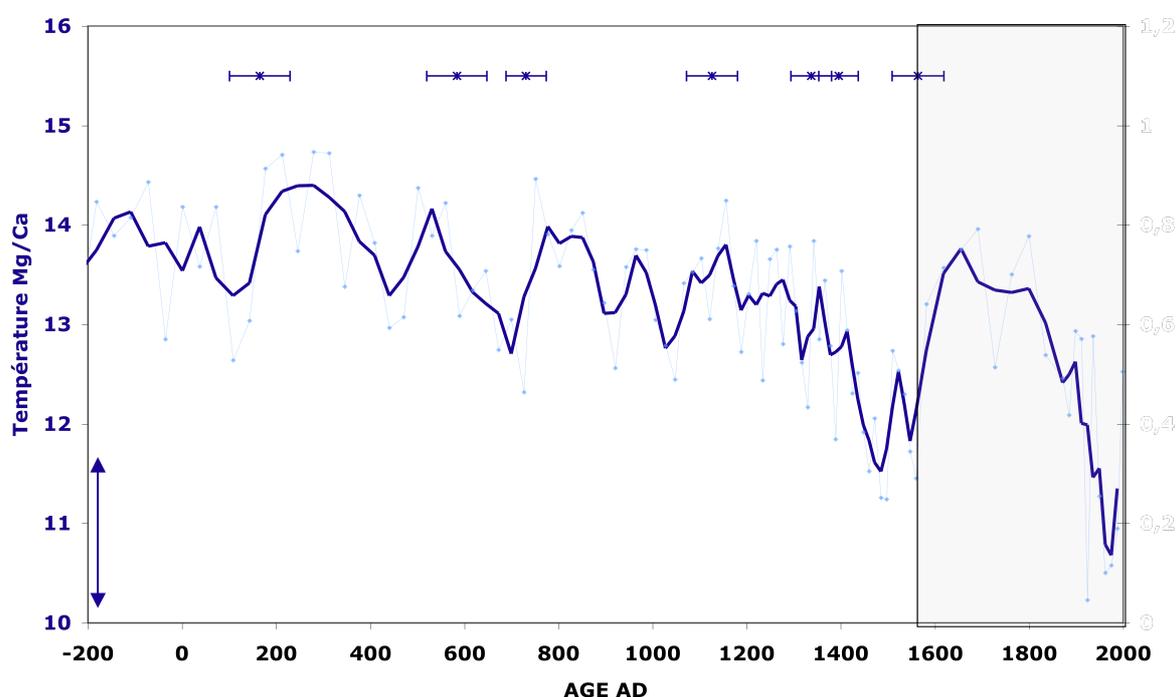


Figure V-5 : Température Mg/Ca des foraminifères *G. bulloides* de la carotte ENAM9606. La partie grisée correspond aux données issues de la carotte « multicore ». Les points datés sont indiqués par des losanges bleus avec leurs barres d'erreur.

Dans le chenal de Rockall, les températures varient en moyenne entre $10,5^{\circ}\text{C}$ et 15°C (figure V-5). Les 2000 dernières années enregistrent un refroidissement marqué. Superposée à cette tendance à long terme, on distingue une variabilité pluri-décennale : Plusieurs périodes sont caractérisées par des eaux plus chaudes que la moyenne (150-560 AD, 750-1160 et 1600-1800AD) tandis que des eaux plus froides dominent pendant les périodes 0-200AD, 560-750 AD, 1400-1600 et 1800-1950.

Les variations de température sont susceptibles de nous renseigner sur un impact potentiel de l'intensification et/ou l'extension de la GSP dans le chenal de Rockall. Cependant, pour véritablement enregistrer cet impact, il faut connaître en amont les variations des eaux de la Dérive Nord Atlantique et du courant de pente.

2.3 - La carotte KS12

J'ai adopté pour la carotte KS12 l'échelle de temps discutée dans le chapitre IV - 2.3 et présentée dans la Figure IV-14. Cette carotte ne couvre que la période 1050-1600 AD. Les variations de la température des eaux de surface déduites de celles du rapport Mg/Ca des coquilles de *G. ruber* sont reportées sur la Figure V-6. Elles ont une amplitude modeste, voisine de 2°C. Cette amplitude est environ moitié de celle des variations des eaux de surface dans la carotte MD08-3182 prélevée dans la Fracture de Charlie Gibbs, ce qui témoigne de la stabilité des conditions régnant dans le Golfe de Cadix. Les foraminifères planctoniques profonds *G. inflata* vivent dans cette zone en dessous de la thermocline saisonnière. À l'exception de quelques accidents de très courte durée, les variations de température qu'ils enregistrent restent dans la barre d'erreur des estimations obtenues par la mesure du rapport Mg/Ca. Elles sont proches des valeurs mesurées actuellement.

Pendant l'essentiel de la période 1050-1550 AD, les températures des eaux superficielles sont restées similaires à celles d'aujourd'hui. L'analyse des carottes MD08-3182 et ENAM9606 a montré que, pendant la période 1000 -1400 AD (qui est la plus récente et commune aux deux carottes), la gyre subtropicale était restée étendue, ce qui est en bon accord avec des températures globalement élevées dans le Golfe de Cadix. On note toutefois une série de refroidissements d'environ 1 à 2°C dont la durée n'excède généralement pas une ou deux décennies. La différence de température entre les eaux de surface et celles situées sous la thermocline diminue alors, ce que nous interprétons comme la manifestation d'épisodes d'upwellings plus intenses. On note toutefois que la période 1220-1370 AD est en moyenne plus froide que les conditions actuelles. Cette période est bien connue des historiens qui ont retrouvé de nombreux témoignages d'une dégradation de conditions climatiques sur l'Europe.

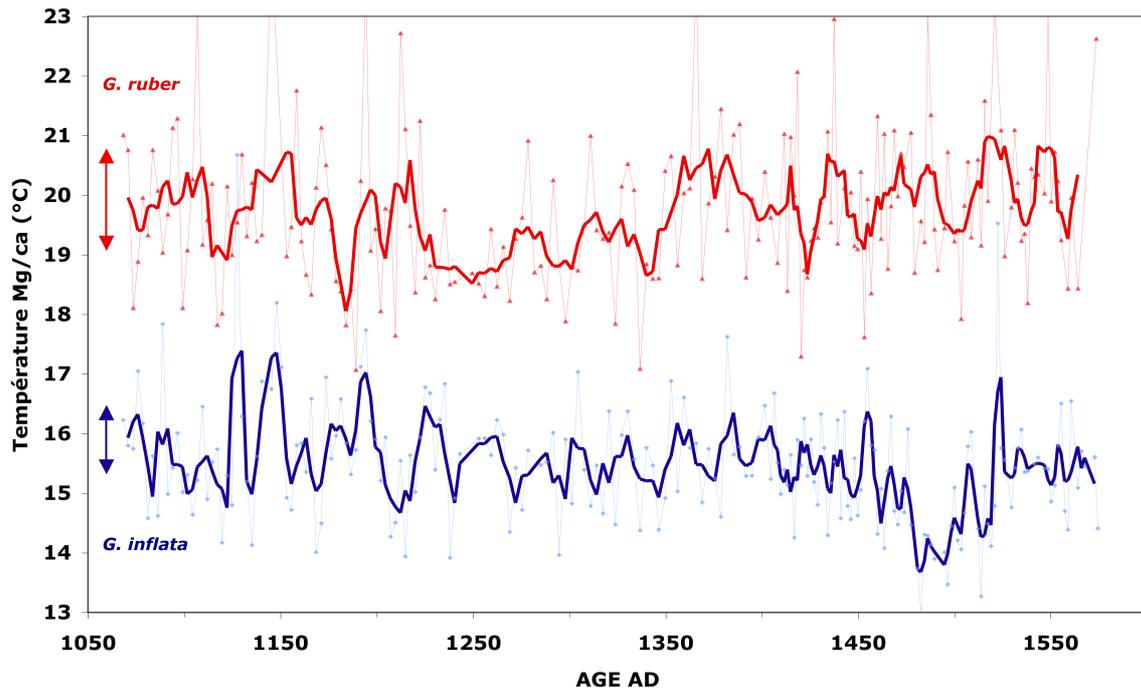


Figure V-6 : Températures Mg/Ca issues des foraminifères planctoniques *G. ruber* (en rouge) et planctoniques profonds *G. inflata* (en bleu) dans la carotte KS12.

2.4 - Impact des variations du Gulf Stream sur les conditions régnant dans la zone des carottes MD99-2203 et ENAM9606

La Dérive Nord Atlantique est une des composantes principales du courant de surface circulant vers les hautes latitudes et passant dans le chenal de Rockall. Selon *Richter et al.* (2009), les variations de températures enregistrées dans la ENAM9606 ont une grande similarité jusqu'à 1400 AD avec les eaux du Gulf Stream traversant le détroit de Floride (*Lund et al.*, 2006). La carotte MD99-2203, prélevée au large du cap Hatteras, est donc idéalement située pour contrôler cette bonne similarité, puisqu'elle se trouve sur le passage du Gulf Stream entre le détroit de Floride et le chenal de Rockall.

Les températures des eaux superficielles sont trop élevées au site de la carotte MD99-2203 pour permettre le développement du foraminifère planctonique de surface *G. bulloides* qui est très abondant dans le chenal de Rockall. Les températures au niveau du Cap Hatteras sont donc reconstruites à partir des mesures du rapport Mg/Ca du foraminifère planctonique *G. ruber*, une espèce caractéristique des eaux chaudes du Gulf Stream.

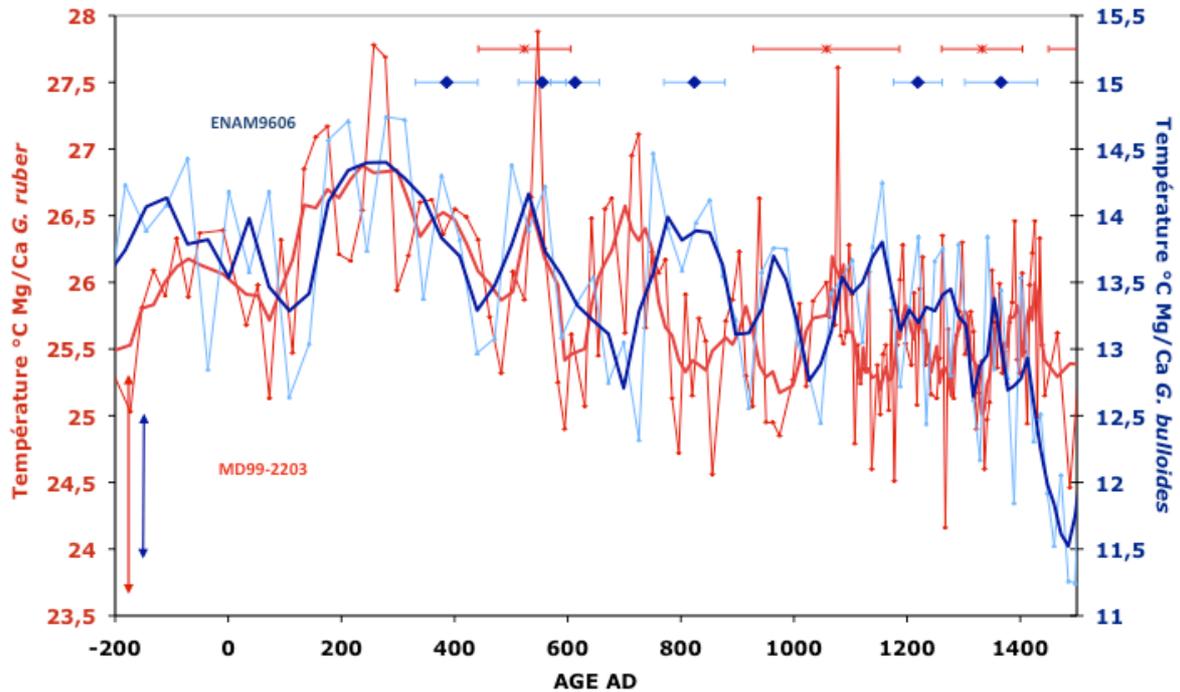


Figure V-7 : Températures Mg/Ca issues des foraminifères planctoniques *G. bulloides* pour la carotte ENAM9606 (en bleu) (Richter et al., 2009) et des foraminifères planctoniques *G. ruber* pour la carotte MD99-2203 (en rouge).

Les tendances à long terme des températures sont similaires pour les deux carottes, de 200BC jusqu'à 1200-1400 AD. En effet, le refroidissement visible dans la carotte ENAM9606 est également enregistré dans la carotte MD99-2203, avec une amplitude de plus de 1°C dans les deux carottes. De plus, la variabilité pluri-décennale est tout à fait comparable durant la période comprise entre 100 BC et 600 AD. À partir de 600 AD, les variations de température entre les deux sites ne sont plus en phase. Ce déphasage peut être causé par une variation d'intensité de la Dérive Nord Atlantique ou résulté des incertitudes sur les âges ^{14}C .

Les modèles d'âge des deux carottes sont construits par interpolation linéaire entre les points de datation. Compte tenu de la profondeur des niveaux datés, des incertitudes existent sur les âges ^{14}C des périodes les plus récentes et de l'âge à partir duquel le déphasage est observé (600AD), j'ai étudié si la cause la plus vraisemblable de ce déphasage pouvait être l'incertitude sur les deux modèles d'âge des carottes. J'ai donc ajusté le modèle d'âge de la carotte MD99-2203 à l'aide du logiciel AnalySeries (Paillard et al., 1996) pour que les pics de température soient en phase avec ceux de l'ENAM9606 (figure V-8), dont le modèle d'âge est construit sur plus de points de datation. Les décalages obtenus après cet ajustement sont inférieurs aux incertitudes des datations (Cf. figure V-9). J'ai donc émis l'hypothèse pour la suite de mes interprétations que les signaux sont en phase de 200 BC à 1200-1400 AD.

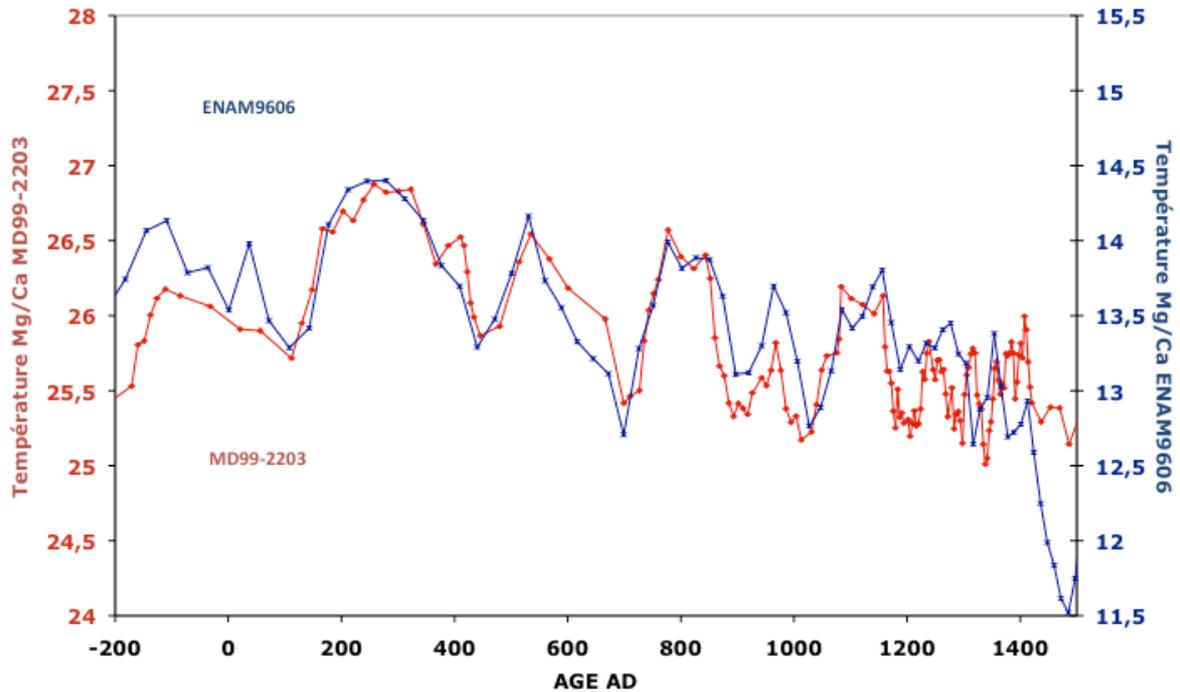


Figure V-8 : Variation des températures Mg/Ca (lissage 3 points) issues des foraminifères planctoniques *G. bulloides* pour la carotte ENAM9606 (en bleu) et des foraminifères planctoniques *G. ruber* pour la carotte MD99-2203 (en rouge). Le modèle d'âge utilisé pour la carotte MD99-2203 est le modèle d'âge modifié.

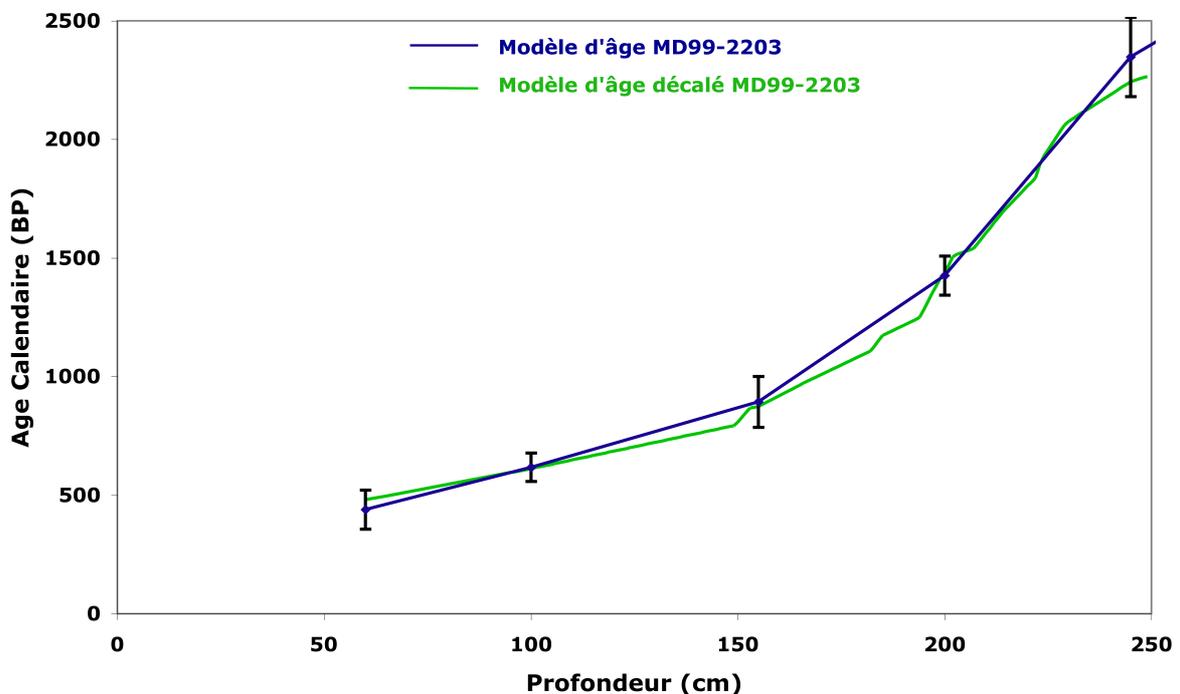


Figure V-9: Comparaison entre le modèle d'âge de la carotte MD99-2203 avec (en vert) ou sans le décalage (en bleu) introduit par la corrélation avec les pics de température de la carotte ENAM9606.

Durant la suite de cette étude, je fais donc l'hypothèse que l'ENAM9606 a pour source principale la Dérive Nord Atlantique jusqu'à environ 1400 AD. On peut ainsi calculer la composante relative en eaux de la GSP dans la carotte MD08-3182 en calculant la différence de température entre les deux sites.

2.5 - Comparaison des variations hydrologiques entre les carottes MD08-3182 et l'ENAM9606

Les conditions hydrologiques dans la CGFZ vont dépendre principalement de l'influence plus ou moins forte d'eaux de la GSP et de la GST. Dans le chenal de Rockall, entre 200 BC et 1400 AD, les eaux sont le prolongement de la Dérive Nord Atlantique.

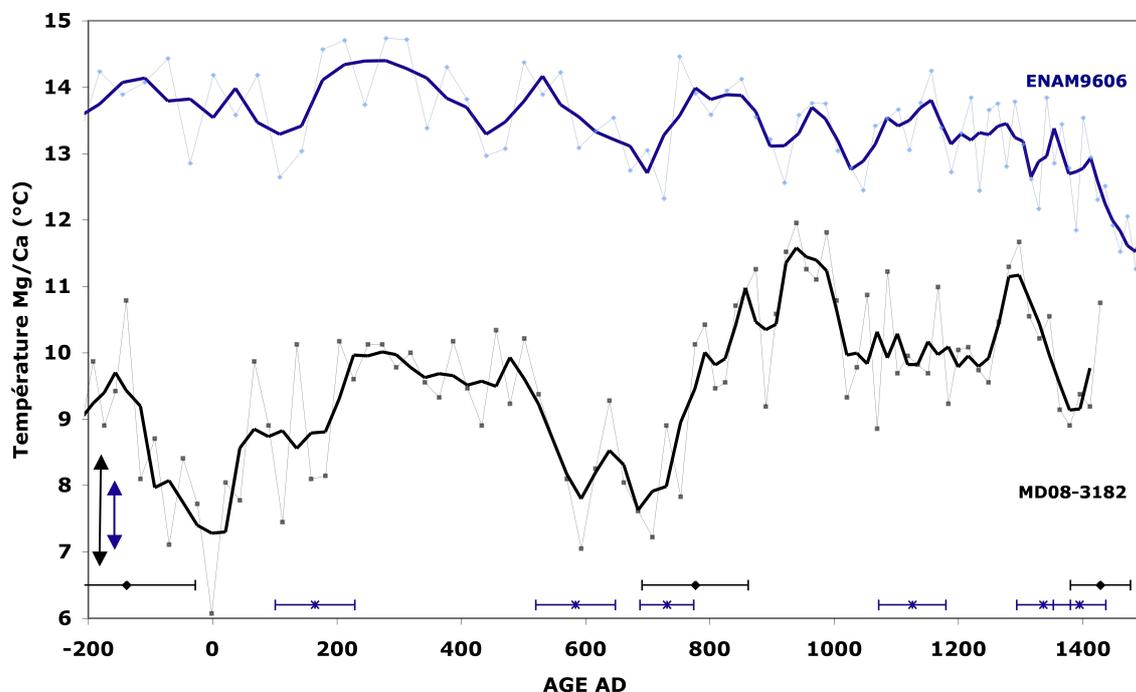


Figure V-10 : Températures Mg/Ca des foraminifères planctoniques *G. bulloides* pour les carottes MD08-3182 (en noir) (niveaux datés indiqués en losanges noirs) et ENAM9606 (en bleu) (niveaux datés indiqués en croix bleues).

