



HAL
open science

Relations entre surface océanique et composition isotopique des précipitations antarctiques : simulation pour différents climats

Gilles Delaygue

► **To cite this version:**

Gilles Delaygue. Relations entre surface océanique et composition isotopique des précipitations antarctiques : simulation pour différents climats. Autre. Université de droit, d'économie et des sciences - Aix-Marseille III, 2000. Français. NNT : . tel-00002821

HAL Id: tel-00002821

<https://theses.hal.science/tel-00002821>

Submitted on 14 May 2003

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.

UNIVERSITE DE DROIT, D'ECONOMIE ET DES SCIENCES D'AIX-
MARSEILLE (AIX-MARSEILLE III)

N° 00 AIXIII 0049

**RELATIONS ENTRE SURFACE OCEANIQUE ET COMPOSITION
ISOTOPIQUE DES PRECIPITATIONS ANTARCTIQUES :
SIMULATION POUR DIFFERENTS CLIMATS.**

THESE

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE DROIT, D'ECONOMIE ET
DES SCIENCES D'AIX-MARSEILLE**

Discipline :

Géosciences de l'Environnement

présentée et soutenue publiquement par

Gilles DELAYGUE

le 25 février 2000

Directeur de thèse:

Edouard BARD

Jury :

Gavin SCHMIDT (rapporteur)

Laurent LABEYRIE (rapporteur)

Laurence VIDAL

Christophe GENTHON

Jean JOUZEL

Edouard BARD

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

Rapporter un travail de longue haleine, fait d'impasses autant que de bonnes surprises, n'est pas facile. J'ai pris le parti (ou je ne pouvais faire autrement) d'une synthèse assez pédagogique, simplifiée donc, avec des schémas originaux, essayant de clarifier le comportement, assez obscur pour moi, des isotopes de l'eau (et quand les deux jouent à la fois, bonjour les dégats...). Dans la limite de mes capacités, j'ai essayé d'ajouter des informations techniques, des résultats précis, qui ne figurent pas dans les papiers, notamment dans les annexes. Il reste bien sûr beaucoup d'informations non consignées, de simulations non rapportées, mais l'essentiel doit être là.

Mes remerciements vont tout d'abord à Edouard Bard, pour la confiance qu'il m'a accordée en me proposant ce travail, et pour m'avoir fait découvrir le monde de la paléoclimatologie en partageant avec passion ses connaissances (livresques !). A Jean Jouzel ensuite, qui m'a accueilli chaleureusement et m'a initié (a essayé au moins) aux isotopes de l'eau et à la glaciologie. Qu'ils me permettent aussi de souligner leur rigueur et honnêteté scientifiques, des valeurs rares ...

Et puis pêle-mêle, et en oubliant du monde, je remercie Valérie, pour son soutien enthousiaste et sa disponibilité, Michel et Olivier pour leur initiation à la spectrométrie, le groupe palyno puis l'équipe du 259 et enfin Lakdhar pour m'avoir gentiment fait une place, Michel et Brigitte pour leurs coups de gueule, Didier pour ses explications lumineuses, Guillemette et Cat pour les picnics 'spectro', Gaëlle, Fred et Nico pour me rappeler qu'il y a une vie après la thèse, Marie-Magdeleine pour sa veille administrative et pour avoir négocié mes retards, Didier et Pierre pour m'avoir fait découvrir les richesses géologiques de la région, Greg pour celles de ses chemins verticaux, et de façon générale le CEREGE, le LSCE et Saint-Jérôme où j'ai toujours été bien accueilli.

A la lumière du Sud ...

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	p.4
1ERE PARTIE: L'ENREGISTREMENT ISOTOPIQUE DES GLACES ANTARCTIQUES: LE FORAGE PROFOND DE VOSTOK.....	p.6
2EME PARTIE: VARIATIONS DE L'ORIGINE DES PRECIPITATIONS ANTARCTIQUES ET INFLUENCE SUR LE THERMOMETRE ISOTOPIQUE.....	p.25
3EME PARTIE: MODELISATION DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE OCEANIQUE DE L'OXYGENE : LE ROLE DU BILAN HYDROLOGIQUE.....	p.86
4EME PARTIE: INFLUENCE DES CONDITIONS OCEANIQUES SUR L'EXCES EN DEUTERIUM EN ANTARCTIQUE.....	p.144
REFERENCES	p.169
ANNEXES.....	p.187
TABLE DES MATIERES.....	p.213