En comparant les variations de température entre ces deux sites, on peut donc estimer l'intensité de la GSP et/ ou les variations de la position géographique du front subarctique.

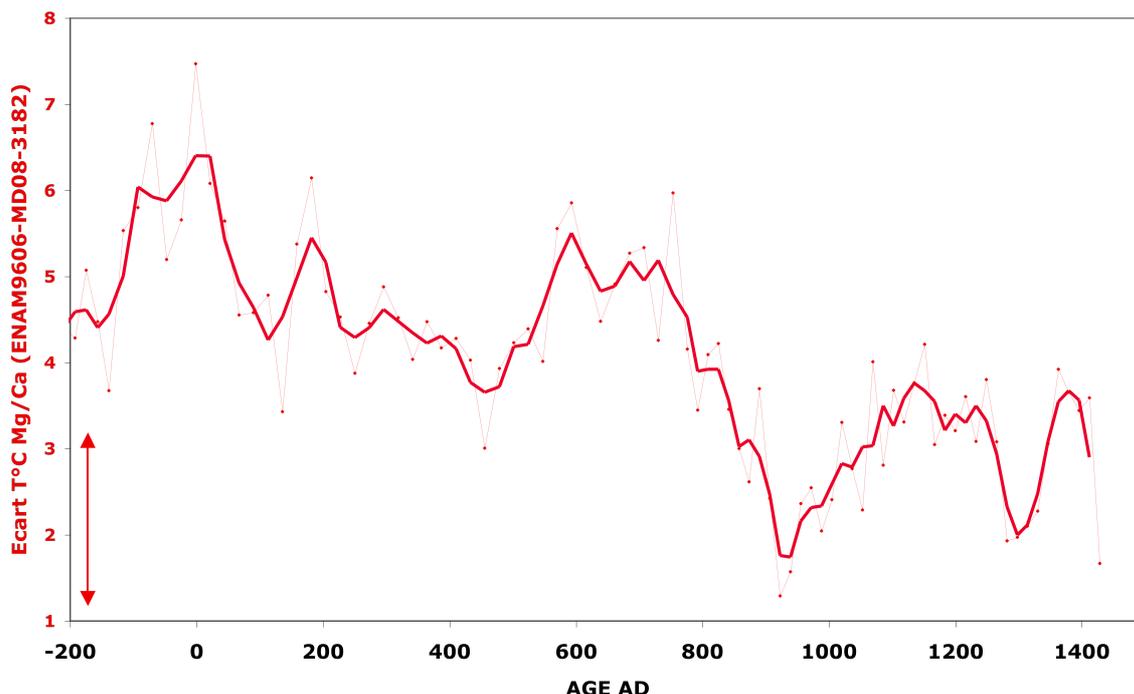


Figure V-11 : Ecart en température Mg/Ca en rouge entre la carotte ENAM9606 et la carotte MD08-3182. *Remarque* : Les résolutions des deux carottes sont différentes. Pour permettre le calcul du gradient entre les deux sites, j'ai ré-échantillonné la carotte de plus forte résolution (ENAM9606) grâce au logiciel AnalySeries en fonction de la carotte de plus basse résolution (MD08-3182).

La figure V-11 représente les variations de la différence de température entre le chenal de Rockall (ENAM9606) et la CGFZ (MD08-3182). Les températures sont plus élevées dans le chenal de Rockall de sorte que les écarts seront positifs. Cependant, plus les valeurs seront faibles, plus les masses d'eau seront semblables.

Sur la durée de l'enregistrement entre 200 BC et 1430 AD, on observe une diminution de l'écart en température entre le chenal de Rockall et la CGFZ. Cette tendance est en partie due à la baisse des températures des eaux de la GST durant cette période. Une variabilité pluri-décennale s'ajoute à cette tendance générale :

- **100 BC-50 AD** : Les différences de température ($> 6^{\circ}\text{C}$) sont très élevées entre les deux sites. Ces valeurs sont principalement causées par la baisse de la température dans la CGFZ (figure V-10).
- **50-500 AD** : L'écart des températures diminue mais reste voisin de 4°C .
- **500-800 AD** : L'écart thermique entre les deux sites devient $>5^{\circ}\text{C}$. Cette hausse résulte d'une chute plus forte des températures dans la CGFZ que dans le chenal de Rockall.

- **800-1430 AD** : Les écarts en température sont les plus faibles de la période étudiée. Les écarts atteignent un minimum entre 900 et 1000 AD ($<2^{\circ}\text{C}$) ainsi qu'entre 1250 et 1350 AD (environ 2°C). Entre ces deux minima, les différences augmentent. Cependant, cette augmentation est plus faible que les incertitudes, elle n'est donc pas significative.

2.6 - Conséquence en terme de variabilité de structure de la gyre subpolaire

Durant les périodes où les écarts en température entre le chenal de Rockall et la CGFZ sont forts, les masses d'eau entre ces deux sites sont très différenciées : le chenal de Rockall enregistre les variations de la GST alors que la CGFZ est fortement influencée par les eaux de la GSP. La GSP s'est donc intensifiée et/ou le front subarctique s'est déplacé vers l'Est. On retrouve cette configuration entre 100BC et 50AD, ainsi qu'entre 500 et 800AD.

Lorsque les écarts sont faibles, cela signifie que les masses d'eaux sont semblables. La CGFZ est plus influencée par les eaux chaudes de la GST comme entre 800 et 1430 AD et tout particulièrement pour les deux pics entre 900 et 1050 AD ainsi qu'entre 1250 et 1350AD. La GSP est moins intense et/ou le front subarctique s'est déplacé vers l'Ouest.

Durant la période 50 - 500 AD, les écarts en température diminuent d'environ $1,5$ à 2°C , mais restent tout de même élevés. Si on admet que les variations de température sont causées par un déplacement du front subarctique, on peut en déduire que le front s'est décalé vers l'Ouest, sans toutefois atteindre la position de la période 800-1430 AD, laissant entrer une composante plus importante d'eau de la GST.

Toutefois, la dynamique des gyres n'est peut-être pas le seul mécanisme en jeu. Les eaux de la Dérive Nord Atlantique qui atteignent le chenal de Rockall sont les plus chaudes de ces 2000 dernières années. L'apport d'une eau plus chaude et plus salée de la Dérive Nord Atlantique va augmenter les différences en température entre les sites, ce qui atténue les conséquences de la variation du front subarctique vers l'Ouest.

À partir des enregistrements de température dans les deux carottes ENAM9606 et MD08-3182 et de l'écart entre ces signaux, j'ai construit un indice pour suivre l'évolution de la structure de la GSP, que j'appelle « index de gyre » dans la suite de ce travail. En effet, plus l'écart en température est faible, plus les masses d'eau sont semblables. La GSP est donc moins intense et/ou confinée à l'Ouest de la dorsale médio-atlantique dans le cas d'un écart faible alors qu'elle est intense et/ou étendue vers l'Est du bassin lorsque l'écart est fort.

2.7 - Test de sensibilité de l'indice de gyre aux calibrations Mg/Ca

Dans tout ce qui précède, j'ai adopté une relation, liant les rapports Mg/Ca des foraminifères et la température de l'eau de mer, différente selon les sites (Cf. chapitre 3). Si l'on adopte une calibration commune, les variations de température restent les mêmes, seules les valeurs absolues changent. En effet, les valeurs absolues de températures sont plus élevées pour la MD08-3182 et plus faibles pour l'ENAM9606. Avec cette nouvelle calibration, les températures sont identiques entre les deux sites pendant la période 800-1430 AD, renforçant l'impact de la Dérive Nord Atlantique sur la Fracture de Charlie Gibbs.

Ce petit exercice de sensibilité montre qu'en travaillant sur les écarts et non sur les valeurs absolues des températures de l'eau de mer, le choix de la calibration ne change pas l'interprétation paléocéanographique des données en terme de variabilité de la GSP.

2.8 - Stratification des masses d'eau dans la fracture de Charlie Gibbs

La reconstitution des conditions hydrologiques de surface a permis de mettre en évidence la dynamique des gyres subtropicales et subpolaires. Les foraminifères qui vivent en subsurface permettent également de reconstruire les conditions régnant à leur profondeur pendant leur saison de vie. Je vais donc étudier la stratification des masses d'eau à partir des analyses géochimiques obtenues sur les deux types de foraminifères, planctoniques de surface et planctoniques profonds.

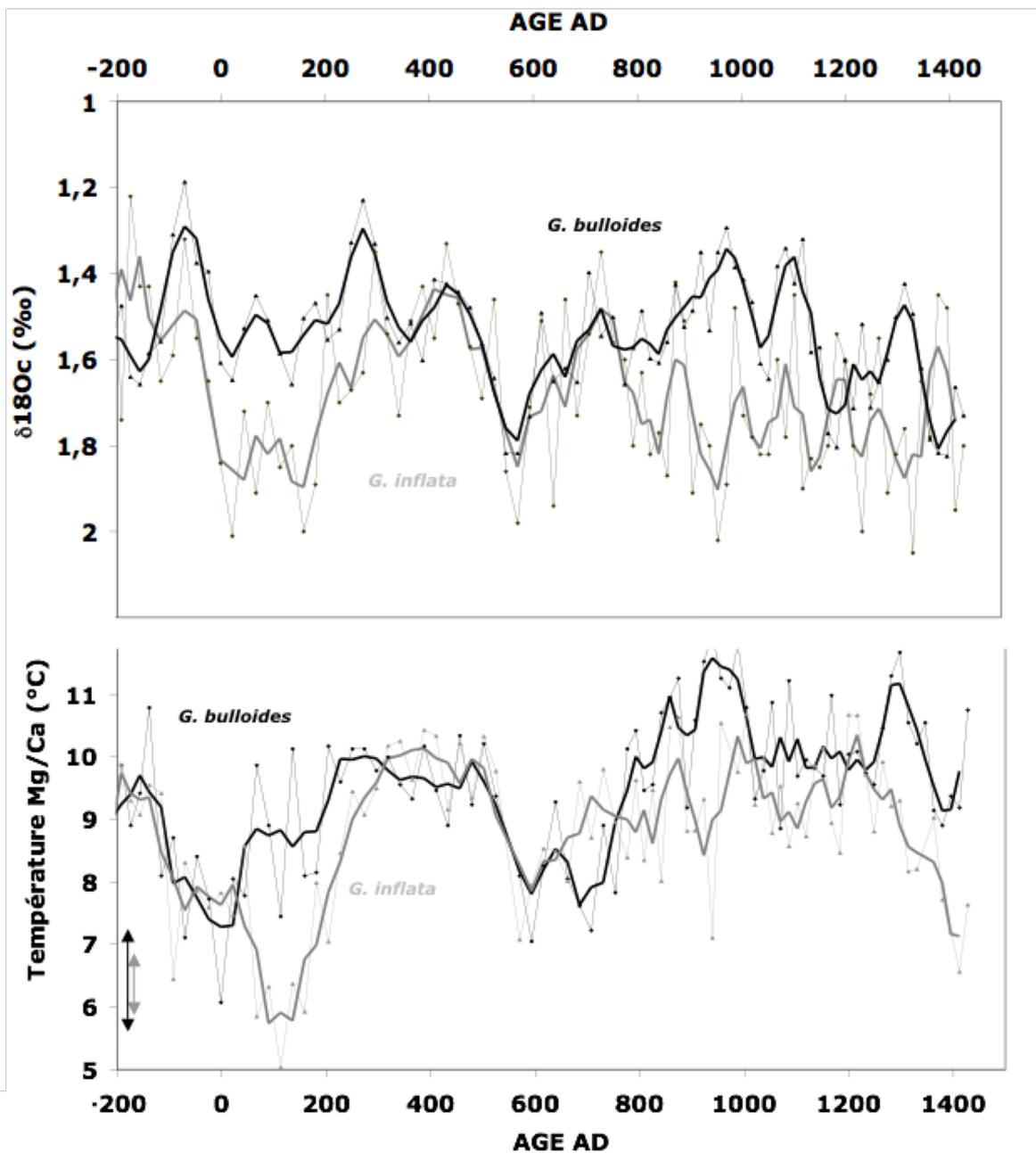


Figure V-12 : a) $\delta^{18}O_c$ et b) Températures au cours des 2000 dernières années dans la carotte MD08-3182. En noir sont représentées les variations issues du foraminifère planctonique *G. bulloides* et en gris celles du foraminifère planctonique profond *G. inflata*.

Au niveau de la fracture de Gibbs, *G. bulloides* calcifie dans la thermocline saisonnière. Les foraminifères *G. inflata* calcifient plus profondément, à la base de la thermocline saisonnière. Ces deux espèces enregistrent donc des signaux caractéristiques de masses d'eau différentes. Lorsque les températures enregistrées par ces deux espèces sont très voisines, alors le gradient thermique entre la subsurface et la surface est quasi nul et les foraminifères calcifient dans la même masse d'eau.

Je vais donc utiliser le gradient entre les foraminifères de surface (*G. bulloides*) et de subsurface (*G. inflata*) pour enregistrer la variabilité de la colonne d'eau supérieure au cours du temps. Les variations du gradient en température sont présentées figure V-13.

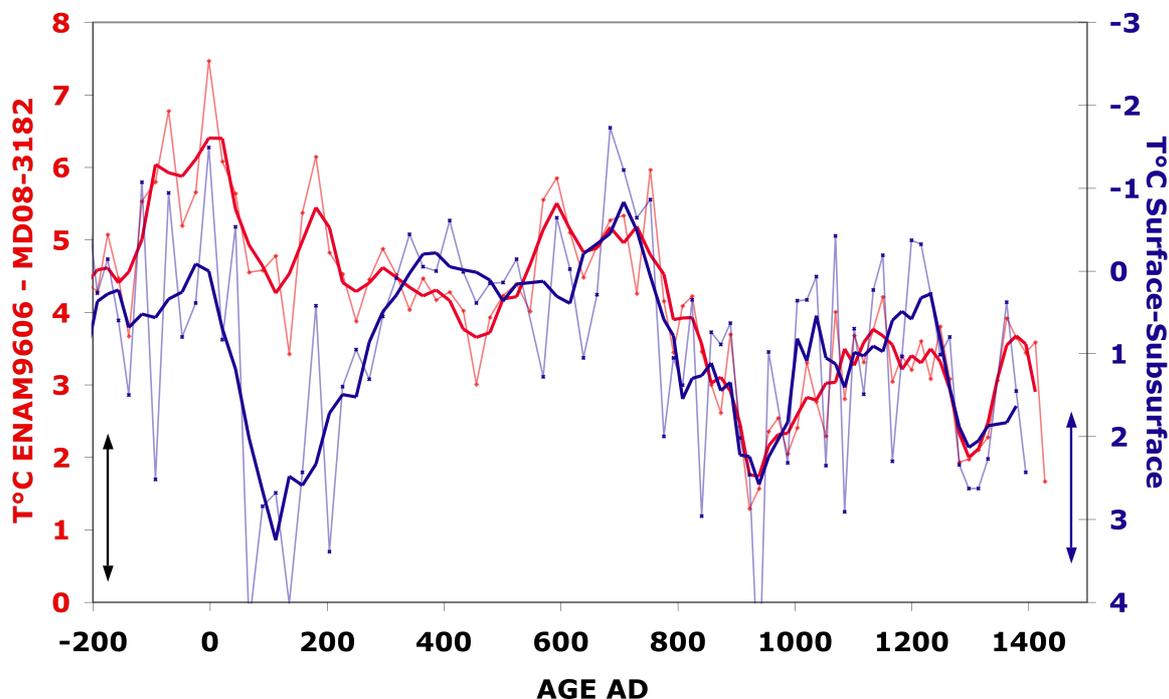


Figure V-13 : Variations du gradient surface-subsurface des températures Mg/Ca dans la carotte MD08-3182 (en bleu). Variation de l'écart de température Mg/Ca de surface entre le chenal de Rockall et la CGFZ, où de l'index de gyre (en noir).

2.9 - Conséquences sur l'estimation des variations de vent sur l'Océan Atlantique Nord

La principale cause de variabilité de la colonne d'eau est l'intensité des vents. Les vents sont également le principal moteur de la circulation à grande échelle dans les couches supérieures de l'océan. En hiver, l'intensité des vents est forte, ce qui provoque un mélange des masses d'eaux et l'apparition d'une couche d'eau dont les caractéristiques sont homogènes, dite couche de mélange. En été, l'intensité des vents est généralement plus faible qu'en hiver, contrairement à l'insolation reçue à la surface de l'atmosphère. Cette dernière augmente au printemps et une couche d'eau plus chaude se forme en surface durant l'été : la colonne d'eau est alors stratifiée. Les eaux de surface sont ainsi séparées des eaux de la subsurface par la thermocline saisonnière.

Les variations d'intensité du vent vont agir sur le mélange entre les eaux de surface et les eaux profondes de la thermocline permanente. Plus les vents sont intenses (faibles), plus la pente de la thermocline saisonnière est importante (faible), ce qui diminue (augmente) le gradient de température entre les foraminifères planctoniques et planctoniques profonds (figure V-14).

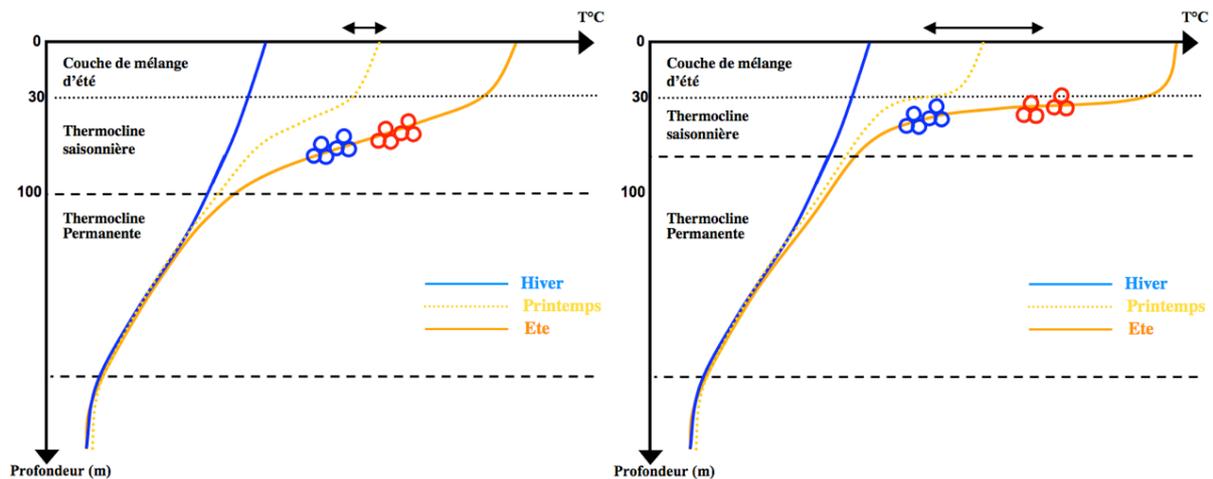


Figure V-14 : Profil schématique de la position des foraminifères planctoniques dans la colonne d'eau en fonction de l'intensité des vents. a) Vent fort. b) Vent faible.

À partir de 30° N, l'océan Atlantique Nord est soumis à un régime de vent d'Ouest dominant (figure V-15). Leur intensité est maximale à 50-55°N. La carotte MD08-3182, sur la fracture de Charlie Gibbs à environ 52°N, est donc idéalement placée pour enregistrer les variations d'intensité du vent à partir du gradient surface-subsurface.

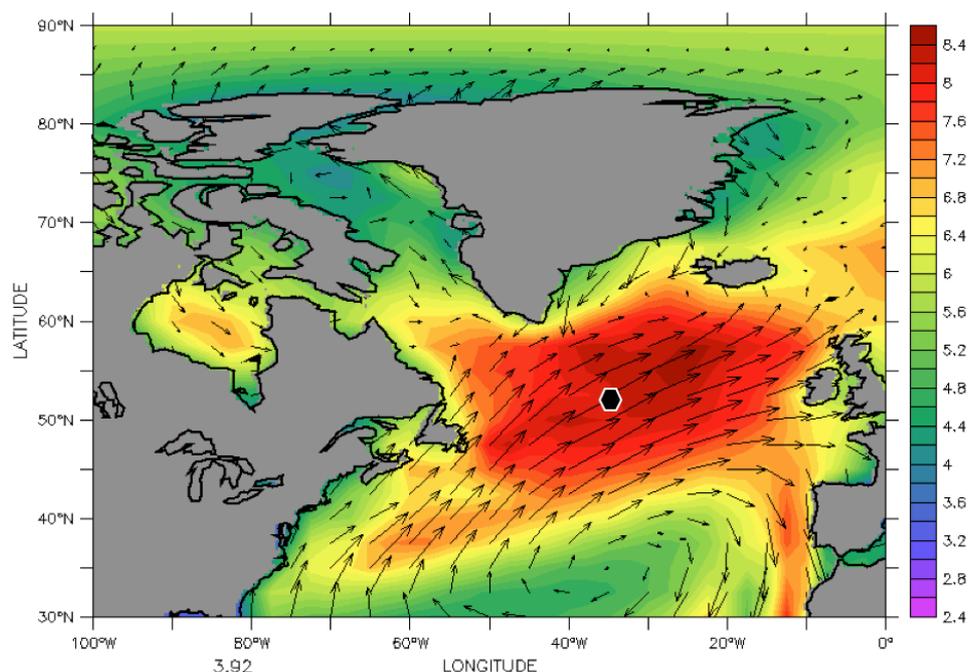


Figure V-15 : Vitesse et direction des vents moyens Juin-Juillet-Août (Reanalyse NCEP). La carotte MD08-3182 est indiquée en noire.

Le gradient surface-subsurface, calculé à partir des reconstructions de température de la carotte MD08-3182, est bien corrélé à l'index de la dynamique de la GSP (figure V-13), en particulier à partir de 300 AD. En effet, lorsque le gradient de température entre les foraminifères de surface et de subsurface est très faible, l'impact des vents d'Ouest est alors plus important, et vice-versa. Cet impact peut être le résultat de 2 processus distincts : un changement d'intensité des vents soufflant sur le site ou bien un déplacement des champs de vent dominant.

Cette bonne corrélation laisse supposer que l'impact des vents influe sur la structure et donc l'intensité de la GSP. Lorsque l'impact est important, la GSP est intense et/ou étendue vers l'Est (Figure V-16). Au contraire, lorsque l'impact est plus faible, la GSP est moins intense et/ou contrainte à l'Ouest (Figure V-17).

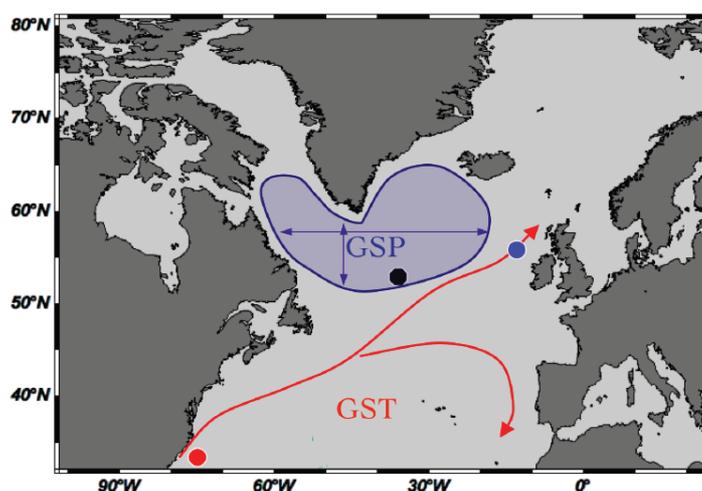


Figure V-16 : Représentation schématique de la structure de la GSP plus étendue vers l'Est lorsque l'impact des vents soufflant au niveau de la carotte MD08-3182 est important. La carotte MD08-3182 est indiquée en noire, la carotte ENAM9606 en bleu et la carotte MD99-2203 en rouge.

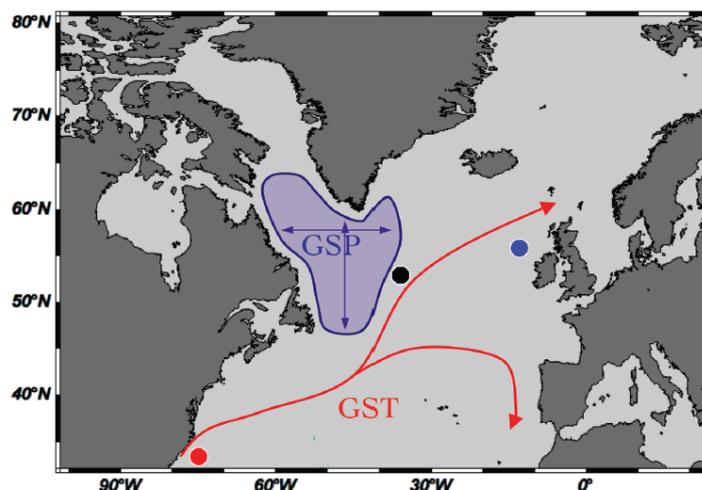


Figure V-17 : Représentation schématique de la structure de la GSP contrainte dans le bassin Ouest lorsque l'impact des vents soufflant au niveau de la carotte MD08-3182 est

faible. La carotte MD08-3182 est indiquée en noire, la carotte ENAM9606 en bleu et la carotte MD99-2203 en rouge.

Remarque : L'hypothèse d'un déplacement des champs de vent est similaire à la configuration hivernale de type NAO. En effet, si les champs de vents sont situés plus au nord, comme durant une NAO positive, la gyre subpolaire est alors plus intense. Au contraire, si les champs de vents sont plus au sud comme durant une NAO négative, la gyre subpolaire est plus faible.

Néanmoins, la corrélation n'est pas bonne sur toute la période de temps étudiée. On observe une divergence entre les signaux de 100 BC à 300AD qui montre que la gyre ne répondrait pas uniquement aux variations du gradient surface-subsurface et donc à une variation de l'impact des vents.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ces différences :

1) Certaines divergences peuvent être dues aux incertitudes dans les reconstructions des modèles d'âge des deux carottes. La reconstruction de la stratification des eaux de la CGFZ a l'avantage de minimiser les erreurs dues au modèle d'âge car ce paramètre est calculé sur des foraminifères issus de la même carotte de sédiment. Ce n'est pas le cas de l'index de gyre qui fait appel à la comparaison de deux carottes dont les modèles d'âge sont indépendants.

2) D'un point de vue physique, l'intensité d'une gyre est proportionnelle au rotationnel du vent (*Sverdrup, 1947*) et non aux variations d'intensité du vent en un point. La reconstitution seule de l'intensité des vents au niveau de la MD08-3182, à moyenne latitude ($\approx 52^\circ\text{N}$), n'est donc pas une valeur suffisante pour faire varier la GSP. Pour pouvoir calculer le rotationnel, des mesures supplémentaires d'intensité de vent à des latitudes différentes sont nécessaires.

3) Une gyre océanique est par principe liée aux champs de vent (Cf. 2). Cependant, les variations de la dynamique de la GSP seraient plus complexes et ne sont pas encore tout à fait comprises aujourd'hui. En effet, elles seraient également liées à la convection des eaux profondes et donc aux forces de flottabilités (*Böning et al., 2006*). Pour provoquer un affaiblissement de l'index de la GSP, un affaiblissement conséquent de la convection serait donc nécessaire, ce qui semble difficile en période de vent fort. En effet, les épisodes de faible corrélation entre le gradient thermique

surface-subsurface et l'index de la dynamique de la GSP apparaissent lors de périodes de faible stratification pendant lesquels le vent est intense, la gyre devrait être renforcée.

2.10 - Conclusion

L'étude des variations de température aux différents sites des carottes de sédiment a permis de contraindre la dynamique des gyres océaniques, et de construire un « index de gyre » à partir du gradient de température Est-Ouest entre le chenal de Rockall (la carotte ENAM9606) et la CGFZ (la carotte MD08-3182), traduisant l'influence relative de la gyre subpolaire.

J'ai ensuite étudié les variations de stratification de la colonne d'eau supérieure au niveau de la CGFZ. Les variations de stratification, construites à partir du gradient surface-subsurface des foraminifères planctoniques et planctoniques profond, sont reliées à l'impact des vents d'Ouest. Les bonnes corrélations entre la stratification et l'index de gyre m'ont amené à proposer un couplage entre l'océan et l'atmosphère aux échelles de temps pluri-décennales. En effet, plus l'impact des vents est important, plus la gyre subpolaire est intense et/ou le front subarctique se décale vers l'Est ; Plus l'impact des vents est faible et plus la gyre s'affaiblit et/ou le front subarctique se décale vers l'Ouest du bassin.

Cependant des divergences sont visibles. Plusieurs hypothèses permettent d'expliquer ces périodes de faible corrélation entre le gradient thermique surface-subsurface et l'index de la dynamique de la GSP. Une des plus probables est l'intensité du rotationnel du vent. En effet, si le vent est intense sur tout le bassin Atlantique Nord, le rotationnel sera nul et ne permettra pas une intensification de la gyre subpolaire. En paléocéanographie, il est difficile d'estimer l'intensité du vent. Une des solutions est d'utiliser les variations de gradient surface-subsurface des foraminifères planctoniques et planctoniques profonds sur différentes carottes de sédiments. Cette approche ne pourra être réalisée que dans le futur car il existe peu de carottes permettant de calculer un gradient surface-subsurface dans l'océan Atlantique Nord et présentant une bonne résolution.

Chapitre VI - Conséquences sur le transport des masses d'eau vers les hautes latitudes et sur le climat européen

La circulation méridienne des fluides au sein du système couplé océan-atmosphère est un mécanisme important qui régule le climat. De part la variation d'intensité de la gyre subpolaire et le décalage du front subarctique proposé par *Hatun* (2005), la dynamique des gyres est probablement le mécanisme majeur qui contrôle l'apport de chaleur vers les hautes latitudes. J'ai montré que les variations de l'impact des vents d'Ouest semblent en phase avec l'index de gyre calculé dans le précédent chapitre, et je vais analyser ici comment ces variations pourraient influencer le climat européen.

Dans une première section, ce chapitre est consacré à faire un bilan des connaissances actuelles concernant les variations des gyres et leur impact sur la dérive Nord Atlantique. Puis nous étudierons les variations de l'index de gyre calculé à l'aide de l'analyse des foraminifères planctoniques sur le transport des masses d'eaux vers les hautes latitudes en comparant l'enregistrement de la carotte que j'ai analysée dans la Fracture de Gibbs avec plusieurs carottes de sédiment dans le prolongement de la dérive Nord Atlantique vers les hautes latitudes. La dernière section de ce chapitre se focalise sur les variations de l'impact des vents sur la CGFZ et leur potentiel impact sur le climat européen.

1) L'apport des observations et de la modélisation

1.1 - Variabilité de la gyre subpolaire et lien avec la Dérive Nord Atlantique

La Dérive Nord Atlantique est, en dehors de l'ensoleillement, l'unique source de chaleur des mers Nordiques. La dynamique des gyres, et tout particulièrement la dynamique de la GSP, contribue à un refroidissement (réchauffement) de la Dérive Nord Atlantique par une intensification de la GSP et/ou un déplacement du front subarctique vers l'Est (Ouest). Les

variations de l'index de gyre calculé dans le chapitre précédent devraient donc avoir un grand impact sur l'apport de chaleur vers les mers Nordiques et donc sur le climat.

1.2 - Influence du vent

- *Hakkinen et al* (2011) ont étudié la circulation entre les eaux de la gyre subtropical et celles de la gyre subpolaire, et les possibles connexions entre les deux gyres liées au forçage atmosphérique. L'auteur s'est servi d'un jeu de re-analyses (SODA pour « Simple Ocean Assimilation System ») ainsi que d'un modèle d'océan à 2 couches.

Les 2 premiers « Empirical Orthogonal Function » (EOF) du rotationnel du vent (où WSC pour « Wind Stress Curl ») des 50 dernières années (Décembre à Mars) ont été calculés. Ils représentent les composantes principales des champs de vent et semblent corrélés aux récentes arrivées d'eaux plus chaudes et salées.

Le centre d'activité du premier EOF (26% de la variance) est positionné à l'ouest des îles Britanniques. Ses fluctuations sont fortement liées à la NAO. Deux centres d'activité caractérisent le deuxième EOF (17% de la variance), positionnés en mer d'Islande et dans les Açores, au niveau des zones de basses et hautes pressions de la NAO. Cette structure est similaire aux champs de vents climatologiques qui forment les gyres en Atlantique Nord. Ce second mode dominerait ainsi la réponse des gyres au WSC.

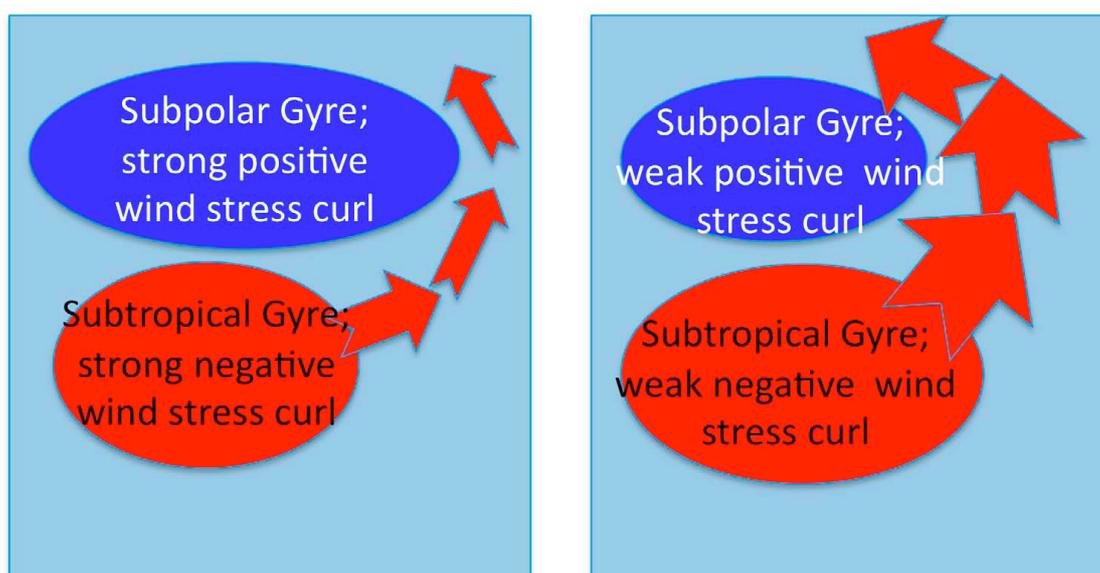


Figure VI-1 : Variation du WSC et son impact sur le transport du NAC et la dynamique des gyres à partir du 2^{ème} mode des EOF (Hakkinen et al., 2011).

La réponse de l'océan obtenue dans les simulations est telle que l'advection des eaux chaudes et salées des basses vers les hautes latitudes sera meilleure lorsque le WSC sera plus faible sur la gyre subpolaire et subtropical. En effet, les gyres s'affaiblissent ce qui provoque le déplacement du front subarctique à l'Ouest facilitant le passage des eaux de la Dérive Nord Atlantique. La GST va elle, au contraire, s'étendre vers l'Est (Figure VI-1). Le modèle montre l'importance du rotationnel de vent dans l'advection de la Dérive Nord Atlantique vers les hautes latitudes.

Les conclusions de cet article vont dans le même sens que les suggestions d'*Hatun et al.* (2005) sur les variations de front subarctique. Cependant, Hatun n'impliquait pas forcément les champs de vent pour expliquer la dynamique de la gyre subpolaire.

- *Orvik and Skagseth* (2003) ont comparé le rotationnel moyen du vent à 55°N (intégré entre 30° et 75°N) et le transport des eaux vers l'Arctique à partir d'une bouée placée sur un des passages du NAC de 1995 à 2001. La Dérive Nord Atlantique entre dans la mer de Norvège par 2 courants séparés par les îles Féroé, le « Norwegian Atlantic Current » (ou NwAC) et le « Norwegian Atlantic Slope Current » (ou NwASC) (Cf. figure VI-2). Leur étude se concentre sur le NwASC où se situe la bouée.

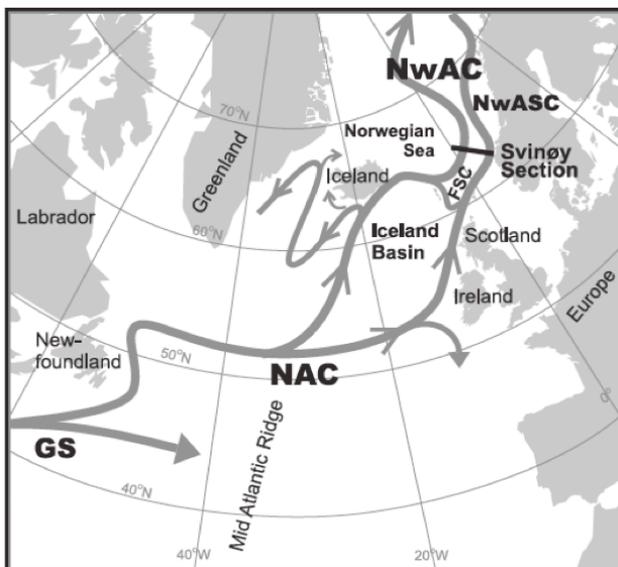


Figure VI-2 : Carte schématisique montrant le passage de la dérive Nord Atlantique vers les hautes latitudes (Orvik and Skagseth, 2003).

Ils ont ainsi montré qu'un décalage de 15 mois avait lieu entre une variation du WSC à 55°N et l'intensité du transport vers les hautes latitudes. Ces résultats montrent qu'une augmentation du rotationnel de vent dans l'Océan Atlantique Nord provoque une

augmentation de l'intensité du NwASC pouvant atteindre plus de 2 Sv (3.0 à 5.3 Sv, $\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (figure VI-3).

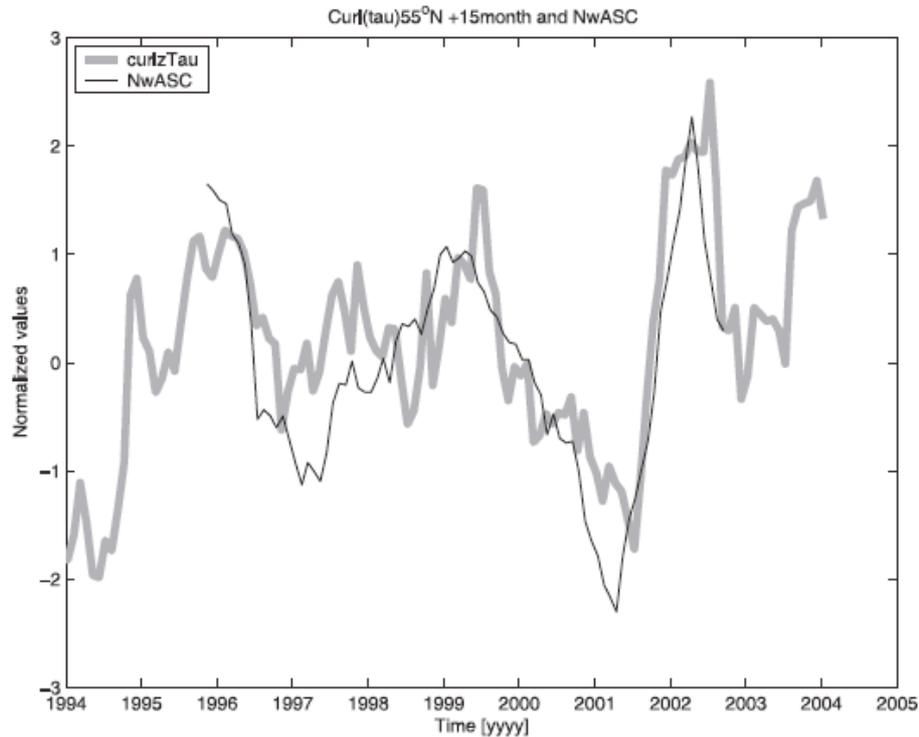


Figure VI-3 : Variation du transport dans le NwAC en noir comparé à l'intégral zonal du WSC à 55°N en gris (décalage de 15 mois).

En 2008, *Sandø and Furevik* ont confirmé ces observations à l'aide d'une simulation numérique. Durant la même période, le décalage entre le WSC et le transport des masses d'eaux est également estimé à 15 mois. Le modèle a l'avantage d'analyser les variations du transport des eaux entre l'Islande et les îles Féroés (le NwAC) en plus du transport entre les îles Féroé et l'Ecosse (le NwASC). Les simulations numériques montrent d'ailleurs une meilleure corrélation entre le rotationnel du vent et le NwAC qu'avec le NwASC. Les variations du rotationnel de vent dans le modèle impliquent donc une plus forte variation du transport dans le passage îles Féroé-Islande que dans le passage îles Féroé-Ecosse.

Pour conclure, plus le rotationnel de vent sera fort à 55°N, plus le transport d'eau de la Dérive Nord Atlantique sera important vers les hautes latitudes. Cela est cohérent avec la simulation ORCA25 (*de Boisséson, 2010*) qui simule une augmentation de l'intensité de la GSP engendrant un NAC plus intense et plus froid. De plus, les résultats d'*Hakkinen et al (2011)* sont également cohérents car lorsque le WSC est plus fort, les deux gyres s'intensifient et l'advection des eaux chaudes et salées provenant des basses latitudes vers les hautes latitudes diminue. Seules les variations d'extension de la GSP diffèrent entre les diverses simulations.

Les liens entre l'intensité et la forme des gyres subpolaires et subtropicales ne sont pas encore totalement compris. L'hypothèse d'*Hatun* (2005) suggérant une variation de l'extension spatiale suivant l'intensité de la GSP semble confirmée par la simulation numérique de *Hakkinen et al* (2011). Seulement, cette extension n'est pas démontrée dans la simulation ORCA25-G70. *De Boissésion* (2010) suggère une augmentation de l'intensité de la partie Est de la gyre provoquant une plus forte affluence de la GSP sur la Dérive Nord Atlantique ce qui influence les températures. Cela est cohérent avec un transport plus important des eaux de la Dérive Nord Atlantique lors d'un fort rotationnel de vent (*Orvik and Skagseth*, 2003), mais avec une forte composante de la GSP. Dans la suite de ce manuscrit, nous étudierons les conséquences de la dynamique de gyre en fonction de ces deux possibilités : l'extension spatiale ou la variation d'intensité de la GSP.

2) Conséquences de la dynamique des gyres sur le transport d'eaux vers les hautes latitudes

2.1 - Les données paléoclimatiques

Dans la suite de ce chapitre, je vais étudier si les variations d'intensité de la GSP, reconstruites dans le chapitre précédent, impliquent des variations hydrologiques vers les hautes latitudes grâce à l'étude de 2 carottes de sédiments situées dans le prolongement de la dérive Nord Atlantique et issues de la littérature.

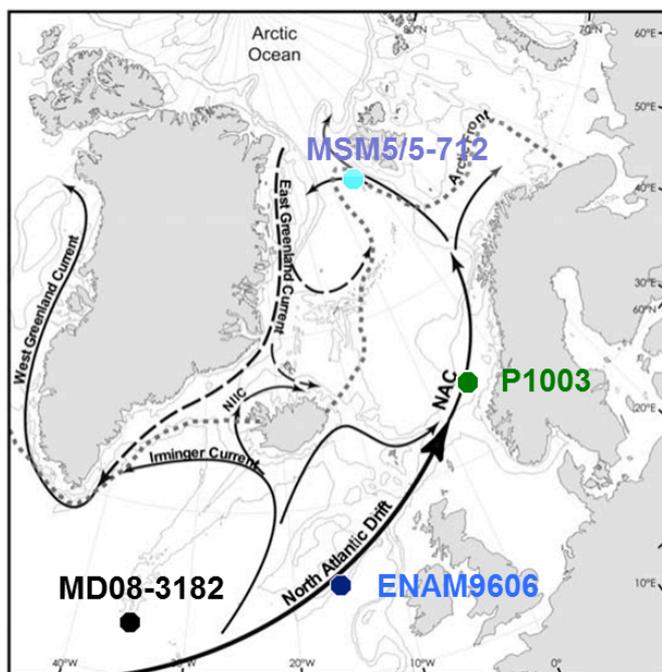


Figure VI-4 : Circulation de surface principale. En trait plein et en tiret noir sont respectivement représentés les courants chauds (NAC, et NIIC, courant d'Irminger Nord Islandais) et les courants froids (EGC et EIC). La position actuelle du front arctique est représentée en pointillé gris. La localisation de la carotte MD08-3182 est représentée en noir, la carotte ENAM9606 en bleu foncé, la P1003 en vert et la MSM5 en bleu.