INTRODUCTION

Ce travail se situe dans le contexte de la paléoclimatologie, l'étude des climats passés. Le réchauffement global ("Global Warming") de la surface de la planète, prévu à l'horizon de quelques décades suite à l'augmentation anthropique de l'effet de serre, est devenu un objet de débat mondial et nécessite des décisions politiques au niveau international (IPCC, 1995). La connaissance des mécanismes climatiques est donc plus que jamais à l'ordre du jour. L'étude des climats et de leurs variations, à l'échelle de quelques dizaines de milliers d'années dans ce travail, peut sembler inadaptée par rapport aux changements actuels. Pourtant elle nous renseigne sur au moins trois points. Sur les différents *modes de fonctionnement* de la "machinerie terrestre", c'est-à-dire ses différents états d'équilibre, difficiles à définir compte tenu de leur forte variabilité. Sur les *mécanismes* de cette machinerie terrestre qui concourent au climat actuel. En effet c'est seulement lors de variations que ces mécanismes apparaissent clairement, leurs effets s'annulant à l'équilibre. Enfin sur les *vitesse des changements* climatiques, qu'ils correspondent à un retour vers l'état d'équilibre ou à un changement d'équilibre.

La paléoclimatologie s'appuie sur l'analyse d'archives "climatiques", mais aussi sur la modélisation des climats passés. Ces deux composantes sont complémentaires, car aucune n'est autonome. Un modèle n'est pas la réalité, ses capacités et ses limites s'estiment par comparaison avec elle. De plus il a encore besoin d'une reconstruction partielle des conditions (par exemple les températures océaniques, la végétation). De l'autre côté, les effets des différents paramètres climatiques se superposent dans les archives, elles-mêmes souvent perturbées. La modélisation tente de séparer ces effets.

Les glaces des calottes polaires, de part leur faible vitesse d'écoulement, représentent des archives à l'échelle du cycle climatique (cent milles ans). La **première partie** de ce manuscrit montre comment les isotopes stables de l'eau ont enregistré, dans ces glaces, des variations de température. Le profil isotopique issu du forage profond de Vostok, en Antarctique, analysé en partie lors de ce travail de thèse, y est présenté. L'interprétation de ces variations isotopiques, et plus généralement des signaux isotopiques issus de la glace, constitue la motivation principale de ce travail. Plus exactement la séparation des différents paramètres qui influencent cet enregistrement isotopique, et la quantification de leurs effets respectifs. Ce

travail de thèse s'est focalisé sur un de ces paramètres, l'origine des précipitations antarctiques, étudié en détail dans la **deuxième partie** à l'aide d'un modèle de circulation générale atmosphérique. Un autre de ces paramètres, la saisonnalité des précipitations, y est aussi abordé. L'impact de ces paramètres sur l'enregistrement des isotopes au Groenland est aussi discuté.

La **troisième partie** décrit la mise au point d'un outil isotopique permettant de simuler la répartition globale d'un des isotopes de l'eau (H_2^{18}O) dans l'océan, à l'aide d'un modèle de circulation générale. La mise au point de ce type d'outil est récente, nous l'avons abordée de manière plus cohérente que les études antérieures ce qui a permis une intégration du modèle plus longue. Les applications de cet outil sont de plusieurs ordres. Hydrologique et océanographique, afin de mieux comprendre les facteurs contrôlant la distribution de cet isotope. Paléocéanographique, puisque les variations de cet isotope enregistrées dans les sédiments océaniques permettent d'estimer température océanique et salinité passées. Continental enfin, car si la composition isotopique des océans influence peu celle des précipitations continentales, et notamment polaires, elle influence largement un paramètre isotopique de deuxième ordre, l'excès en deutérium de ces précipitations. Les deux premiers points seront abordés dans cette même partie, tandis le troisième sera discuté dans la **quatrième partie**, qui traite spécifiquement de l'excès en deutérium, à l'aide d'un modèle de circulation générale atmosphérique.

PARTIE 1

L'ENREGISTREMENT ISOTOPIQUE DES GLACES ANTARCTIQUES: LE FORAGE PROFOND DE VOSTOK.