(Giraudeau et al., 2010).

La carotte P1003 se situe en mer de Norvège (*Sejrup et al., 2011*). Son modèle d'âge est construit à partir de 35 datations ^{14}C obtenues sur les foraminifères planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma* (dextre) ainsi qu'à partir d'un niveau de tephra (*Sejrup et al., 2011*). Ce niveau de tephra d'âge connu a permis de calculer un âge réservoir de 575 ans supposé constant sur cette période de temps.

J'ai également utilisé une carotte située dans le détroit de Fram, la carotte MSM5/5-712-1 (*Werner et al., 2011*) (appelée MSM5 dans la suite du manuscrit). Ce détroit est le lieu de passage d'eaux chaudes et salées du prolongement de la Dérive Nord Atlantique vers l'océan Arctique par le « West Spitsberg Current » (figure VI-4). Le modèle d'âge de la carotte MSM5 est construit à partir de 5 datations ^{14}C obtenues sur les foraminifères planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma* (senestre), sauf le sommet de carotte où un mélange de plusieurs espèces de foraminifères planctoniques a été daté. L'âge réservoir est supposé constant (400 ans).

Avant de pénétrer dans les mers nordiques, la dérive Nord Atlantique remonte vers les hautes latitudes en passant par le chenal de Rockall, où se situe la carotte ENAM9606. Entre 200BC et 1400AD, les variations des températures Mg/Ca dans le chenal sont similaires aux variations enregistrées au Cap Hatteras, sur le chemin du Gulf Stream. Il n'y a donc aucune influence de la gyre subpolaire sur la Dérive Nord Atlantique jusqu'au chenal de Rockall (Cf. chapitre 5).

Le $\delta^{18}\text{O}_c$ variant en fonction de la température mais également de la salinité, les variations du $\delta^{18}\text{O}_c$ des foraminifères planctoniques *G. bulloides* de la carotte ENAM9606 représentent donc les variations de température et de salinité de la gyre Subtropicale.

Les conditions de basse température rencontrées dans les régions de hautes latitudes ne permettent pas l'utilisation des foraminifères planctoniques de surface *G. bulloides* (Cf. chapitre 1). En mer de Norvège, le $\delta^{18}\text{O}_c$ est mesuré sur le foraminifère planctonique *N. pachyderma* (dextre). C'est une espèce se développant vers 50 mètres de profondeur en été (*Nyland et al., 2006*). Dans le détroit de Fram, on utilise l'espèce *N. pachyderma* (senestre) qui se développe entre 50 et 200m de profondeur, également en été (*Spielhagen et al., 2011*). Leur milieu et saison de calcification étant proche de celui de *G. bulloides*, on peut donc comparer les variations de $\delta^{18}\text{O}_c$ des mers nordiques avec les variations du chenal de Rockall (figure VI-6 et VI-7).

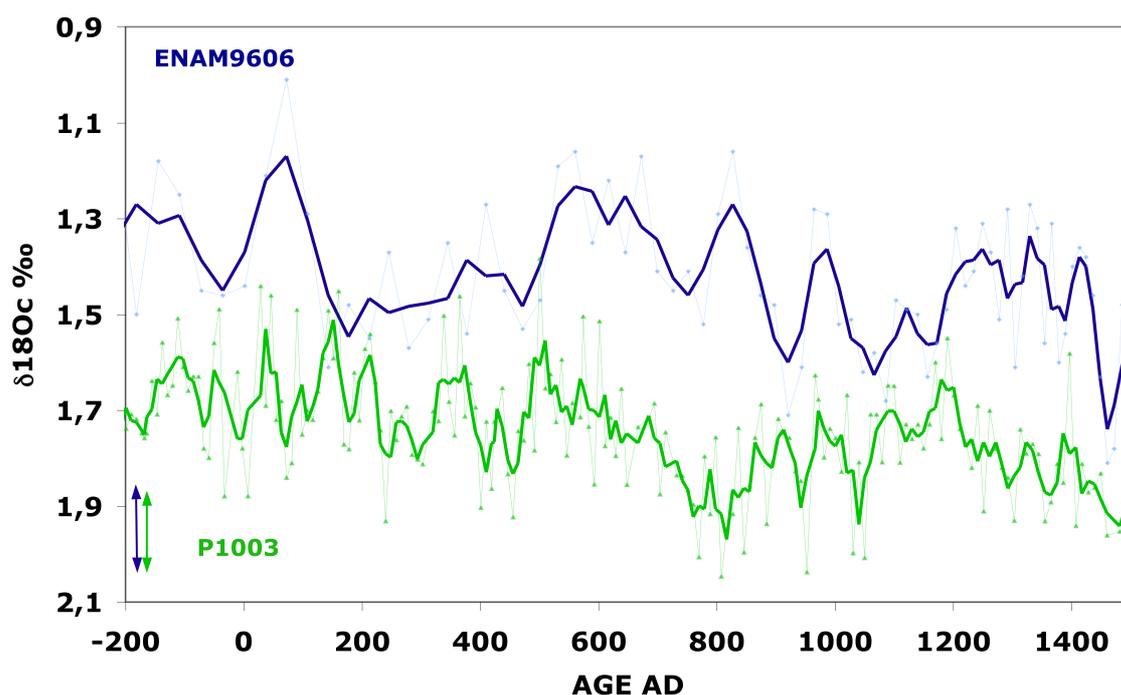


Figure VI-5 : Variations du $\delta^{18}O_c$ des foraminifères G. bulloides pour la carotte ENAM9606 et N. pachyderma (droits) pour la carotte P1003.

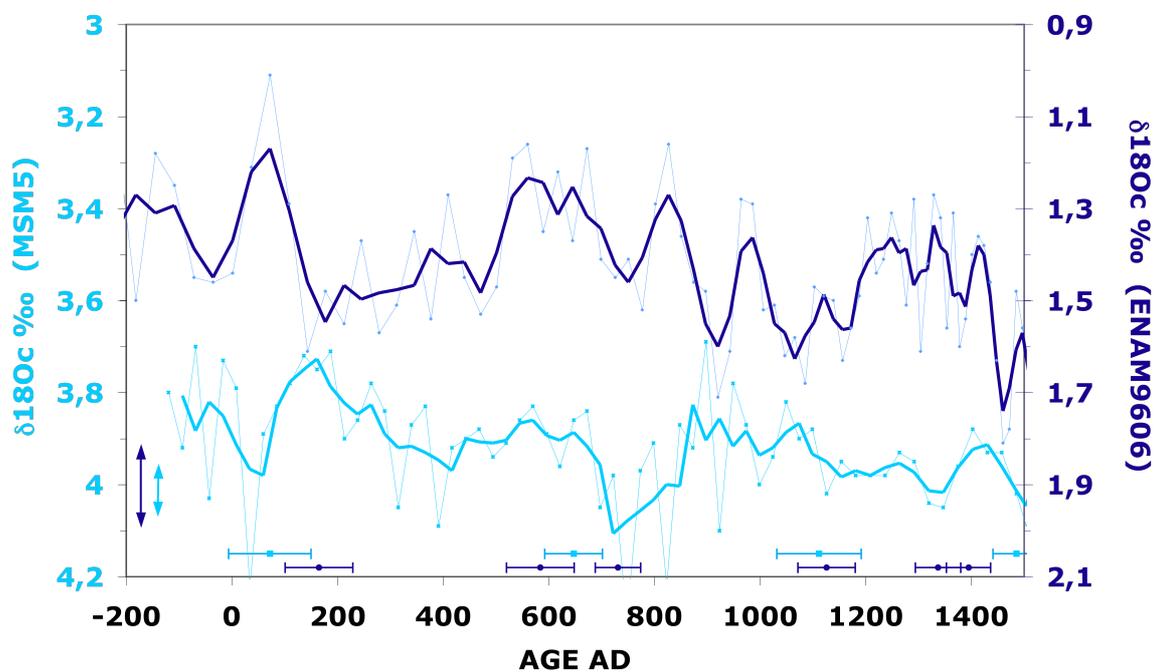


Figure VI-6 : Variations du $\delta^{18}O_c$ des foraminifères N. pachyderma de la carotte MSM5 et G. bulloides de la carotte ENAM9606 entre 200BC et 1500AD. Les points datés sont représentés en bleu foncé pour l'ENAM9606 et en bleu clair pour la carotte MSM5.

De nos jours, les températures et les salinités baissent entre le chenal de Rockall et la mer de Norvège d'environ 2,9°C et de 0,4 psu, et entre le chenal de Rockall et le détroit de Fram, d'environ 9,4°C et de 0,6 psu. La majorité du signal enregistrée par le $\delta^{18}\text{O}_c$ est donc liée à la température des masses d'eau.

Je considère donc que le $\delta^{18}\text{O}_c$ des foraminifères planctoniques *N. pachyderma* (dextres) de la mer de Norvège et des foraminifères planctoniques *N. pachyderma* (senestres) du détroit de Fram sont majoritairement des indicateurs de température.

Entre 200 BC et 1450 AD, les tendances montrent une baisse à long terme des $\delta^{18}\text{O}_c$ de *N. pachyderma* (dextres) et de *N. pachyderma* (senestres), similaire aux *G. bulloides* du chenal de Rockall, d'environ 0,2‰ (figure V-5, V-6). Cette tendance est cohérente avec le refroidissement de la GST de 1°C (soit 0,25‰ en $\delta^{18}\text{O}_c$). Cela signifie que le NAC est transporté jusque dans le détroit de Fram, en passant par la mer de Norvège, pendant toute cette période. Cependant, malgré une tendance similaire, les variations pluri-décennales dans les hautes latitudes sont clairement différentes de celles du chenal de Rockall.

a) Index de transport

La dérive Nord Atlantique transporte de la chaleur des basses vers les hautes latitudes. Plus les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_c$ sont proches entre les mers nordiques et le chenal de Rockall et plus les masses d'eaux sont comparables. J'ai donc construit un index de transport de chaleur entre les mers Nordiques et le chenal de Rockall en retranchant les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_c$ mesurées dans le chenal aux valeurs issues de la mer de Norvège (figure V-7) et celles du détroit de Fram (figure V-8).

Plus ces index sont faibles et plus le transport de chaleur est important vers les hautes latitudes. Au contraire, plus ces index sont élevés et plus le transport de chaleur vers les hautes latitudes est faible.

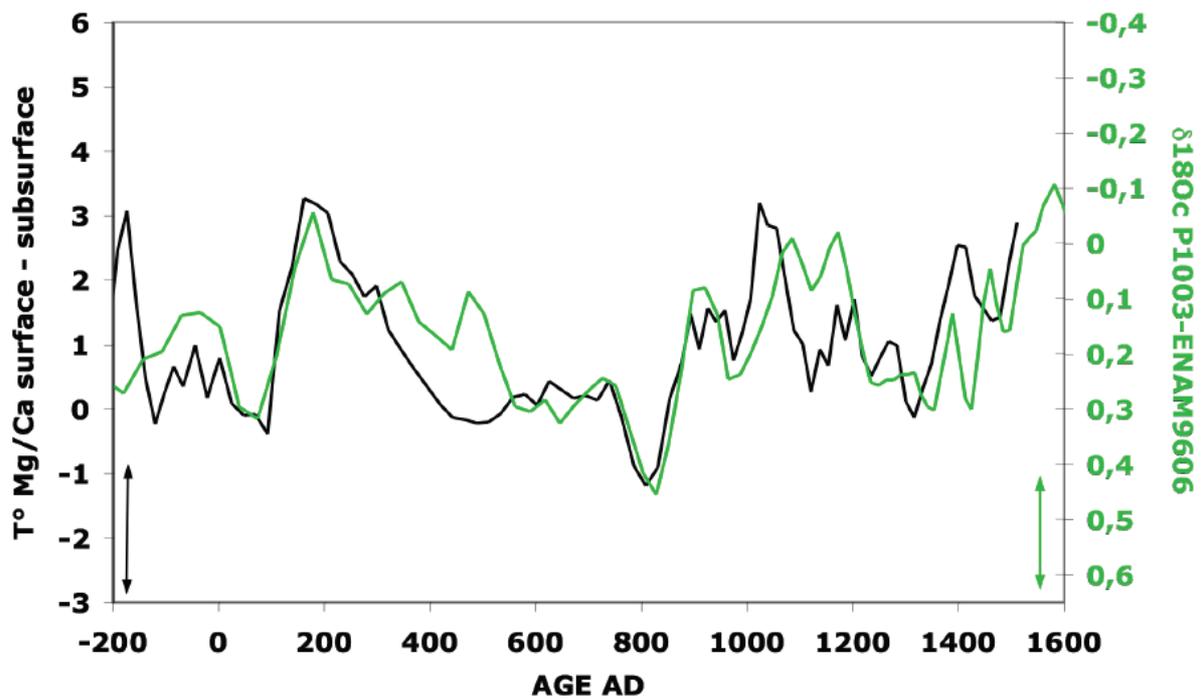


Figure VI-7 : Index de transport de chaleur entre la mer de Norvège et le chenal de Rockall en vert / Gradient Surface-Subsurface calculé dans la CGFZ dont le modèle d'âge a subi un décalage entre 70 et 100 ans.

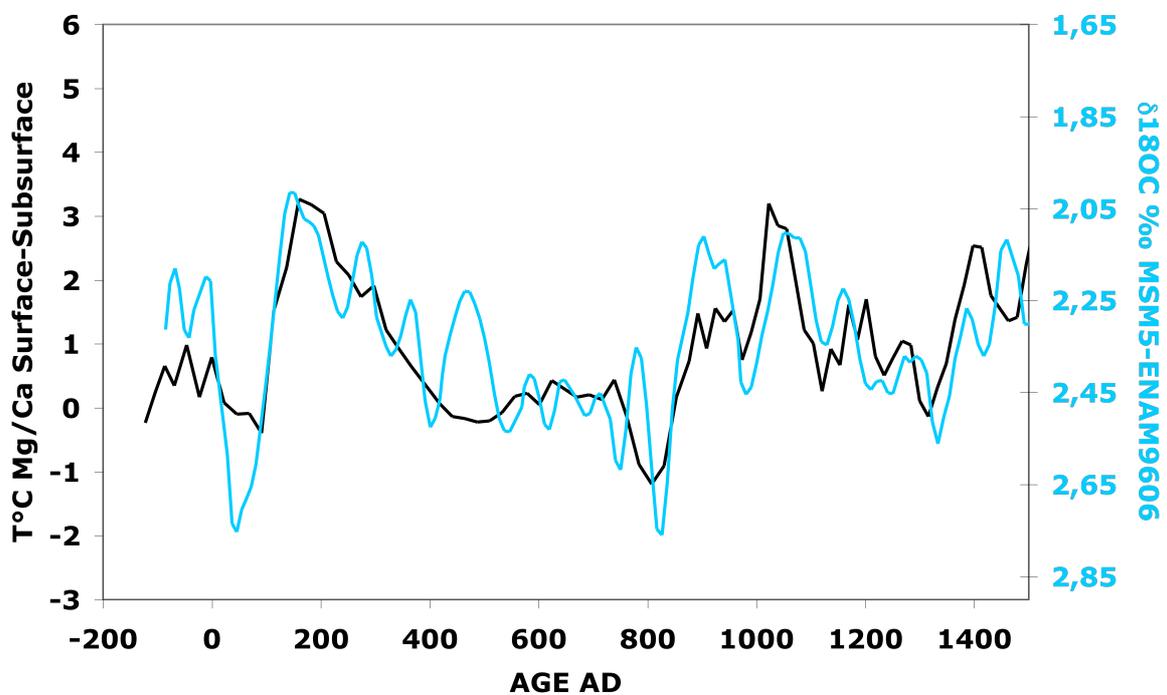


Figure VI-8 : Index de transport de chaleur entre le détroit de Fram et le chenal de Rockall en bleu / Gradient Surface-Subsurface calculé dans la CGFZ dont le modèle d'âge a subi un décalage entre 70 et 100 ans.

b) Relation Océan / atmosphère

J'ai ensuite comparé cet index de transport à la stratification calculée à partir du gradient de température Surface-subsurface dans la carotte MD08-3182, considérée comme un proxy de l'impact du vent. Si on décale le modèle d'âge de la MD08-3182 entre 70 et 100 ans avec la mer de Norvège (figure VI-7) et le détroit de Fram (Figure VI-8), on obtient de très bonne corrélation entre l'impact des vents et le transport de chaleur. En effet, plus la stratification est faible, plus l'impact du vent est important et plus le transport de chaleur est faible, et vice-versa.

Orvik and Skagseth (2003) ont montré que les variations des champs de vent influent sur l'advection des eaux de la Dérive Nord Atlantique, qui est également liée à la dynamique des gyres océaniques (*Hakkinen et al., 2011*). On peut donc émettre l'hypothèse que, sur des périodes de temps plus longues (échelle de temps pluri-décennale), l'impact des vents agit sur l'intensité de la GSP permettant un transport d'eau chaude plus ou moins important vers les hautes latitudes :

- **Durant les périodes de fortes stratifications, l'impact des vents est plus faible ce qui fait diminuer l'intensité de la GSP (Hypothèse 1) et/ou décaler le front subarctique vers l'Ouest (Hypothèse 2). La Dérive Nord Atlantique se réchauffe alors grâce à une composante plus (moins) importante de la gyre subtropicale (subpolaire) et augmente le transport de la chaleur vers les hautes latitudes.**

- **De même, durant les périodes de faible stratification, l'impact des vents est plus important ce qui augmente l'intensité de la GSP (Hypothèse 1) et/ou décale le front subarctique vers l'Est (Hypothèse 2). La Dérive Nord Atlantique se refroidit et le transport de chaleur est plus faible vers les hautes latitudes.**

J'ai également comparé les variations brutes du $\delta^{18}\text{O}_c$ des *N. pachyderma* (senestre) mesurées dans le détroit de Fram avec la stratification calculée dans la CGFZ (figure VI-9), en décalant le modèle d'âge de la MD08-3182 de 30 ans. Afin de mieux comparer la variabilité pluri-décennale, j'ai également éliminé la tendance au refroidissement à long terme de la gyre subtropicale ($\approx 1^\circ\text{C}$).

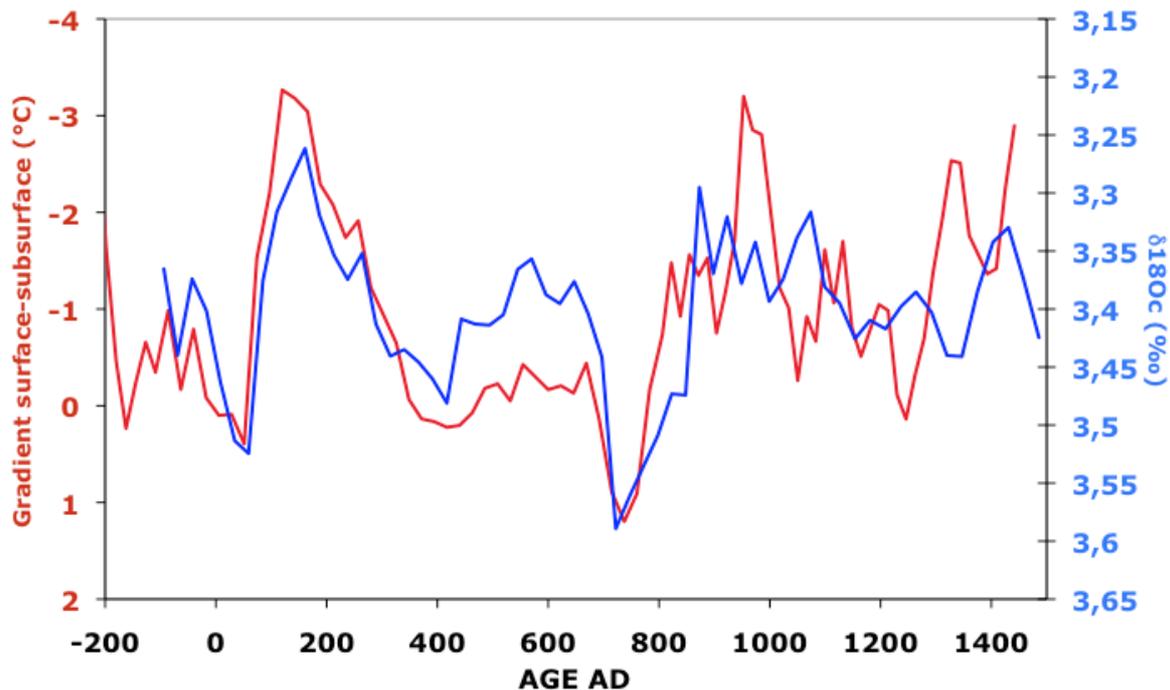


Figure VI-9 : Gradient des températures Mg/Ca surface-subsurface (lissé) de la MD08-3182 et $\delta^{18}O_e$ de *N. pachyderma* (senestre) (lissé) dans la carotte arctique, à laquelle la tendance a été retranchée. Le modèle d'âge de la carotte MD08-3182 a été décalé de 30 ans.

Les variations de $\delta^{18}O_e$ dans le détroit de Fram sont donc bien corrélées avec les variations de gradient surface-subsurface de la MD08-3182. Cela renforce le lien entre les variations de l'impact du vent dans la Fracture de Charlie Gibbs et l'advection de chaleur vers les mers Nordiques jusque dans l'océan Arctique par la Dérive Nord Atlantique.

2.2 - Discussion

a) Décalage des modèles d'âge

Le décalage du modèle d'âge compris entre 70 et 100 ans, utilisé entre la stratification et l'index de transport de chaleur (figure VI-7, VII-8), peut être légèrement supérieur aux incertitudes des modèles d'âges (moyenne de 90 ans, Annexe 7), tout particulièrement à partir de 900-1000AD où le décalage est le plus important (100ans).

Cet écart pourrait ainsi être lié à un processus physique à grande échelle temporelle, c'est à dire un délai entre l'impact des vents et le transport de chaleur, mais peut-être également dû à la valeur de l'âge réservoir de 450 ans utilisée dans la construction du modèle d'âge, probablement surestimée. Cette valeur a été déterminée en se basant sur les résultats d'un

modèle numérique, mais les incertitudes sur ces résultats sont importantes (Chapitre 4). Si on utilise une valeur des eaux de surface de 400 ans, plus jeune et caractéristique des eaux de la gyre subtropicale, le décalage des modèles d'âge est, dans ce cas, toujours compris dans les barres d'erreurs liées aux modèles d'âge des carottes de sédiment. Le transport d'eau chaude devient quasi synchrone aux variations atmosphériques, en accord avec les observations actuelles et le décalage de 15 mois (*Orvik and Skagseth, 2003*).

b) Divergence

Dans le chapitre précédent, l'index de gyre et la stratification dans la CGFZ montrent des bonnes similitudes (Figure V-13). Cependant, des divergences apparaissent entre 100BC et 300AD.

Malgré un proxy représentatif de l'impact local et non du rotationnel du vent, on remarque tout de même de bonnes similitudes entre les variations de stratification dans la CGFZ et l'index de transport de chaleur (figure VI-8 et VI-9), sans divergence apparente.

Les divergences sont donc potentiellement dues aux incertitudes liées aux modèles d'âge des 2 carottes de sédiments utilisées dans la construction de l'index de gyre, qui n'existent pas dans la reconstruction de la stratification.

2.3 - Conclusion

La région Nord-Est de l'Océan Atlantique Nord a fait l'objet de nombreuses études au cours des dernières années. En effet, c'est une région très importante pour le climat puisqu'elle permet la connexion entre les basses et les hautes latitudes. En hiver, le transport des eaux chaudes et salées vers les hautes latitudes semble varier avec la NAO. Lorsque la NAO est positive (négative), les vents sont plus forts (faibles) sur l'Atlantique Nord et les eaux se dirigeant vers les hautes latitudes ont des anomalies de températures froides (chaudes).

En été, les mécanismes sont similaires. La stratification dans la Fracture de Charlie Gibbs est un indicateur des vents, et sa comparaison avec les variations de $\delta^{18}\text{O}_c$ permet de confirmer ces processus. Plus les eaux seront stratifiées, plus l'impact du vent sera faible. La GSP est alors peu intense et/ou le front subarctique décalé vers l'Ouest, ce qui permet un apport de chaleur plus important des eaux de la gyre subtropicale vers les mers Nordiques.

L'apport plus ou moins important des eaux chaudes et salées est donc majoritairement dirigé par les variations de la GSP, elles-mêmes causées par les variations des vents.

3) Conséquence sur le climat européen

3.1 - La NAO

Les variations des vents d'Ouest semblent influencer sur l'intensité de la Gyre subpolaire et sur l'advection des eaux chaudes et salées vers les hautes latitudes. Les vents d'Ouest sont notamment gouvernés en hiver par la configuration atmosphérique due à la « North Atlantic Oscillation » (NAO) qui influence le climat européen.

Trouet et al. (2009) ont reconstruit l'indice NAO hivernal sur les 1000 dernières années à l'aide d'une reconstruction de précipitation en Ecosse (*Proctor et al.*, 2000) basée sur l'analyse géochimique des spéléothèmes, et d'une reconstruction de sécheresse au Maroc (*Esper et al.*, 2007) basée sur l'analyse des cernes d'arbre.

Leur reconstruction indique que la « Medieval Climate Anomaly » (MCA) est dominée par la NAO positive, ce qui apporte de la chaleur en Europe.

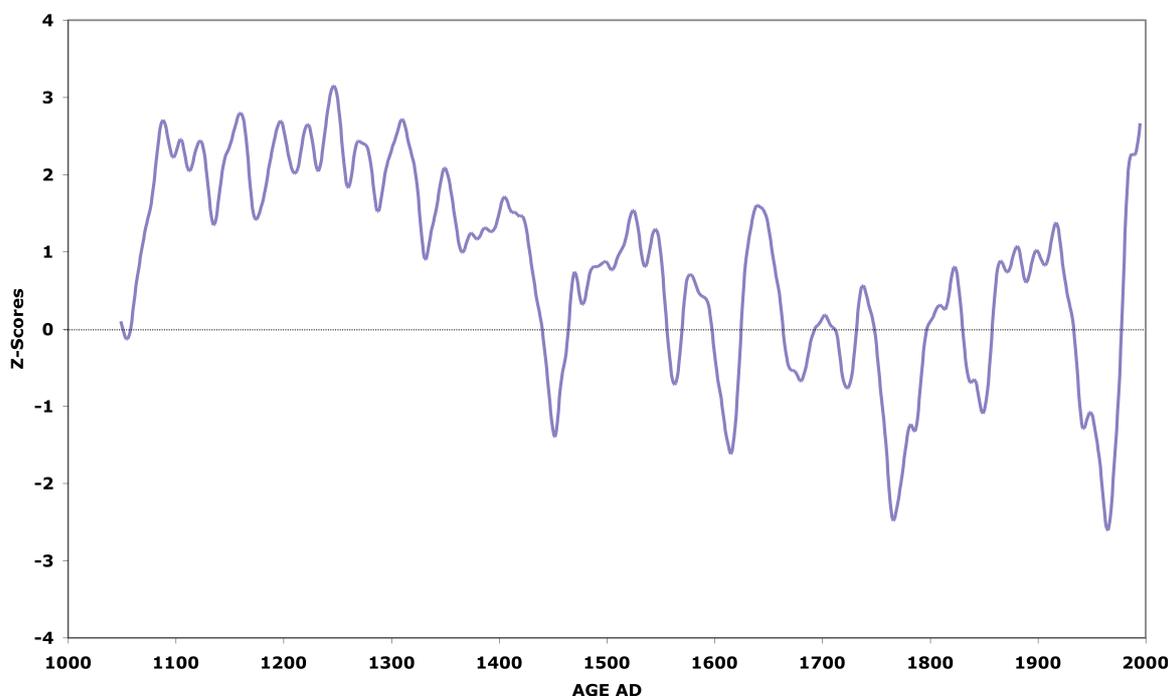


Figure VI-10 : Variation de l'indice NAO normalisé sur la période 1500-1983, période commune à plusieurs autres reconstructions (*Lutherbacher, Glueck, Cook*). Les valeurs positives (négatives) correspondent à un indice NAO positif (négatif) (*Trouet et al.*, 2009).

La stratification des masses d'eau de la CGFZ est considérée comme un indicateur de l'intensité des vents d'ouest. Cependant, le signal de stratification ne peut pas être utilisé pour estimer les conditions de NAO car les foraminifères ne se développent pas en hiver mais en été, où les configurations atmosphériques dominantes sont différentes. Néanmoins, malgré une intensité moyenne plus faible qu'en hiver, les variations d'intensité des vents d'ouest d'été pourraient également avoir un impact sur le climat européen.

3.2 - La configuration atmosphérique d'été

À partir d'observations sur la période 1950-2003, *Cassou et al.* (2005) ont déterminé les configurations atmosphériques dominantes et tout particulièrement les configurations typiques d'étés anormalement chauds, comme durant la canicule de 2003, et d'étés plus froids.

Sur les quatre configurations les plus courantes, les phases dites de « Blocking » et d'« Atlantic Low » sont les phases dominantes qui permettent des conditions de température plus élevées sur l'Europe de l'Ouest. Au contraire, la « NAO - » (estivale) ainsi que « l'Atlantic Ridge » ont plus de chance d'apporter des températures plus basses.

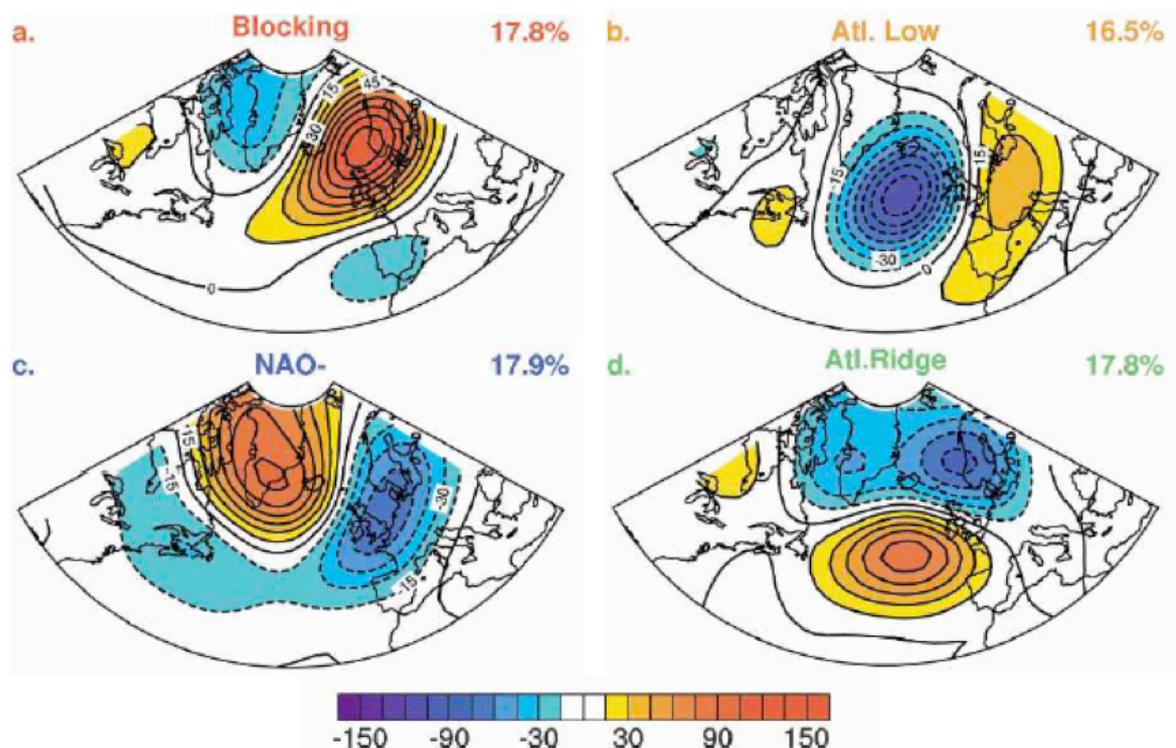


Figure VI-11 : Géopotential (500mb) selon les régimes atmosphériques dominants en été compilés de 1950 à 2003 sur le Nord de l'Atlantique et l'Europe (Cassou et al., 2005).

Goosse et al. (2011) ont étudié tout particulièrement la période comprise entre 900 et 1050 AD en Europe en simulant les configurations spatiales et saisonnières de température. La simulation consiste à utiliser un modèle de complexité intermédiaire (LOVECLIM), que l'on contraint par la technique d'assimilation de données avec deux reconstructions paléocéanographiques récentes. Ces deux reconstructions sont fondées sur différentes méthodes. La première estime les températures moyennes annuelles globales pour les 1500 dernières années à partir de cernes d'arbre, de carottes de glace, de coraux, de sédiments et de divers enregistrements climatiques dans l'Océan et sur les continents (*Mann et al.*, 2009). La deuxième reconstruction estime les températures d'été en Europe au cours des 1400 dernières années grâce aux cernes d'arbres, à des documents historiques, aux assemblages de pollen et des carottes de glace (*Guiot et al.*, 2010). Ainsi, les configurations atmosphériques prédominantes peuvent être estimées sur cette période, tout en étudiant les variabilités saisonnières.

Leurs simulations confirment qu'à l'échelle du continent Européen, le MCA n'est pas synchrone, ni dans le temps, ni dans l'espace. Les résultats du modèle suggèrent des configurations atmosphériques d'hiver similaires à la NAO positive, avec une augmentation des vents d'ouest apportant de la chaleur et de l'humidité sur le continent. Par contre, en été, les vents d'ouest seraient plus faibles.

Durant cette période, la stratification de la CGFZ enregistre un pic de forte stratification (figure V-13-a). Les vents sont donc plus faibles et compatibles avec la diminution des vents d'ouest simulée par le modèle.

La période 900-1050 est connue en Europe pour connaître des anomalies de températures plus chaudes, la « Medieval Climate Anomaly » (MCA). La configuration de blocage proposée par *Cassou et al.* (2005) semble concorder avec les résultats du modèle car elle correspond majoritairement à des étés plus chauds en Europe. Le mode blocage est très proche de la « NAO d'été » ou SNAO (pour « Summer NAO ») (*Folland et al.*, 2009). Cette configuration est semblable à la NAO positive d'hiver avec des pôles décalés vers le Nord et une plus faible extension spatiale, ce qui provoque un affaiblissement des vents dans la CGFZ d'où une augmentation de la stratification. Cependant, la configuration atmosphérique du modèle n'est pas décalée aussi fortement vers le Nord que la SNAO actuelle.

Devant les bonnes similitudes entre l'index de vent de la carotte MD08-3182 et le modèle contraint par l'assimilation de données, les autres périodes de temps ont donc été étudiées :

- La période comprise entre 50 et 300 AD enregistre des stratifications équivalentes à la période 900-1050 étudiée dans le modèle de Goosse. On peut en déduire une configuration atmosphérique similaire, apportant des températures plus élevées sur l'Europe de l'Ouest : la phase de blocage. Cette période est également considérée pour être une période plus chaude connue sous l'appellation « Roman Warm period » (RWP) en Europe.

- Durant les périodes de faible stratification (200BC-50AD ; 300-800AD), l'intensité des vents d'Ouest a augmenté. La période 300-800 est connue en Europe pour enregistrer des anomalies de température froides, et est surnommée « Dark Age Cold Period » (DACP). La diminution des températures en Europe peut s'expliquer par le contraste thermique continent-océan. En effet, contrairement à l'hiver, le continent est plus chaud que l'océan en été. Un renforcement des vents d'Ouest refroidit l'Europe. De plus, si le vent permet une extension de la Gyre subpolaire, ou une augmentation de son intensité, les températures de l'Océan diminuent, ce qui pourrait ainsi amplifier le mécanisme.

Ljungqvist (2010) a établi une reconstruction des températures de l'Hémisphère Nord couvrant les 2000 dernières années, avec une résolution décennale. Cette reconstruction est fondée sur des enregistrements obtenus à partir d'indicateurs du climat compris entre 30 et 90°N, ne prenant donc pas en compte les données tropicales. Les proxies utilisés sont divers. La reconstruction se base sur l'étude des documents historiques, des sédiments marins et lacustres, des spéléothèmes, ... Une grande majorité d'entre eux enregistrent les conditions de printemps ou d'été comme les cernes d'arbres ce qui fait tendre cette reconstruction vers des valeurs estivales (*Ljungqvist*, 2010). De plus, sur les 30 enregistrements, 10 sont localisés en Europe et au niveau de l'Islande, ce qui peut également biaiser la reconstruction et peut expliquer la bonne similitude avec le gradient surface-subsurface de la CGFZ, indicateur de vent d'Ouest.

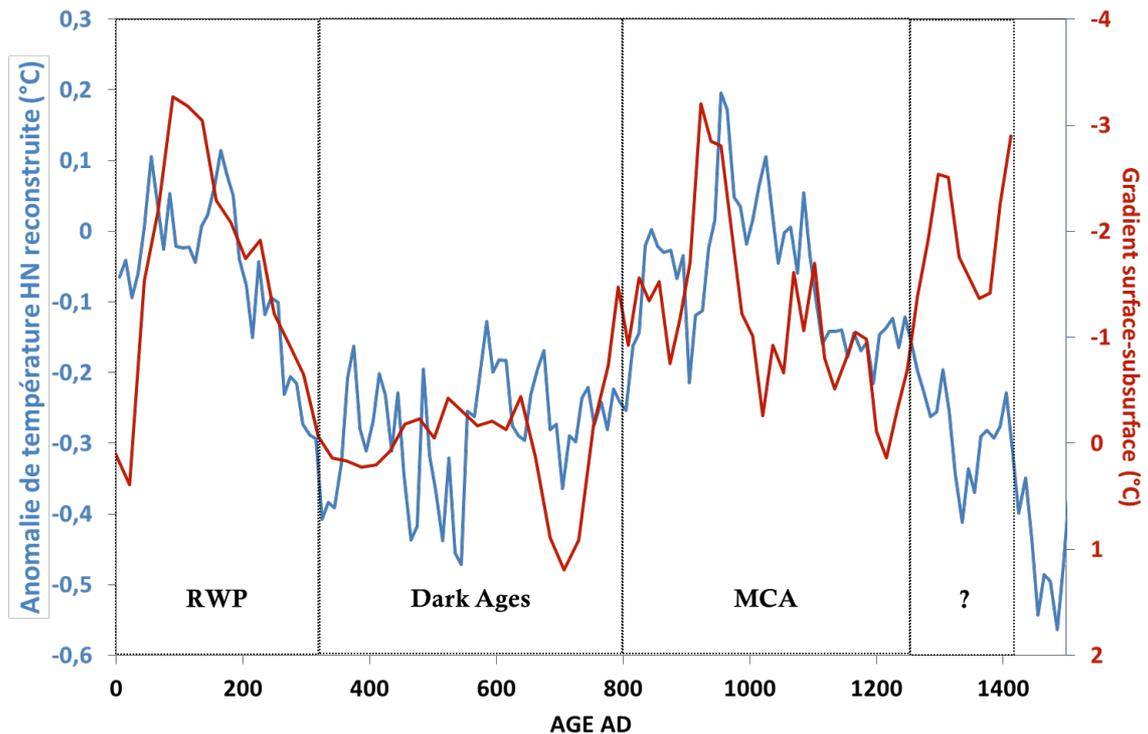


Figure VI-12 : Anomalies de température Hémisphère Nord (extra-tropicale) (Ljungqvist, 2010) en bleu / Gradient surface-subsurface, proxy de l'impact des vents dans la CGFZ en rouge.

En effet, la période 0-300 AD ainsi que la période 800-1300 enregistrent des anomalies de températures plus élevées, considérées comme étant la RWP et la MCA respectivement, qui coïncident avec une diminution des vents dans la CGFZ. Cette reconstruction est la première à montrer une MWP ayant des anomalies de chaleur similaires à la MCA, cohérent avec l'hypothèse d'une variation d'intensité des vents d'Ouest.

La période 300-800 AD est plus froide, considérée comme étant la DACP. Durant cette période, les vents sont plus intenses dans la CGFZ. Ces bonnes similitudes entre l'intensité des vents d'Ouest et cette reconstruction indiquent clairement le lien entre le vent et le climat.

Cependant, la période 1250-1350 AD où la stratification est forte, donc les vents d'Ouest plus faibles, n'expliquent pas les anomalies négatives de températures. Les saisonnalités différentes selon les proxies peuvent engendrer des divergences. De plus, ces différences peuvent être dues à la méthode de reconstruction qui ne prend pas juste en compte des enregistrements localisés sur le continent Européen mais un ensemble de proxy prélevé dans l'Hémisphère Nord extra tropical.

En conclusion, la dynamique des gyres, et tout particulièrement celle de la GSP apparaît comme étroitement liée aux vents. Les variations des vents auraient donc piloté pour une large part le transport d'eaux chaudes et salées vers les hautes latitudes pendant les deux derniers millénaires et joué un rôle sur le climat européen.

Conclusions et Perspectives

L'objectif de ma thèse était d'étudier la variabilité de la circulation méridienne dans l'Atlantique Nord au cours des 2000 dernières années. Je me suis intéressé plus particulièrement au fonctionnement des gyres subtropicales et subpolaires et à leur variabilité qui gouvernent la circulation de surface. Pour cela, je me suis basé sur l'analyse géochimique de plusieurs carottes de sédiments marins, localisées dans des régions stratégiques. La carotte MD08-3182 est située dans la CGFZ, une région clé car proche de la frontière entre les deux gyres, le front subarctique. La carotte MD99-2203 est localisée au large du Cap Hatteras, où circule le Gulf Stream et la carotte ENAM9606 dans le chenal de Rockall au Nord-Est de l'Océan Atlantique.

Nous avons, dans un premier temps, montré à partir de la composition isotopique de l'oxygène, que les différentes espèces de foraminifères analysés se développent majoritairement durant la même saison, en été. Puis nous avons établi pour chaque espèce de foraminifère des calibrations liant le rapport Mg/Ca aux températures de l'eau de mer.

Avec les outils ainsi calibrés, nous avons pu observer que les variations de température de la carotte MD99-2203 étaient similaires à celles de la carotte ENAM9606 sur toute la période d'étude (200BC à 1400AD), ce qui signifie que la Dérive Nord Atlantique poursuit son parcours vers le nord en passant par le chenal de Rockall.

La zone de fracture de Charlie Gibbs subit l'influence de la gyre subpolaire et de la gyre subtropicale. La comparaison entre les carottes MD08-3182 et ENAM9606 permet ainsi de calculer la composante relative des eaux de la GSP dans la CGFZ, ce que je nomme « indice de gyre » : plus les écarts de température augmentent (diminuent), plus la Gyre subpolaire est intense (faible) et/ou le front subarctique se décale vers l'Est (Ouest).

Grâce à l'apport de l'analyse des foraminifères planctoniques profonds, les variations de stratification de la colonne d'eau ont pu être reconstituées dans la zone de fracture de Charlie Gibbs. Ce gradient de température entre surface et subsurface est lié à l'impact des vents d'Ouest. Plus le gradient de température est faible, plus l'impact des vents est important, et vice-versa. Les bonnes similitudes entre la stratification de la zone de fracture de Charlie Gibbs et l'indice de gyre indiquent que les vents contrôlent en partie la variabilité pluri-décennale de la gyre subpolaire.

La dernière partie de ce manuscrit est consacrée aux conséquences de la dynamique des gyres sur le transport de chaleur des basses vers les hautes latitudes.

J'ai montré que les variations de la température des eaux de surface dans les mers Nordiques étaient corrélées à l'indice de stratification reconstruit dans le nord de l'Atlantique. J'ai interprété cette corrélation comme la signature de l'impact des vents sur le transport d'eaux chaudes et salées de la dérive nord atlantique vers le nord.