En janvier 1998, le forage glaciaire le plus long au monde, à Vostok (78°S, 106°E), atteignait la profondeur de 3623 mètres. Il constitue le résultat de presque trente ans de labeur, mené d'abord par les Soviétiques, puis issu d'une coopération américano-franco-russe, dans cette région qui compte parmi les plus hostiles de la planète avec une température moyenne annuelle de -55°C. A cause de la très faible quantité de neige tombant chaque année (moins de 6 cm), ces 3600 mètres de glace s'accumulent depuis plus de 400000 ans, ce qui représente environ quatre cycles climatiques. Ils constituent une archive unique des variations climatiques. Unique par son caractère global, mais aussi par sa richesse: sont étudiés non seulement la glace, d'un point de vue chimique, isotopique, cristallographique, mais aussi les gaz emprisonnés dans cette matrice. Toutes ces informations sont présentées et interprétées dans un article paru dans le magazine Nature (Petit et al., 1999) reproduit en Annexe A.

Dans cette partie, seule une des formes isotopiques de l'eau (HDO, avec du deutérium) sera présentée, ainsi que les bases de son interprétation en terme de température locale. L'obtention de ces mesures isotopiques a occupé une partie de ma thèse, et leur interprétation en constitue la motivation.

Dans toute la suite de ce manuscrit, j'utiliserai des notations consacrées aux isotopes stables de l'eau (et des raccourcis, inexacts). L'Encart I.1 essaye de faire le point sur ces isotopes.

ENCART I.1: LES ISOTOPES STABLES DE L'EAU

La molécule d'eau H_2O présente plusieurs espèces isotopiques, correspondant aux isotopes stables de l'oxygène: ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O et de l'hydrogène: 1H , $^2H=D$ (deutérium). L'isotope 3H , le tritium, n'est pas stable. De toutes les formes isotopiques de l'eau, seules $H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$ et HDO sont en quantités appréciables et sont analysées. A cause d'un comportement très proche de celui de $H_2^{18}O$, la molécule $H_2^{17}O$ n'est classiquement pas étudiée. La géochimie isotopique se base donc sur les rapports isotopiques $H_2^{18}O/H_2^{16}O$ et HDO/H_2O .

Notation 'delta' :

De par la petitesse, par rapport aux teneurs moyennes, des variations naturelles rencontrées, la notation 'delta', commune en géochimie, a été adoptée pour quantifier ces teneurs. Elle correspond à la déviation relative de la teneur isotopique d'un échantillon 'éch' par rapport à celle d'un échantillon standard 'std', soit:

$$\delta^{18}O (\text{‰}) = \frac{\left(\frac{H_2^{18}O}{H_2^{16}O}\right)_{\text{éch}} - \left(\frac{H_2^{18}O}{H_2^{16}O}\right)_{\text{st}}}{\left(\frac{H_2^{18}O}{H_2^{16}O}\right)_{\text{st}}} * 1000$$

La déviation est exprimée ici en 'pourmil', ‰. De même pour δD qui représente une variation relative pour le rapport isotopique HDO/H_2O .

Le standard reconnu par la communauté scientifique pour l'eau est le V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water) dont la composition est proche de celle moyenne des océans.

Teneurs isotopiques naturelles:

Les mesures dans l'eau sous ses 3 phases à la surface de la Terre indiquent les compositions moyennes suivantes:

$$H_2^{18}O/H_2^{16}O \approx 1/500 \text{ (en masse),}$$

avec des déviations naturelles de $\pm 50\text{‰}$

$$HDO/H_2O \approx 1/3000 \text{ (en masse),}$$

avec des déviations naturelles de $\pm 400\text{‰}$

Fractionnements et variations des rapports isotopiques:

Les rapports isotopiques sont modifiés, lors des changements d'état de l'eau, par des fractionnements, de deux types:

* fractionnement à l'équilibre: les rapports isotopiques R de deux phases en équilibre thermodynamique sont liés par un coefficient de proportionnalité α qui dépend de la température, par exemple pour un équilibre vapeur-liquide: $\alpha = R_{\text{liq}}/R_{\text{vap}} \approx 1.01$ pour $H_2^{18}O$ (soit fractionnement de $1.01-1=10\text{‰}$), $\alpha \approx 1.08$ pour HDO (fractionnement de 80‰) à 25°C .

* fractionnement cinétique: il provient des gradients de pression de vapeur (humidité relative), les formes isotopiques gazeuses ayant des coefficients de diffusion \mathcal{D} dans l'air différents: $\mathcal{D}_{HDO}/\mathcal{D}_{H_2O} = 0.9755$ et $\mathcal{D}_{H_2^{18}O}/\mathcal{D}_{H_2^{16}O} = 0.9723$. La forme légère H_2O diffusant plus vite, cet effet cinétique appauvrit la vapeur en formes lourdes.