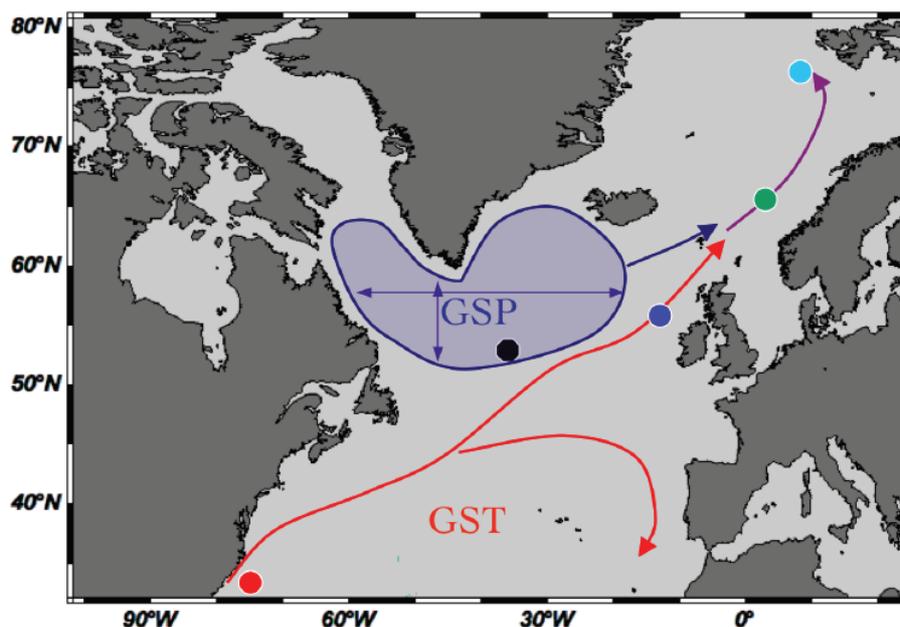


Figure VII-1 : Représentation schématique de la structure de la GSP lorsque l'impact des vents soufflant au niveau de la carotte MD08-3182 est important. La carotte MD08-3182 est indiquée en noire, la carotte ENAM9606 en bleu et la carotte MD99-2203 en rouge.

Lorsque l'impact des vents est important dans la zone de fracture de Charlie Gibbs (Figure VII-1), la gyre subpolaire est intense et/ou le front subarctique se décale vers l'Est. L'advection d'eaux chaudes et salées sera alors faible vers les mers nordiques.

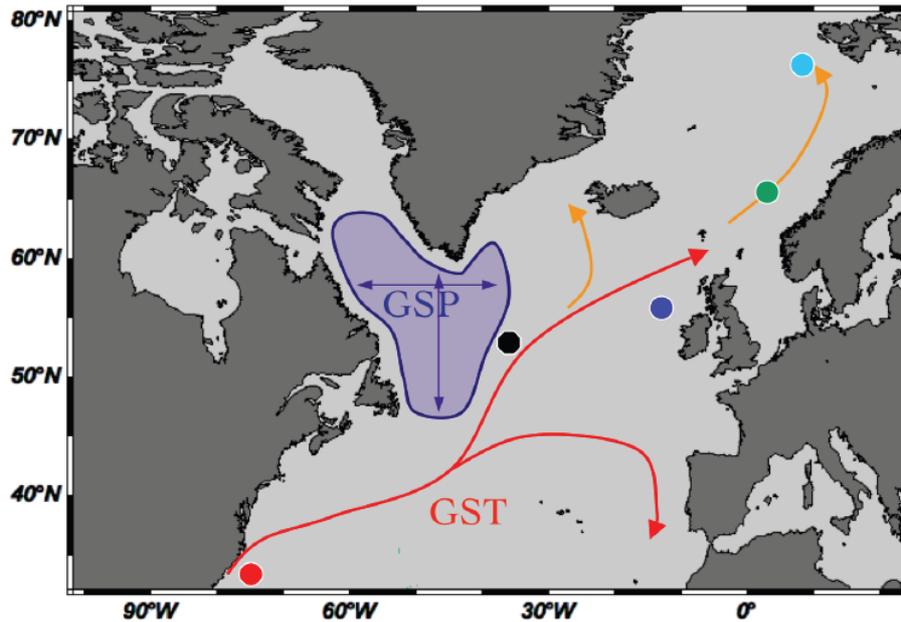


Figure VII-2 : Représentation schématique de la structure de la GSP lorsque l'impact des vents soufflant au niveau de la carotte MD08-3182 est faible. La carotte MD08-3182 est indiquée en noire, la carotte ENAM9606 en bleu et la carotte MD99-2203 en rouge.

Lorsque l'impact des vents est faible dans la zone de fracture de Charlie Gibbs (figure VII-2), la gyre subpolaire est peu intense et/ou le front subarctique se décale vers l'Ouest. L'advection d'eaux chaudes et salées sera alors importante vers les mers nordiques.

Cette dernière configuration a probablement eu lieu lors de la « Medieval Climate Anomaly ». En effet, entre ≈ 800 et 1400 AD, l'index de gyre est le plus faible de la période de temps étudiée et la stratification dans la CGFZ très importante. L'advection de chaleur vers les hautes latitudes auraient ainsi permis une fonte des glaces propice à la colonisation des vikings dans le Groenland grâce à la navigation.

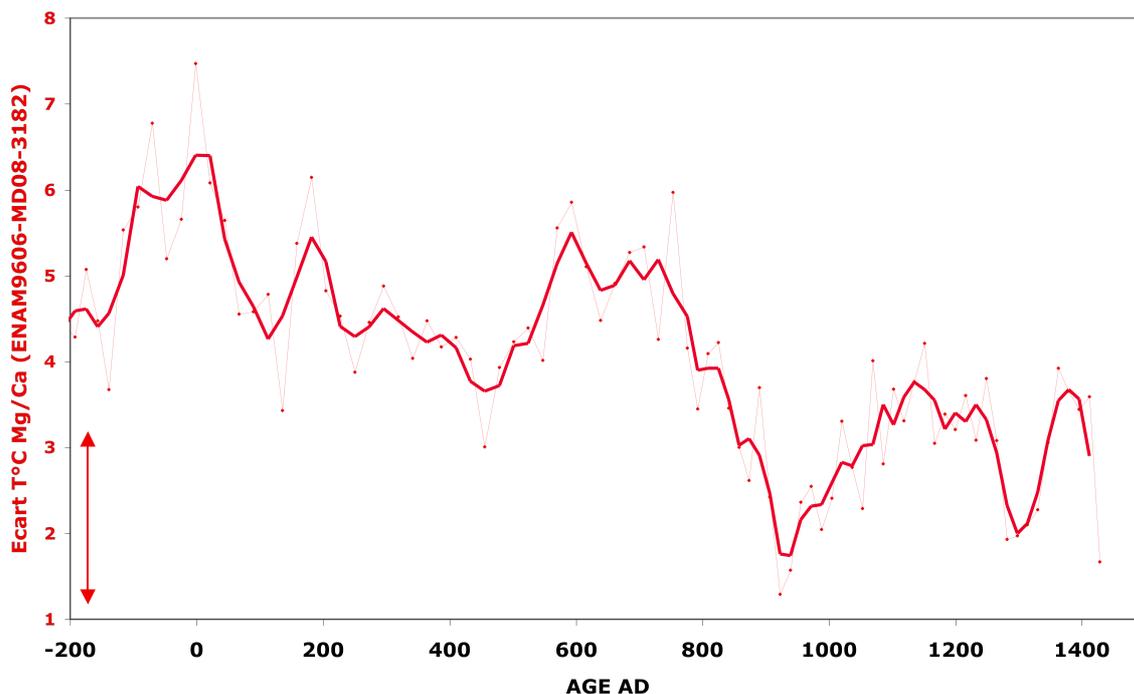


Figure VII-3 : *Ecart en température Mg/Ca en rouge entre la carotte ENAM9606 et la carotte MD08-3182 (Index de gyre).*

Les perspectives ouvertes par ce travail sont de plusieurs ordres :

1) Les outils

L'étude des deux derniers millénaires à l'aide des outils géochimiques de la paléocéanographie nécessite une meilleure compréhension de l'écophysiologie des foraminifères, notamment en terme de saison et profondeur de croissance. En effet, le rapport signal/bruit des signaux analysés est tel que la barre d'erreur doit être minimisée pour permettre l'interprétation des signaux obtenus. C'est ce que je me suis attaché à présenter dans la première partie du manuscrit. Les nouveaux indicateurs utilisés en paléocéanographie, et notamment le rapport Mg/Ca, nécessitent de mettre en œuvre des études de processus pour bien en connaître les limites. Pour cela, il est nécessaire de développer les collaborations avec les biologistes et des études de cultures de foraminifères, de pièges à sédiment ou de filets à plancton, dans la suite de ce qui a été initié dans le cadre de l'ANR Forclim.

Une autre des difficultés rencontrées dans ce travail concerne la chronologie des événements étudiés à partir de différentes carottes. Les méthodes de datation absolues pour cette période de temps sont peu nombreuses et empreintes de barres d'erreur significatives qui empêchent de tirer des conclusions sur la dynamique des événements. Les moyens à mettre en

œuvre pour remédier à cette difficulté ne sont pas triviaux mais la comparaison des données et des résultats issus de modèles numériques pourrait permettre de proposer des hypothèses de dynamiques des gyres et donc exclure certains scénarios.

2) Les autres questions à explorer

La construction d'un index de la dynamique de la gyre subpolaire permet donc de représenter la structure Est-Ouest de la gyre, en lien avec son intensité. Cependant l'utilisation de carottes de sédiments supplémentaires situées au niveau du courant d'Irminger permettrait de contraindre la limite Nord du front subarctique, ainsi que d'estimer le transport de chaleur entrant dans la gyre subpolaire.

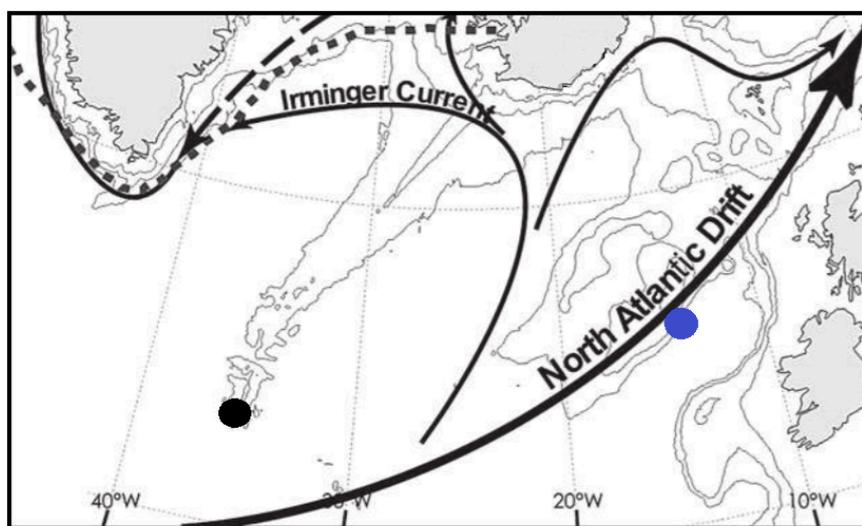


Figure VII-4 : Circulation de surface principale du Nord de l'océan Atlantique Nord. La localisation de la carotte MD08-3182 est représentée en noir et la carotte ENAM9606 en bleu. D'après Giraudeau et al., 2010.

L'étude des 2000 dernières années offre l'avantage d'étendre sur des périodes de temps longues, cohérentes avec la dynamique océanique, les observations météorologiques ou océanographiques. A ce titre, étendre le travail réalisé ici à tout l'Holocène permettrait d'étudier le fonctionnement des gyres à l'échelle de plusieurs milliers d'années en période interglaciaire et de le mettre en relation avec les modifications connues du système hydrologique (au cours du Sahara Vert par exemple). Cela permettrait également d'étudier la variabilité à basse fréquence du système de gyres et de la corrélérer avec les enregistrements connus des variations des sources d'eaux intermédiaires (Colin et al., 2010).

Mon travail s'est inscrit dans le cadre du projet européen THOR (Thermohaline circulation : at Risk ?) dont l'objectif est de quantifier la sensibilité de la circulation thermohaline au réchauffement global par une approche conjointe mesures océanographiques modernes, reconstructions paléocéanographiques et simulations numériques à haute résolution. Dans ce contexte, ma contribution a essentiellement concerné les reconstitutions des caractéristiques hydrologiques des eaux de surface pendant le dernier millénaire. Mais, à titre de curiosité, je me suis également intéressé aux liens potentiels entre mes reconstructions et les indicateurs de circulation océanique profonde. Pour cela, j'ai cherché à comparer les indicateurs de ventilation des eaux profondes (notamment la composition isotopique du Carbone des foraminifères benthiques de l'espèce *Cibicides wuellerstorfi*) avec l'indice de stratification reconstruit dans le chapitre 5. Je n'ai malheureusement pas disposé d'assez de temps pour comprendre la corrélation très claire entre ces deux signaux.

En effet, le $\delta^{13}\text{C}$ semble varier en fonction de l'intensité des vents (figure VII-5). Une augmentation de vent approfondit la couche de mélange et augmente la concentration de nutriment en surface. Cet apport plus important en nutritif permettrait un bloom du phytoplancton et donc une augmentation de matières organiques riche en ^{12}C . Cette matière organique plonge et se dégrade en profondeur ce qui diminue le $\delta^{13}\text{C}$. Or le $\delta^{13}\text{C}$ est maximum lorsque les vents sont plus intenses. La productivité n'explique donc pas les variations.

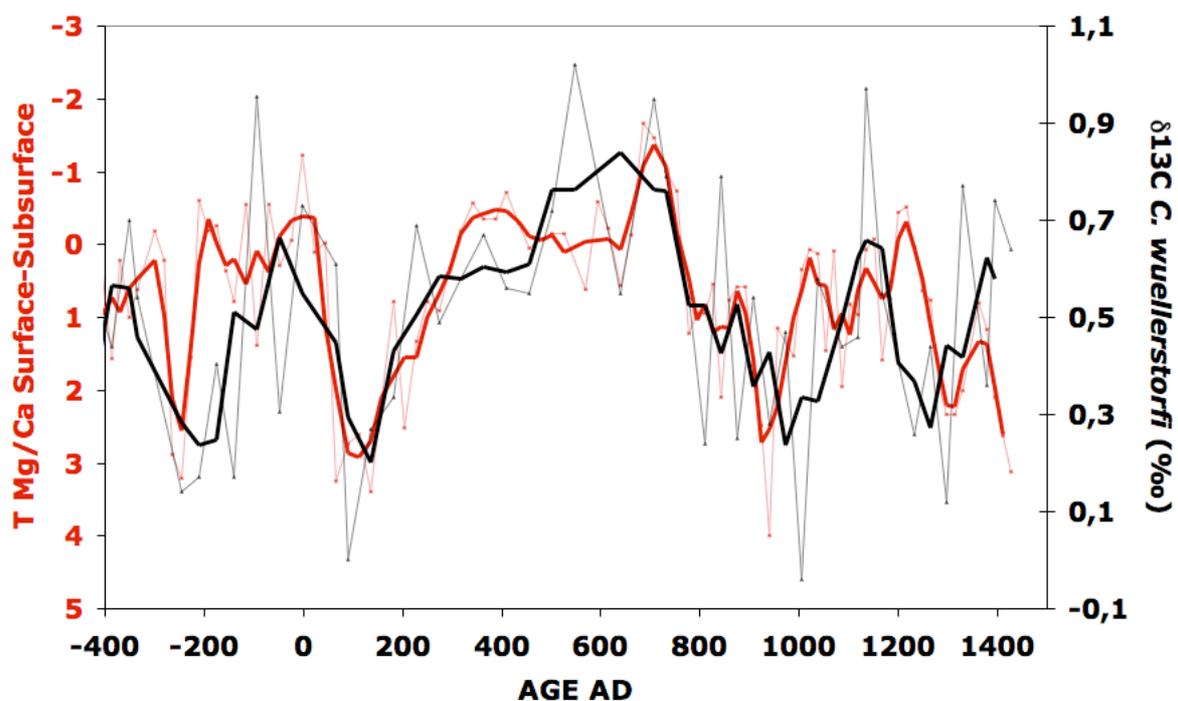


Figure VII-5 : Variation du gradient surface-subsurface en rouge (axe inversé) et $\delta^{13}\text{C}$ du foraminifère benthique *C. wuellerstorfi* en noir.

Au contraire, si on considère ce signal comme le résultat d'un changement d'intensité de la circulation profonde, plus les vents sont forts (faibles) dans la CGFZ, plus la convection est intense (faible) ce qui est cohérent avec une augmentation (diminution) d'intensité de la GSP et du NAC (*de Boisséson, 2010 ; Orvik and Skagseth, 2003*).

Cependant les variations du $\delta^{13}\text{C}$ dans la CGFZ ont des amplitudes trop fortes (environ 1‰) pour n'être que la conséquence d'un changement d'intensité de la circulation. Il se pourrait qu'il y ait plusieurs facteurs s'ajoutant les uns aux autres pour pouvoir expliquer une si forte amplitude.

L'apport du $\delta^{13}\text{C}$, sur les 2000 dernières années, de plusieurs autres carottes de sédiments notamment dans la mer de Norvège ou dans le bassin Ouest de l'océan Atlantique permettrait de mieux comprendre les variations du $\delta^{13}\text{C}$ dans la CGFZ, et ainsi de mieux interpréter les bonnes corrélations entre la stratification et le $\delta^{13}\text{C}$ benthique.

Ces mesures confirment que la variabilité de la circulation océanique au cours des derniers millénaires a été beaucoup plus importante qu'on ne pouvait le supposer pour une période interglaciaire.

Références bibliographiques

- Anand, P.** (2003). Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography*, 18(2). doi:10.1029/2002PA000846
- Antonov, J. I., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, A. V. Mishonov, and H. E. Garcia** (2006). World Ocean Atlas 2005, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 62, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182 pp.
- Arbuszewski, J., deMenocal, P., Kaplan, A., & Farmer, E. C.** (2010). On the fidelity of shell-derived $\delta^{18}\text{O}$ seawater estimates. *Earth and Planetary Science Letters*, 300(3-4), 185-196. doi:10.1016/j.epsl.2010.10.035
- Bard, E., Raisbeck, G. M., Yiou, F., & Jouzel, J.** (2000). Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus B*, 52(3), 985-992. doi:10.1034/j.1600-0889.2000.d01-7.x
- Barker, S.** (2003). A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(9), 1-20. doi:10.1029/2003GC000559
- Barker, Stephen, & Elderfield, Henry.** (2002). Foraminiferal calcification response to glacial-interglacial changes in atmospheric CO₂. *Science (New York, N.Y.)*, 297(5582), 833-6. doi:10.1126/science.1072815
- Bé, A. W. H.**, An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera, in *Oceanic Micropaleontology*, vol. 1, edited by A. T. S. E. Ramsay, pp. 1-100, Academic press, London, 1977.
- Bemis, B. E., Spero, Howard J., Bijma, Jelle, & Lea, David W.** (1998). Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, 13(2), 150. doi:10.1029/98PA00070
- Bentov, S., & Erez, J.** (2005). Novel observations on biomineralization processes in foraminifera and implications for Mg/Ca ratio in the shells. *Geology*, 33(11), 841. doi:10.1130/G21800.1
- Bijma, J., Spero, H J, & Lea, D W.** (1999). Reassessing Foraminiferal Stable Isotope Geochemistry: Impact of the Oceanic Carbonate System (Experimental Results), (1947), 489-512.
- Böning, C. W., Scheinert, M., Dengg, J., Biastoch, a, & Funk, a.** (2006). Decadal variability of subpolar gyre transport and its reverberation in the North Atlantic overturning. *Geophysical Research Letters*, 33(21), 1-5. doi:10.1029/2006GL026906
- Bouvier-Soumagnac, Y., & Duplessy, J.-C.** (1985). Carbon and oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera from laboratory culture, plankton tows and Recent sediment; implications for the reconstruction of paleoclimatic conditions and of the global carbon cycle. *The Journal of Foraminiferal Research*, 15(4), 302-320. doi:10.2113/gsjfr.15.4.302

- Bradley, R.S.**, Briffa, K. R., Cole, J., Hughes, M.K., & Osborn, T. J. (2003). The climate of the last millennium. *Paleoclimate, Global Change and the Future*, 105–141. Springer, Berlin. Retrieved from http://pages-osm.org/download/PAGES_Paleoclimate_Book/H_chapter6.pdf
- Broecker, W. S.** (2001). PALEOCLIMATE: Was the Medieval Warm Period Global? *Science*, 291(5508), 1497-1499. American Association for the Advancement of Science. doi:10.1126/science.291.5508.1497
- Brown, S. J., & Elderfield, H.** (1996). Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg-dependent dissolution. *Paleoceanography*, 11(5), 543. doi:10.1029/96PA01491
- Cassou, C.**, Terray, L., & Phillips, A. S. (2005). Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *Journal of Climate*, 18(15), 2805-2811. doi:10.1175/JCLI3506.1
- Cléroux, C.**, Cortijo, Elsa, Duplessy, Jean-Claude, & Zahn, R. (2007). Deep-dwelling foraminifera as thermocline temperature recorders. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8(4), 1061-6. doi:10.1029/2006GC001474
- Cléroux, C.**, Cortijo, Elsa, Anand, P., Labeyrie, Laurent, Bassinot, F., Caillon, N., & Duplessy, Jean-Claude. (2008). Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera: Proxies for upper water column temperature reconstruction. *Paleoceanography*, 23(3), 1-16. doi:10.1029/2007PA001505
- Cléroux, C.** (2007), Variabilité au cours des derniers 20 000 ans de l'hydrologie de l'Atlantique tropical Nord et de l'activité du Gulf Stream à partir de la composition isotopique de l'oxygène et de la composition en éléments trace des foraminifères planctoniques profonds, Université Paris XI.
- Colin, C.**, N. Frank, K. Copard, and E. Douville (2010), Neodymium isotopic composition of deep-sea corals from the NE Atlantic: implications for past hydrological changes during the Holocene, *Quaternary Science Reviews*, 29(19-20), 2509-2517, doi:10.1016/j.quascirev.2010.05.012.
- Conan, S. M.-H., & Brummer, G. J. A.** (2000). Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(9-11), 2207-2227. doi:10.1016/S0967-0645(00)00022-9
- De Boisseson, E.** (2010), Les Eaux Modales du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord: origine, formation, variabilité. Université de Bretagne Occidentale.
- Davis, J.C.** (1986). *Statistics and Data Analysis in Geology*. 2nd edition. John Wiley and Sons. New York. 646 pp.
- Denton, G., & Broecker, W.** (2008). Wobbly ocean conveyor circulation during the Holocene? *Quaternary Science Reviews*, 27(21-22), 1939-1950. Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.quascirev.2008.08.008
- Druffel, E. R. M.**, Robinson, L. F., Griffin, S., Halley, R. B., Southon, J. R., & Adkins, J. F. (2008). Low reservoir ages for the surface ocean from mid-Holocene Florida corals. *Paleoceanography*, 23(2), 1-7. doi:10.1029/2007PA001527
- Elderfield, H.** (2002). The relationship between shell size and Mg/Ca, Sr/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, and $\delta^{13}\text{C}$ of species of planktonic foraminifera. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(8), 1055-1066. doi:10.1029/2001GC000194