La combinaison de ces deux fractionnements maintient à peu près constant le rapport des deux isotopes lourds, $HDO/H_2^{18}O$, à une valeur proche de 8, quelle que soit la température.

I.1. Les mesures en deutérium du 'fond' de Vostok.

I.1.1. La glace.

La glace analysée provient du puits 5G de Vostok, le plus récent et plus profond, entre 2756 et 3348 m. Une découpe est effectuée longitudinalement sur chaque carotte, tous les mètres, elle est réservée aux mesures isotopiques. Elle est dédoublée de la façon suivante: chaque portion d'un mètre est découpée en 10 morceaux qui sont pilés individuellement et partagés entre deux séries, A et B. Le but de cette méthode est d'obtenir deux moyennes représentatives de chaque portion de un mètre. La série A (série 'principale') est celle analysée, l'autre série est archivée.

I.1.2. Les analyses isotopiques.

L'analyse isotopique des glaces antarctiques est réalisée au LSCE pour les deux isotopes, oxygène et deutérium, mais celle du deutérium est plus rapide et permet de traiter un plus grand nombre d'échantillons. Elle est donc favorisée lorsqu'il s'agit d'obtenir rapidement un profil isotopique. Depuis l'obtention du profil sur les six cents derniers mètres du forage, les échantillons ont été partiellement remesurés pour le deutérium et complètement pour l'oxygène par Françoise Vimeux, afin d'étudier l'excès en deutérium (Vimeux, 1999).

Principes de mesure

L'analyse isotopique du deutérium se réalise sur la glace fondue, à l'aide d'un spectromètre de masse : l'eau liquide (3 μ l) est injectée dans un circuit sous vide dans lequel elle est vaporisée, puis réduite sur des copeaux d'uranium à 600°C. Les molécules H₂ et HD formées sont ionisées, accélérées par une différence de potentiel, puis déviées dans un champ magnétique. Cette déviation dépend de la masse m des ions (dépendance en $1/\sqrt{m}$), ce qui permet de séparer les ions de masse 2 (H₂⁺) de ceux de masse 3 (HD⁺), et de mesurer le rapport isotopique D/H de l'eau injectée, en proportion (ppm).

Précision et justesse des mesures

Différentes calibrations et corrections sont effectuées par rapport à ce fonctionnement idéal.

* La précision des mesures dépend d'un réglage fin des tension et champ magnétique appliqués, afin d'obtenir le meilleur rapport signal/bruit. Un asservissement électronique de ces réglages assure leur stabilité

* La justesse des mesures est assurée par trois corrections et l'utilisation d'un standard:

D'une part l'ionisation conduit à la formation d'une masse 3 parasite, H_3^+ , comptabilisée avec HD^+ . La correction de cet excès de masse 3 utilise la proportionnalité entre le nombre d'ions H_3^+ et le carré du nombre de H_2^+ .

D'autre part les coefficients d'ionisation de H_2 et HD diffèrent, et les rapports isotopiques avant ionisation (HD/H_2) et après (HD^+/H_2^+) ne sont donc pas égaux. La correction se base ici sur l'utilisation de 2 échantillons de compositions connues ('références') et très différentes, pour lesquels ce biais d'ionisation peut être calculé.

Enfin, le dernier effet corrigé est celui du temps de résidence de l'eau adsorbée sur la surface réactive de l'uranium, le catalyseur de la réduction de l'eau ('effet mémoire') : une variation de la composition isotopique de l'eau injectée (nouvel échantillon) n'affecte pas instantanément celle des ions. Pour un gain de temps, l'équilibre des mesures n'est pas atteint, et la composition mesurée est alors intermédiaire entre la nouvelle et la précédente. La correction utilise le fait que l'équilibration vers la nouvelle composition a une tendance exponentielle.

Le rapport isotopique mesuré est comparé à celui d'une eau de référence de composition absolue connue, analysée dans les mêmes conditions. Il est donc exprimé comme une déviation relative à cette référence (voir Encart I.1).