- Elderfield, H., & Ganssen, G.** (2000). Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature*, 405(6785), 442-5. doi:10.1038/35013033
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. and Urey, H.,** 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 64(11): 1315-1326.
- Erez, J.** (2003). The Source of Ions for Biomineralization in Foraminifera and Their Implications for Paleoceanographic Proxies. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 54(1), 115-149. doi:10.2113/0540115
- Esper, J., Frank, D., Büntgen, U., Verstege, A., Luterbacher, J., & Xoplaki, E.** (2007). Long-term drought severity variations in Morocco. *Geophysical Research Letters*, 34(17). doi:10.1029/2007GL030844
- Ethé, C., Aumont O., Foujols M.A. and Lévy M.** (2006). NEMO reference manual, tracer component : NEMO-TOP. Preliminary version. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 28 ISSN No 1288-1619
- Farmer, E. J., M. R. Chapman, and J. E. Andrews** (2008), Centennial-scale Holocene North Atlantic surface temperatures from Mg/Ca ratios in *Globigerina bulloides*, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(12), 1-15, doi:10.1029/2008GC002199.
- Farmer, E. J., Chapman, M. R., & Andrews, J. E.** (2011). Holocene temperature evolution of the subpolar North Atlantic recorded in the Mg/Ca ratios of surface and thermocline dwelling planktonic foraminifers. *Global and Planetary Change*. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.02.003
- Folland, C. K., Knight, J., Linderholm, H. W., Fereday, D., Ineson, S., & Hurrell, J. W.** (2009). The Summer North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future. *Journal of Climate*, 22(5), 1082. doi:10.1175/2008JCLI2459.1
- Garcia, H. E., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, and J. I. Antonov** (2006). World Ocean Atlas 2005, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate). S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 64, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 396 pp.).
- Girardeau, J., Grelaud, M., Solignac, S., Andrews, J. T., Moros, M., & Jansen, E.** (2010). Millennial-scale variability in Atlantic water advection to the Nordic Seas derived from Holocene coccolith concentration records. *Quaternary Science Reviews*, 29(9-10), 1276-1287. doi:10.1016/j.quascirev.2010.02.014
- Goosse, H., Guiot, J., Mann, M. E., Dubinkina, S., & Sallaz-Damaz, Y.** (2011). The medieval climate anomaly in Europe: Comparison of the summer and annual mean signals in two reconstructions and in simulations with data assimilation. *Global and Planetary Change*. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.07.002
- Guiot, J., Corona, C., & ESCARSEL members.** (2010). Growing season temperatures in Europe and climate forcings over the past 1400 years. *PloS one*, 5(4), e9972. doi:10.1371/journal.pone.0009972
- Hátún, H., Sandø, A. B., Drange, H., Hansen, B., & Valdimarsson, H.** (2005). Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation. *Science (New York, N.Y.)*, 309(5742), 1841-4. doi:10.1126/science.1114777
- Häkkinen, S., & Rhines, P. B.** (2004). Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s. *Science (New York, N.Y.)*, 304(5670), 555-9. doi:10.1126/science.1094917
- Häkkinen, S., P. B. Rhines, and D. L. Worthen** (2011), Warm and saline events embedded in

- the meridional circulation of the northern North Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, 116(C3), 1-13, doi:10.1029/2010JC006275. [online]
- Hughen, K.**, Baillie, M., Bard, E., & Beck, J. (2004). Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46(3), p 1059-1086.
- Hut, G.**, Consultants group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations, *Vienna, Austria, 16-18 September 1985; IAEA report*, (1987).
- IPCC**, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, US
- Joyce, T. M.**, Deser, C., & Spall, M. a. (2000). The Relation between Decadal Variability of Subtropical Mode Water and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13(14), 2550-2569. doi:10.1175/1520-0442(2000)
- Lamb, H. H.** (1965). The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 13-37. doi:10.1016/0031-0182(65)90004-0
- Lamb, H. H.** (1977). *Climatic History and the Future*, Princeton: Princeton University Press, Vol. 2 1985.
- Lea, David W.**, Mashiotto, T. a, & Spero, Howard J. (1999). Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(16), 2369-2379. doi:10.1016/S0016-7037(99)00197-0
- Ljungqvist, F. C.** (2010). A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical northern hemisphere during the last two millenia. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 92(3), 339–351. Wiley Online Library. Retrieved from <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1468-0459.2010.00399.x/abstract>
- Locarnini, R. A.**, A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, and H. E. Garcia (2006). World Ocean Atlas 2005, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C., 182 pp.
- Lombard, F.**, Labeyrie, L., Michel, E., Bopp, L., Cortijo, E., Retailleau, S., Howa, H., et al. (2011). Simulating the growth and distribution of planktic foraminifer using an ecophysiological multi-species model. *Biogeosciences Discussions*, 8(1), 1-49. doi:10.5194/bgd-8-1-2011
- Lund, D. C.**, & **Curry, W.** (2006). Florida Current surface temperature and salinity variability during the last millennium. *Paleoceanography*, 21(2). doi:10.1029/2005PA001218
- Madec G.** (2008). NEMO ocean engine. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27 ISSN No 1288-1619.
- Mann, M. E.**, Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, Raymond S, Hughes, Malcolm K, Shindell, D., Ammann, C., et al. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science (New York, N.Y.)*, 326(5957), 1256-60. doi:10.1126/science.1177303
- Mathien-Blard, E.**, & **Bassinot, F.** (2009). Salinity bias on the foraminifera Mg/Ca thermometry: Correction procedure and implications for past ocean hydrographic

reconstructions. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(12). doi:10.1029/2008GC002353

- Monge Soares, A.M., & Alveirinho Dias, J. M.** (2006). Coastal upwelling and radiocarbon-evidence for temporal fluctuations in ocean reservoir effect off Portugal during the Holocene. *Radiocarbon*, 48(1), 45–60.
- Monge Soares, A.M., & Matos Martins, J. M.** (2010). Radiocarbon dating of marine samples from Gulf of Cadiz: The reservoir effect. *Quaternary International*, 221(1-2), 9-12. doi:10.1016/j.quaint.2009.10.012
- Nurnberg, D., Bijma, J., & Hemleben, C.** (1996). Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(5), 803-814. doi:10.1016/0016-7037(95)00446-7
- Nyland, B. F., E. Jansen, H. Elderfield, and C. Andersson** (2006), Neogloboquadrina pachyderma (dex. and sin.) Mg/Ca and δ 18 O records from the Norwegian Sea, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(10), doi:10.1029/2005GC001055.
- Oomori, T., Kaneshima, H., Maezato, Y., & Kitano, Y.** (1987). Distribution coefficient of Mg²⁺ ions between calcite and solution at 10–50°C. *Marine Chemistry*, 20(4), 327-336. doi:10.1016/0304-4203(87)90066-1
- Orvik, K. A., & Skagseth, Ø.** (2003). The impact of the wind stress curl in the North Atlantic on the Atlantic inflow to the Norwegian Sea toward the Arctic. *Geophysical Research Letters*, 30(17), 1-4. doi:10.1029/2003GL017932
- Proctor, C. J., Baker, a, Barnes, W. L., & Gilmour, M. a.** (2000). A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. *Climate Dynamics*, 16(10-11), 815-820. doi:10.1007/s003820000077
- Reimer, P., Baillie, M., Bard, E., & Bayliss, A.** (2004). IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46(3), 1029-1058. Retrieved from <http://darchive.mblwhoilibrary.org:8080/handle/1912/4366>
- Retailleau, S.** (2009), Ecologie des foraminifères planctoniques du golfe de Gascogne: variations spatio-temporelles des assemblages et géochimie de leurs tests, Université d'Angers.
- Richter, T. O., Peeters, F. J. C., & van Weering, T. C. E.** (2009). Late Holocene (0–2.4kaBP) surface water temperature and salinity variability, Feni Drift, NE Atlantic Ocean. *Quaternary Science Reviews*, 28(19-20), 1941-1955. Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.quascirev.2009.04.008
- Rohling, E. J.** (2000). Paleosalinity: confidence limits and future applications. *Marine Geology*, 163(1-4), 1-11. doi:10.1016/S0025-3227(99)00097-3
- Rohling, E. and Cooke, S.,** (2002). Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. *Modern Foraminifera*, 500: 600.
- Rosenthal, Y., Lohmann, G. P., Lohmann, K. C., & Sherrell, R. M.** (2000). Incorporation and preservation of Mg in Globigerinoides sacculifer: implications for reconstructing the temperature and 18 O/ 16 O of seawater. *Paleoceanography*, 15(1), 135. doi:10.1029/1999PA000415
- Ruiz, J., & Navarro, G.** (2006). Upwelling spots and vertical velocities in the Gulf of Cádiz: An approach for their diagnose by combining temperature and ocean colour remote sensing. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(11-13), 1282-1293. doi:10.1016/j.dsr2.2006.04.006

- Russell, A. D.,** Hönisch, B., Spero, Howard J., & Lea, David W. (2004). Effects of seawater carbonate ion concentration and temperature on shell U, Mg, and Sr in cultured planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(21), 4347-4361. doi:10.1016/j.gca.2004.03.013
- Salgueiro, E.,** Voelker, A., Abrantes, F., Meggers, H., Pflaumann, U., Lončarić, N., González-Álvarez, R., et al. (2008). Planktonic foraminifera from modern sediments reflect upwelling patterns off Iberia: Insights from a regional transfer function. *Marine Micropaleontology*, 66(3-4), 135-164. doi:10.1016/j.marmicro.2007.09.003
- Sandø, a B., & Furevik, T.** (2008). Relation between the wind stress curl in the North Atlantic and the Atlantic inflow to the Nordic Seas. *Journal of Geophysical Research*, 113(C6), 1-16. doi:10.1029/2007JC004236
- Shackleton, N.** (1974). Attainment of isotope equilibrium between ocean water and the benthic foraminifera Genus *Uvigerina*: isotope changes in the océan during the last glacial, Les méthodes quantitative d'étude des variations du climat au cours du Pleistocene. Colloques Internationaux de Centre National de la Recherche Scientifique CNRS, Paris: 203-210.
- Schiebel, R.,** Barker, S, Lendt, R., Thomas, H., & Bollmann, J. (2007). Planktic foraminiferal dissolution in the twilight zone. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54(5-7), 676-686. doi:10.1016/j.dsr2.2007.01.009
- Sejrup, H. P.,** H. Haflidason, and J. T. Andrews (2011), A Holocene North Atlantic SST record and regional climate variability, *Quaternary Science Reviews*, doi:10.1016/j.quascirev.2011.07.025.
- Sicre, M.,** Jacob, J., Ezat, U., Rouse, S., Kissel, C., Yiou, P., Eiriksson, J., et al. (2008). Decadal variability of sea surface temperatures off North Iceland over the last 2000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 268(1-2), 137-142. doi:10.1016/j.epsl.2008.01.011
- Soares AMM.** (1993). The ^{14}C content of marine shells: evidence for variability in coastal upwelling off Portugal during the Holocene. In: *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. Vienna: International Atomic Energy Agency (IAEA). p 471–85.
- Solanki, S. K.,** Usoskin, I. G., Kromer, B., Schüssler, M., & Beer, J. (2004). Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, 431(7012), 1084-7. doi:10.1038/nature02995
- Spielhagen, R. F.,** Werner, K., Sørensen, S. A., Zamelczyk, K., Kandiano, Evguenia, Budeus, G., Husum, K., et al. (2011). Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic Water. *Science (New York, N.Y.)*, 331(6016), 450-3. doi:10.1126/science.1197397
- Sverdrup, H.** (1947), Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 33(11), 318.
- Stuiver, M.,** Pearson, G. W. & Braziunas, T. (1986). Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal BP. *Radiocarbon* 28(2B), 980–1021.
- Stuiver, M and Braziunas T F** (1993). Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon* 35:137-189.

- Stuiver, M., & Reimer, P. J.** (1993). Extend 14C data base and revised Calib 3.014C age Calibration program, 35(1), 215-230.
- Széréméta, N.** (2004). Oversampling of sedimentary series collected by giant piston corer: Evidence and corrections based on 3.5-kHz chirp profiles. *Paleoceanography*, 19(1), 1507. doi:10.1029/2002PA000795
- Thierry, V., de Boisséson, E., & Mercier, H.** (2008). Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge during 1990–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(C4). doi:10.1029/2007JC004443
- Thornalley, D. J. R., Elderfield, H., & McCave, I. N.** (2009). Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *Nature*, 457(7230), 711-714.
- Tolderlund, D. S., Bé, A. W. H., & Be, A. W. H.** (1971). Seasonal Distribution of Planktonic Foraminifera in the Western North Atlantic. *Micropaleontology*, 17(3), 297. doi:10.2307/1485143
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D., & Frank, D. C.** (2009). Persistent positive North Atlantic oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science (New York, N.Y.)*, 324(5923), 78-80. doi:10.1126/science.1166349
- de Villiers, S.** (2002). An intensity ratio calibration method for the accurate determination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(1), 1507. doi:10.1029/2001GC000169
- Werner, K., Spielhagen, R. F., Bauch, D., Hass, H. C., Kandiano, Evgeniya, & Zamelczyk, K.** (2011). Atlantic Water advection to the eastern Fram Strait — Multiproxy evidence for late Holocene variability. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308(3-4), 264-276. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.palaeo.2011.05.030

Annexes

ANNEXE 1 : Le calcul de régression linéaire

Afin de déterminer la profondeur d'habitat et de calcification des foraminifères étudiés dans ce manuscrit, j'ai comparé les températures isotopiques de plusieurs dizaines de sommets de carottes de sédiment avec les températures relevées dans le Word Ocean Atlas 2005 pour chaque profondeur via le calcul de régression linéaire.

La droite de régression linéaire par les moindres-carrées est appropriée quand il y a une incertitude sur le variable y. Si les deux variables x et y sont mesurées ou données avec des erreurs, la méthode de régression linéaire RMA ou « Reduced Major Axis » est recommandée (Davis, 1986).

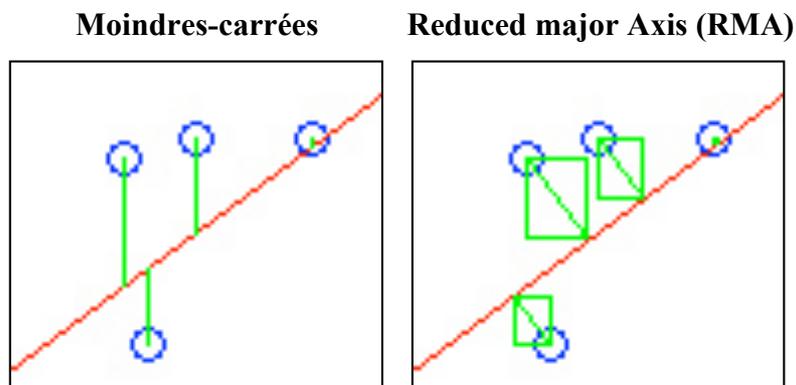


Figure A1 : Comparaison entre deux méthodes de régression linéaire : les moindres carrés et la « Reduced Major Axis ».

Dans ce cas-la, c'est l'aire des triangles formés par les lignes verticales et horizontales qui est sommée et minimisée (Figure A1). La méthode RMA est donc tout à fait appropriée car il existe des incertitudes sur les températures isotopiques (en x) reconstruites mais également sur les températures Atlas mesurées (en y).

La pente de la droite de régression linéaire est définie comme l'écart-type de la température isotopique par rapport à celui de la température mesurée : $a = \sigma(T_{\text{Iso}}) / \sigma(T_{\text{Atlas}})$

ANNEXE 2 : Protocole de préparation des échantillons pour la mesure des rapports Mg/Ca dans les foraminifères et mesure à l'ICP-AES

Ce protocole s'inspire largement de celui utilisé à Cambridge [Barker *et al.*, 2003]. Il est écrit pour des échantillons de type *G. bulloides*. Il préconise l'utilisation de tube "non-relargueur" de Mg avant les étapes impliquant de l'acide.

1. Pesée des foraminifères

Selon Cambridge, la méthode est assez sensible pour l'analyse de 2 ou 3 foraminifères. Cependant afin d'obtenir de bonnes statistiques il est préférable d'utiliser au moins 20 individus par échantillon.

- 1) Transférer les foraminifères à l'aide d'un pinceau fin et sec dans une capsule inox.
- 2) Peser les échantillons en utilisant une microbalance.
- 3) Noter le poids des foraminifères.

2. Le broyage

L'objectif de cette étape est d'ouvrir les loges des foraminifères afin de facilement vider l'intérieur des loges au cours des étapes de nettoyages qui suivront. Pour cela, il faut écraser l'échantillon délicatement entre deux plaques de verre. Il faut faire attention à ne pas écraser trop finement : plus il sera fin, plus il y a de risque de perte résultera de perte d'échantillon au cours du nettoyage.

- 1) Déposer une goutte d'eau ultra pure sur une des plaques de verre et y insérer les foraminifères de l'échantillon.
- 2) Déposer la seconde plaque sur la première et exercer une pression pour permettre l'ouverture des chambres.
- 3) Relever la plaque de verre supérieure et regrouper tous les fragments sur la plaque inférieure.

4) Retirer les particules siliceuses, les argiles, les oxyhydroxides de ferromanganèse... (les contaminants visibles).

5) Avec un pinceau humide, transférer les fragments dans un microtube de 0,5mL propre.

3. Extraction des argiles

Cette étape permet d'éliminer les argiles, la matière organique et les contaminants incorporés aux tests de foraminifères.

1) Introduire 500 μ L d'eau UHQ dans chaque micro tube afin de mettre en suspension les particules d'argile (faire disparaître les bulles d'air).

2) Attendre 30 secondes pour permettre aux carbonates de sédimenter dans le fond.

3) À l'aide d'une pipette 500 μ L, aspirer l'eau au-dessus de l'échantillon

Après ces étapes, tous les tubes doivent contenir environ 10 à 20 μ L d'eau.

4) Passer les échantillons aux ultrasons 2 minutes. (Ceci permet la séparation des argiles toujours présentes à la surface des tests).

Des argiles en suspension apparaissent sous la forme d'un résidu laiteux juste au-dessus de l'échantillon.

5) Avec une pipette de 500 μ L, ajouter de l'eau ultra pure dans chaque tube (pour agiter l'échantillon et mettre en suspension des argiles toujours fixées).

6) Attendre que l'échantillon se soit redéposé au fond du tube. Cette étape prendra quelques secondes. Après cette étape, la partie de l'échantillon restante sera principalement contaminée par des particules silicatées.

7) Retirer (aspirer) l'eau au-dessus de l'échantillon contenant les argiles.

8) Renouveler les étapes de (4) à (7), 4 fois. Répéter encore si des argiles en suspension sont toujours visibles après passage aux ultrasons.

Après ces étapes de nettoyage à l'eau, on utilisera l'éthanol qui permet de mettre en suspension les argiles les plus récalcitrantes. La faible viscosité de l'éthanol permet de détacher le matériel toujours attaché aux tests de carbonates.

9) Introduire 250 μ L d'éthanol à chaque échantillon.

- 10) Passer 2 minutes aux ultrasons.
- 11) Utiliser le vortex (lab dancer) pour mettre en suspension les argiles.
- 12) Attendre quelques secondes (30'') que l'échantillon repose au fond du tube et retirer l'éthanol.
- 13) Répéter les étapes 9 à 12, 1 fois.
- 14) Répéter les étapes 5 à 7 afin d'enlever l'éthanol, 2 fois.

4. Extraction de la matière organique

1) Ajouter 250 μ L d'H₂O₂ à 0,3% (*) à chaque tube. Fermer les capsules des tubes hermétiquement, les disposer et les sécuriser dans un porte échantillons avec couvercle afin d'éviter que les tubes s'ouvrent lorsqu'ils seront sous pression.

2) Placer le porte échantillons dans un bain d'eau bouillante pendant 10 minutes (se servir d'un chronomètre). À 2'30'' et à 7'30'', retirer et secouer le porte échantillons pour enlever les bulles de condensation. À 5 minutes, passer les échantillons 30 secondes aux ultrasons puis les remettre aux bains d'eau bouillante après les avoir débarrassés des bulles d'air formées. (Retirer les bulles permet de maintenir le contact entre le réactif et l'échantillon.

3) À la fin des 10 minutes, centrifuger les échantillons pendant 1 minute à 10000tr/min, pour enlever les bulles et plaquer les foraminifères au fond du tube.

4) Retirer l'eau oxygénée à l'aide d'une pipette.

5) Répéter les étapes 1 à 3.

6) Rincer les échantillons à l'eau ultra pure 2 fois en veillant à rincer le bouchon (avec une pipette de 500 μ L).

(*) Préparée à partir de NaOH à 0.1M (100 μ L d'H₂O₂ 30% dans 10mL de NaOH 0.1M)

5. Attaque à l'acide faible

Un acide dilué est utilisé afin de retirer des contaminants incorporés à la surface des fragments de test.

1) Ajouter 250 μ L d'HNO₃ 0.001M à chaque échantillon.

2) Passer 30 secondes aux ultrasons.

3) Retirer rapidement l'acide

4) Ajouter avec une pipette de 500 μ L de l'eau UHQ rapidement afin d'éviter une dissolution excessive des carbonates.

5) Retirer le surplus d'eau.

6) Répéter les étapes 4 et 5.

7) En utilisant une pipette de 10 μ L, retirer avec précaution le reste de solution pour chaque échantillon (essayer de ne pas laisser plus de 10 μ L).

À la fin de cette étape, les échantillons peuvent être stockés en attendant l'analyse.

Mesure à l'ICP-AES

6. Calibration des concentrations

Étalonner l'ICP-AES à partir de solutions standards dont les concentrations en éléments (Ca, Mg, Sr, Fe, K, Al, Ba, Li, Mn, Na, Ti, Zn) sont connues.

7. Dissolution des échantillons

Cette étape doit être réalisée juste avant le passage des échantillons à l'ICP-AES. Un contact trop prolongé (supérieur au temps nécessaire pour dissoudre les carbonates) entre l'acide de dissolution et l'échantillon pouvant contenir des silicates ou du matériel non carbonaté pourrait entraîner un fort risque de contamination par relargage d'élément dans la solution.

Tous les volumes doivent être précisément pipetés pour cette étape.

1) Ajouter 350 μ L d' HNO_3 0.075M (Pour les gros échantillons 500 μ L peuvent être ajoutés).

2) Passer quelques instants aux ultrasons en fonction des échantillons (vérifier si les échantillons sont bien dissous). Au cours de cette étape, tapoter les échantillons contre la paille afin de faire s'échapper les bulles de CO_2 et de permettre à la dissolution de se faire correctement.

3) Dès que la production de CO_2 cesse, secouer l'échantillon pour mélanger.

4) Centrifuger les échantillons (10000 tour/min pendant 2 minutes) pour déposer au fond les petites particules de silices toujours présentes.

5) Transférer 300 μ L de la solution dans un tube propre, en laissant 50 μ L au fond de l'ancien tube.

8. Première dilution

La procédure d'analyse à l'ICP-AES suit la procédure de de Villiers et al. (2002). La méthode pour la mesure de Mg/Ca et Sr/Ca en utilisant un ICP-AES Vista-Pro requiert, pour une précision et une justesse optimales, des solutions contenant une concentration connue de Ca comprise entre 60 et 100 ppm, et utilise une solution de \sim 350 μ L par analyse.

Deux passages pour chaque échantillon sont nécessaires : un premier pour déterminer la concentration en Ca de l'échantillon, et un second à une concentration optimum de Ca pour déterminer le rapport Mg/Ca et Sr/Ca à une concentration optimale de Ca. Les échantillons dissous doivent être dilués afin de conserver suffisamment de matériel pour les deux passages.

Pour les échantillons contenus dans 300 μ L d'HNO₃ à 0,075M après centrifugation, une dilution d'un facteur 5 doit être faite avant le 1er passage à l'ICP-AES, suivie par une dilution du reste de l'échantillon en fonction de la concentration de Ca désirée.

- 1) Préparer une série de tubes propres pour la dilution
- 2) Ajouter 280 μ L d'HNO₃ à 0,075M à chaque tube
(Ou 250 μ L pour une dilution de facteur 3 si on a ajouté 500 μ L au départ).
- 3) Ajouter 70 μ L (125 μ L) d'échantillon afin d'obtenir une dilution de facteur 5 (facteur 3)
Si dilution /5 (par 3) il reste 230 μ L (325 μ L) d'échantillon pour le 2^{ième} passage

Un pipetage précis des volumes est nécessaire afin d'assurer une estimation correcte de la concentration en Ca et des dilutions effectuées avant le 2^{ième} passage à l'ICP-AES.

9. Premier passage à l'ICP

Les échantillons sont analysés une première fois à l'ICP-AES afin de déterminer leur concentration en Ca.

10. Deuxième dilution

Afin d'optimiser la détermination des rapports entre les éléments, les échantillons doivent avoir les mêmes concentrations en Ca que les solutions standards utilisées pour calibrer l'ICP-AES (voir étape suivante).

1) Calculer pour chaque échantillon la quantité d'acide et d'échantillon nécessaire à l'obtention de la concentration désirée en s'assurant que la solution finale est un volume compris entre 350 μL et 500 μL .

2) Préparer une série de tubes propres pour la dilution

3) Ajouter le volume calculé d' HNO_3 à 0,075M à chaque tube

4) Ajouter le volume calculé d'échantillon

11. Deuxième passage à l'ICP-AES et calibration des rapports d'éléments

1) Calibrer les rapports entre les éléments à l'aide de solutions standards ayant les concentrations en Ca correspondantes à celles des échantillons.

2) Passer les échantillons

ANNEXE 3 : Principe de fonctionnement de l'ICP-AES, spectromètre d'émission atomique par plasma à couplage inductif :

La spectrométrie d'émission repose sur l'observation des photons émis par les éléments lors du passage de l'état excité à l'état désexcité. Les photons sont caractéristiques d'un élément.

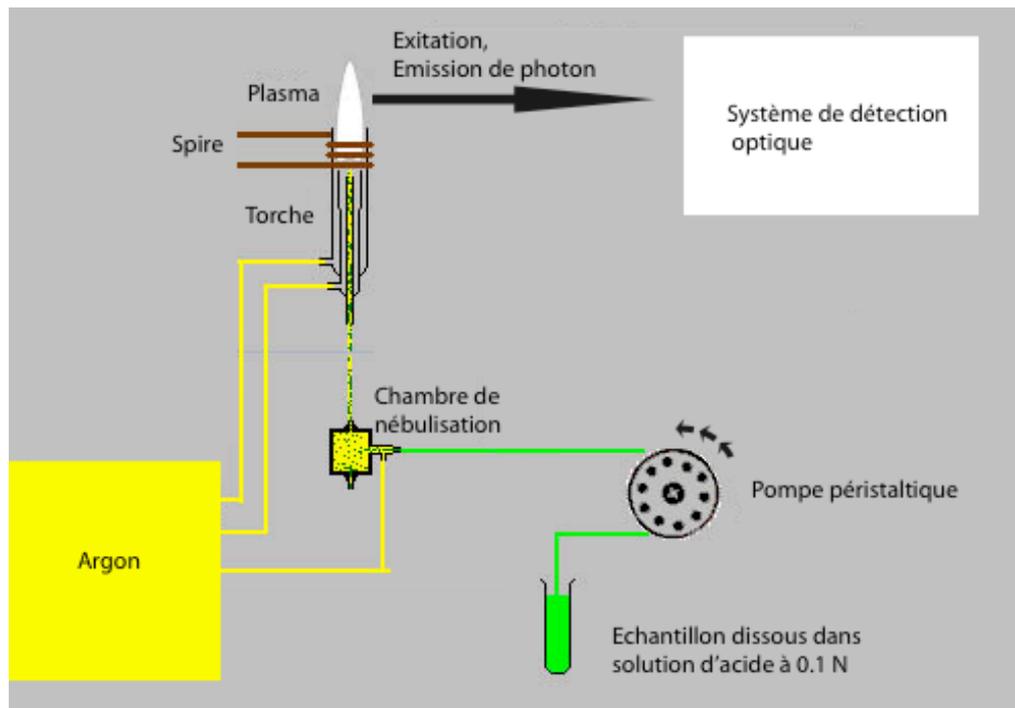


Figure A2 : Représentation schématique de l'ICP-AES.

L'échantillon dissous est entraîné vers la chambre de nébulisation par le flux d'argon. La circulation de l'échantillon est contrôlée par la pompe péristaltique. Les micro-gouttelettes d'échantillons formées dans la chambre de nébulisation sont transportées jusqu'à la torche où le plasma ionise les éléments contenus dans l'échantillon. Lorsque les ions retournent à leur état non excité, ils émettent un photon caractéristique détecté par un écran CCD. L'information reçue par les détecteurs est transmise au système informatique.

ANNEXE 4 : Protocole de mesure

Protocole de mesure isotopique

Les analyses de composition isotopique de l'oxygène ont été réalisées sur des échantillons mono-spécifiques. Pour obtenir un bon rapport signal/bruit, chaque échantillon doit peser au minimum 60 µg.

Après avoir trié les foraminifères, ils sont nettoyés dans un bain de méthanol puis placés dans une cuve à ultrason pour enlever les argiles et autres impuretés.

Après évaporation du méthanol, les foraminifères sont placés dans des tubes en verre et sont grillés sous vide à 380°C durant 30min dans le but d'éliminer la matière organique. Les échantillons sont ensuite analysés au spectromètre de masse à source gazeuse.

Protocole de nettoyage des échantillons (Mg/Ca)

Les échantillons sont nettoyés en suivant un protocole chimique strict afin de se débarrasser de toutes les phases pouvant contenir du Mg et du Ca comme les argiles, la matière organique ou les oxydes métalliques.

Plusieurs protocoles de nettoyage existent dans la littérature, mais les résultats peuvent engendrer une différence de rapport Mg/Ca de 40% selon les produits chimiques utilisés (*Levi, 2003*). Une calibration n'est donc valide que pour un protocole donné. Le protocole de nettoyage utilisé dans cette thèse est celui de *Barker et al (2003)* (Annexe 2). Les mesures de Mg/Ca sont réalisées par spectrométrie d'émission atomique par plasma à couplage inductif (ICP-AES, Annexes 3) selon le protocole de *De Villiers et al. (2002)*. D'autres éléments traces comme l'Aluminium, le Fer ou encore le Potassium sont mesurés par ICP-AES dans le but de révéler la présence de pollution ou d'un nettoyage insuffisant de l'échantillon, ce qui permet, lors de l'analyse des résultats, d'exclure d'éventuels niveaux pollués.

ANNEXE 5 : Récapitulatif des carottes utilisées pour la calibration Mg/Ca

G. bulloides

Carotte	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	T (30-75m) (°C)	S (30-75m) (psu)	d ¹⁸ O _{sw} (‰)	d ¹⁸ O _r (‰)	T _{iso (30-75m)} (°C)	Mg/Ca (mmol.mol ⁻¹)
MD95-2017	53;02.56'N	33;31.51 W	3100	8,89	34,86	0,19	1,59	8,01	1,92
MD08-3182	52;41.99'N	35;56.15W	3757	8,87	34,86	0,19	1,73	7,43	2,25
RaPID-12-1K	62;05.43'N	17;49.18W	1938	9,37	35,20	0,38	1,66	8,48	2,39
F II KR 03	57; 55' 59"N	29; 7' 59"W	2215	9,86	35,04	0,29	1,45	9,01	1,93
F II KR 01	52; 16' 48"N	35; 15W	3886	8,87	34,86	0,19	1,27	9,30	2,07
MD03- 2674	56; 21' 55"N	27; 48' 51"W	2829	10,58	35,09	0,32	1,39	9,35	2,40
M200309	55 39.1'N	13 59.13'W	2548	10,31	35,40	0,49	1,38	10,09	2,31
CH69-K9	41;45'4N	47;21'N	4100	12,90	35,40	0,49	1,26	10,58	2,12
MD95-2005	57;02'N	10;03.83 W	2130	10,99	35,32	0,44	1,2	10,65	2,62
NA 87-22	55; 30'N	14; 30'W	2161	10,33	35,39	0,49	1,24	10,66	2,38
F I KR 02	58; 4' 48"N	10; 43' 12"W	2005	10,70	35,31	0,44	1,17	10,76	2,47
SU 90 37 S	55;06.7'N	20;44.0W	2676	10,09	35,28	0,42	1,08	11,06	2,16
F I KR 10	55; 36'N	14; 28' 48"W	2216	10,33	35,39	0,49	0,99	11,72	2,20
FI 73 139 c	54;38.2'N	16;21'3 W	2209	10,63	35,39	0,49	0,75	12,74	2,61
MD 95-2039	40;34.71'N	10;20.91 W	3381	14,36	35,89	0,76	0,81	13,68	2,39
MD95-2002	47;27.12'N	08;32.03 W	2174	11,75	35,53	0,56	0,60	13,71	2,82
SU90 02 P	40;34.05'N	30;56.67 W	2220	15,55	36,02	0,84	0,51	15,30	3,18
SU90 06 P	40;5 N	32 W	2478	15,50	36,04	0,85	0,51	15,35	3,17
MD 95-2040	40; 34' 55"N	9; 51' 40"W	2465	14,15	35,81	0,72	0,27	15,83	3,03
SU90 08 P	43;30' N	30;35 W	3080	14,63	35,90	0,77	0,27	16,06	3,36
SU90 03 P	40;30'N	32;W	2475	15,83	36,08	0,87	0,24	16,64	3,27

G. inflata

Carotte	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	T (30-75m) (°C)	S (30-75m) (psu)	d ¹⁸ O _{sw} (‰)	d ¹⁸ O _r (‰)	T _{iso (30-75m)} (°C)	Mg/Ca (mmol.mol ⁻¹)
MD08-3182	52;41.99;N	35;56.15W	3757	7,44	34,88	0,20	1,73	8,15	1,25
MD03-2678	58;76N	25;96W	2603	8,60	35,16	0,36	1,85	8,31	1,387
RaPID-12-1K	62;05.43'N	17;49.18W	1938	8,01	35,21	0,39	1,85	8,40	1,42
MD95-2017	53;02.56' N	33;31.51 W	3100	7,38	34,89	0,20	1,62	8,60	1,31
FII KR01	52; 16' 48"N	35; 15W	3886	7,44	34,88	0,20	1,47	9,20	1,35
FI KR 02	58; 4' 48"N	10; 43' 12"W	2005	9,53	35,32	0,45	1,64	9,51	1,42
MD95-2005	57;02'N	10;03.83 W	2130	9,75	35,33	0,45	1,52	10,01	1,60
FI KR 10	55; 36'N	14; 28' 48"W	2216	9,85	35,39	0,48	1,53	10,11	1,15
SU90-37S	55;06.7'N	20;44.0W	2676	9,55	35,29	0,43	1,42	10,33	1,17
FI 73 139 c	54;38'2 N	16;21'3 W	2209	10,12	35,40	0,49	1,43	10,53	1,19
MD95-2002	47;27.12N	08;32.03 W	2174	11,26	35,54	0,57	1,32	11,32	1,41
CH69-K09	41;45'4N	47;21'N	4100	12,54	35,52	0,56	1,19	11,83	1,40
MD95-2039	40;34.71 N	10;20.91 W	3381	13,41	35,87	0,75	1,14	12,87	1,29
SU90-06 P	42; N	32;4 W	3510	14,62	35,96	0,80	0,98	13,76	1,45
SU90-08	43;30' N	30;35 W	3080	13,79	35,82	0,72	0,87	13,88	1,62
INMD68 BX6	34;48.3 N	28;21.5 W	2520	14,78	35,99	0,82	0,96	13,92	1,79
SU90-02 P	40;34.05 N	30;56.67 W	2220	13,74	35,95	0,79	0,89	14,11	1,68
INMD42 BX8	28;34.4 N	46;21.4 W	3774	15,28	36,03	0,84	0,84	14,53	1,88
KS12	36;42.79'N	08;31.39'W	1120	15,06	36,06	0,86	0,78	14,86	1,84
SU90-03 P	40;30'N	32;W	2475	13,21	36,00	0,82	0,72	14,97	1,69
INMD52 P	31;31,9' N	37;52 W	3631	16,37	36,19	0,93	0,71	15,48	1,67
INMD48 BX1	29;48.8' N	43;13.3 W	2836	16,14	36,16	0,91	0,67	15,57	2,00

G. ruber

Carotte	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	T (30-75m) (°C)	S (30-75m) (psu)	d ¹⁸ O _{sw} (‰)	d ¹⁸ O _f (‰)	T _{iso} (30-75m) (°C)	Mg/Ca (mmol.mol ⁻¹)
MD95-2002	47;27.12'N	08;32.03 W	2174	16,14	35,52	0,56	0,34	16,44	2,09
paleo SU 9006P	42; N	32;4 W	3510	20,34	36,03	0,84	0,00	19,21	2,96
paleo SU 9007P	42;3N	32;21W	3290	19,79	35,96	0,80	-0,05	19,27	3,02
paleo SU 9002P	40;34.05' N	30;56.67 W	2220	20,52	36,06	0,86	-0,06	19,57	3,20
paleo SU 9008P	43;30' N	30;35 W	3080	18,99	35,88	0,76	-0,29	20,15	3,04
KS12	36;42.79'N	08;31.39'W	1120	19,87	36,28	0,98	-0,08	20,18	3,71
MD95-2038	37;45N	20;11W	2310	21,31	36,31	1,00	-0,12	20,45	2,84
paleo SU 9003P	40;30'N	32;W	2475	20,84	36,10	0,88	-0,27	20,62	3,00
paleo SU 9004P	41;N	32;W	2865	20,84	36,10	0,88	-0,42	21,30	3,33
INMD68BX,6	34;48.3' N	28;21.5 W	2520	23,07	36,53	1,12	-0,27	21,71	3,61
INMD48BX,1	29;48.8'N	43;13.3 W	2836	25,78	37,01	1,39	-0,48	23,94	4,59
MD02-2575	29;0'6"N	87;7'8"W	847	27,24	35,60	0,60	-1,27	23,95	3,86
MD99-2203	34;58.38'N	75;12.06W	618	26,91	35,96	0,80	-1,42	25,60	4,43
CHO 288-54	17;25.6' N	77;39.4' W	1020	28,83	35,95	0,80	-2,06	28,67	5,35

Annexe 6 : Calcul des incertitudes

Les incertitudes estimées dans cette étude sont calculées selon le GUM (Guide of Uncertainty of Measure). La loi de propagation des erreurs est appliquée pour estimer l'incertitude de chaque paramètre. Elle est donnée par :

$$u_c^2(y) = \sum_{i=1}^n \left[\frac{\partial f}{\partial x_i} \right]^2 u^2(x_i) + 2 \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \left[\frac{\partial f}{\partial x_i} \frac{\partial f}{\partial x_j} \right] u(x_i) u(x_j) r(x_i, x_j)$$

Où u_c représente l'incertitude combinée et x_i et x_j les paramètres jouant sur l'incertitude du paramètre y . L'incertitude sur le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite de foraminifère est fonction de l'incertitude de la reproductibilité des échantillons de foraminifères au spectromètre de masse. Ces incertitudes sont de l'ordre de 0,15‰ pour les foraminifères planctoniques *G. bulloides* dans la MD08-3182. La reproductibilité des échantillons est estimée par la « pooled standard deviation » (PSD) qui est calculée par la formule suivante :

$$S_{pooled} = \left(\frac{\sum_{i,j=1}^{n,m} (\delta_i - \bar{\delta}_j)^2}{n - m} \right)^{0,5}$$

Où $\delta_i - \bar{\delta}_j$ est la déviation des répliques δ_i de leur moyenne respective et $n-m$ représente le degré de liberté (le nombre de répliques - le nombre de moyennes reportées).

L'incertitude sur la température provient essentiellement des erreurs sur les calibrations entre la température isotopique et le rapport Mg/Ca à laquelle s'ajoute l'erreur analytique due à la mesure du rapport Mg/Ca. L'erreur sur l'estimation du rapport Mg/Ca dépend de la reproductibilité des mesures sur les tests des foraminifères. Cette reproductibilité est calculée de la même manière que pour les $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite grâce à la PSD. L'incertitude sur le rapport Mg/ca des foraminifères *G. bulloides* de la carotte MD08-3182 est de 0,18 mmol.mol⁻¹. L'incertitude sur la calibration est environ 1,1°C pour les calibrations de *G. bulloides* inférieures à 11°C, ce qui engendre une incertitude estimée sur la température d'environ 1,4°C.

L'incertitude sur le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ est estimée de la même manière, en utilisant la loi de propagation des incertitudes sur l'équation réorganisée des paléotempératures de *Shackelton* (1974) :

$$T_{\text{Mg/Ca}} = 16,9 - 4,38 * [\delta^{18}\text{O}_f + 0,27 - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}] + 0,1 * [\delta^{18}\text{O}_f + 0,27 - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}]^2$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} = \delta^{18}\text{O}_f + 0,27 - 5 * [4,38 * (4,38^2 - (0,4 * (16,9 - T_{\text{Mg/Ca}}))]^{1/2}$$

L'ensemble de ces incertitudes sont récapitulées dans le tableau suivant :

Isigma	Foraminifre planctonique			Foraminifre planctonique profond		
	MD08-3182 <i>G. bulloides</i>	KS12 <i>G. ruber</i>	MD99-2203 <i>G. ruber</i>	MD08-3182 <i>G. inf lata</i>	KS12 <i>G. inf lata</i>	MD99-2203 <i>P. obliquoculata</i>
Erreur $\delta^{18}\text{O}_c$	0,15	0,16	0,16	0,27	0,17	0,32
Reproductibilité Mg/Ca	0,18	0,36	0,18	0,09	0,24	
Erreur Calibration	1,14	1,19	1,19	0,47	0,78	
Erreur T_iC Mg/Ca	1,40	1,47	1,30	0,86	1,05	
Erreur $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$	0,50	0,53	0,48	0,40	0,39	

Tableau A1 : Récapitulatif des erreurs des reconstructions de températures et de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ pour les foraminifères de chaque carotte de sédiment.

ANNEXE 7 : Datation ^{14}C et conversion en âge calendaire (années AD)

Carotte MD99-2203 :

Profondeur (cm)	âge 14C (BP)	ΔR	âge cal sup BP	âge cal inf BP	âge cal BP	âge cal mean AD	écart à la moyenne
10*	940±30	0	492	614	553	1397	61
30*	920±40	0	469	614	542	1409	73
50*	1310±60	0	712	972	842	1108	130
60	820±40	0	357	521	439	1511	82
100	1065±25	0	558	677	618	1333	60
155	1360±40	0	786	1000	893	1057	107
200	1880±25	0	1344	1508	1426	524	82
245	2660±50	0	2181	2515	2348	-398	167
263	2800±45	0	2376	2691	2534	-584	158

* Non compris dans la construction du modèle d'âge

Carotte MD08-3182 :

Profondeur (cm)	âge 14C (BP)	ΔR	âge cal inf BP	âge cal sup BP	âge cal BP	âge cal mean AD	écart à la moyenne
0	965±30	50	473	570	522	1429	49
40	1665±30	50	1088	1259	1174	777	86
80	2495±30	50	1977	2201	2089	-139	112
110	2920±30	50	2514	2728	2621	-671	107

Carotte KS12 :

Profondeur (cm)	âge 14C (BP)	ΔR	âge cal inf BP	âge cal sup BP	âge cal BP	âge cal mean AD	écart à la moyenne
7	810±45	65	271	382,5	494	1568	112
101	1030±30	100	456	545,5	635	1405	90
151	1500±30	360	592	707	822	1243	115
200	1550±30	250	710	833	956	1117	123