* Des vérifications systématiques sont réalisées lors des mesures. Chaque échantillon est mesuré deux fois. Une référence de composition connue (proche de celles des échantillons) est intercalée tous les 5 échantillons, afin d'effectuer les corrections précédentes. Une autre référence, cette fois de composition très différente, est aussi mesurée et corrigée comme les échantillons. L'erreur combinée de mesure et de correction sur cette référence (dénommée 'piège') permet d'apprécier l'état de marche du spectromètre ainsi que la validité des calibrations.

Les mesures du fond de Vostok: la série principale

580 échantillons environ ont été analysés, soit la série principale ('A') complète de 2756 à 3348 m tous les mètres, plus quelques échantillons intermédiaires. En moyenne, à cause de l'état de fonctionnement moyen du spectromètre ('LODO') à cette époque, chaque échantillon a été analysé 2.9 fois, ce qui représente plus de 2000 mesures. En mode normal, un plateau de 45 échantillons est analysé par jour.

La référence utilisée était 'Glacial', de composition $-432.9 (\pm 2) \text{‰}$, le 'piège' constitué par la référence 'D57' de composition $-257.9 (\pm 5) \text{‰}$. Typiquement l'erreur acceptée sur le piège était de 1‰. Compte-tenu de la variation de composition de la glace (-420 à -480‰ environ), 'Glacial' se trouve à moins de 50‰ des échantillons, alors que 'D57' s'en trouve à plus de 160‰ et le plus souvent à 220‰. 1‰ d'erreur sur ce piège représente donc environ $(1 \cdot 50 / 160 =) 0.3 \text{‰}$ à $(1 \cdot 50 / 220 =) 0.2 \text{‰}$ d'erreur sur la composition absolue (justesse) des échantillons, due aux corrections. La comparaison de plusieurs analyses de chaque échantillon permet d'estimer la précision (relative) de la mesure à un peu moins de 1‰. Globalement, la

précision moyenne sur chaque composition est estimée à 1‰ (précision et justesse). Elle est deux fois meilleure lorsque le spectromètre fonctionne bien.

Les mesures du fond de Vostok: autres séries, comparaison

D'autres mesures du fond de Vostok ont été effectuées par différentes personnes au LSCE. Elles permettent d'estimer la validité des valeurs mesurées.

Une comparaison avec l'autre série, 'B', met en lumière la représentativité de chaque échantillon par rapport au mètre de glace qu'il est censé moyenner. Quelques échantillons de la série 'B' se trouvaient avec la série principale 'A'. Les compositions des 28 doublons analysés diffèrent en général de moins de 1‰, mais des différences jusqu'à 5‰ ont été mesurées (Table I.1).

échantillons		moyenne	écart
2775A	2775B	-454.3	3.3
2780A	2780B	-464.1	1.7
2785A	2785B	-466.5	-1.8
2790A	2790B	-463.4	0.6
2805A	2805B	-472.3	-2.0
2806A2/2a	2806A2/2b	-475.4	-5.5
2890A	2890B	-479.3	0.0
2920A	2920B	-462.3	2.4
3020A	3020B	-456.1	0.9
3030A	3030B	-455.0	-0.8
3050A	3050B	-463.8	-1.8
3056A1/2b	3056A1/2a	-455.7	-1.5
3088A	3088B	-440.5	1.0
3094A	3094B	-436.9	-0.7
3160A	3160B	-469.7	0.0
3190A	3190B	-474.2	3.1
3200A	3200B	-470.9	-0.5
3210A	3210B	-463.5	-0.3
3216A1/2	3216B1/2	-468.5	-0.5
3220A	3220B	-469.4	-0.3
3230A	3230B	-461.2	-0.8
3240A	3240B	-458.0	0.3
3250A	3250B	-465.5	0.2
3260A	3260B	-450.1	-0.1
3266A2/2a	3266A2/2b	-446.4	0.6
3270A	3270B	-444.8	-0.4
3280A	3280B	-433.7	-1.3
3290A	3290B	-432.5	-0.9

Table I.1. Comparaison des séries A et B de Vostok sur les 28 échantillons disponibles

Cette représentativité se trouve confirmée par une analyse 'fine' de la glace, tous les 10 centimètres, réalisée au LSCE par le Professeur Jiancheng Kang (Institut Polaire de Shanghai, République Populaire de Chine) sur la portion 2695-2800 m (interglaciaire 7.5). La différence entre ces mesures, moyennées sur un mètre, et celles de la série principale A est, encore une fois, de l'ordre de 1‰, et sans biais systématique (Figure I.1).

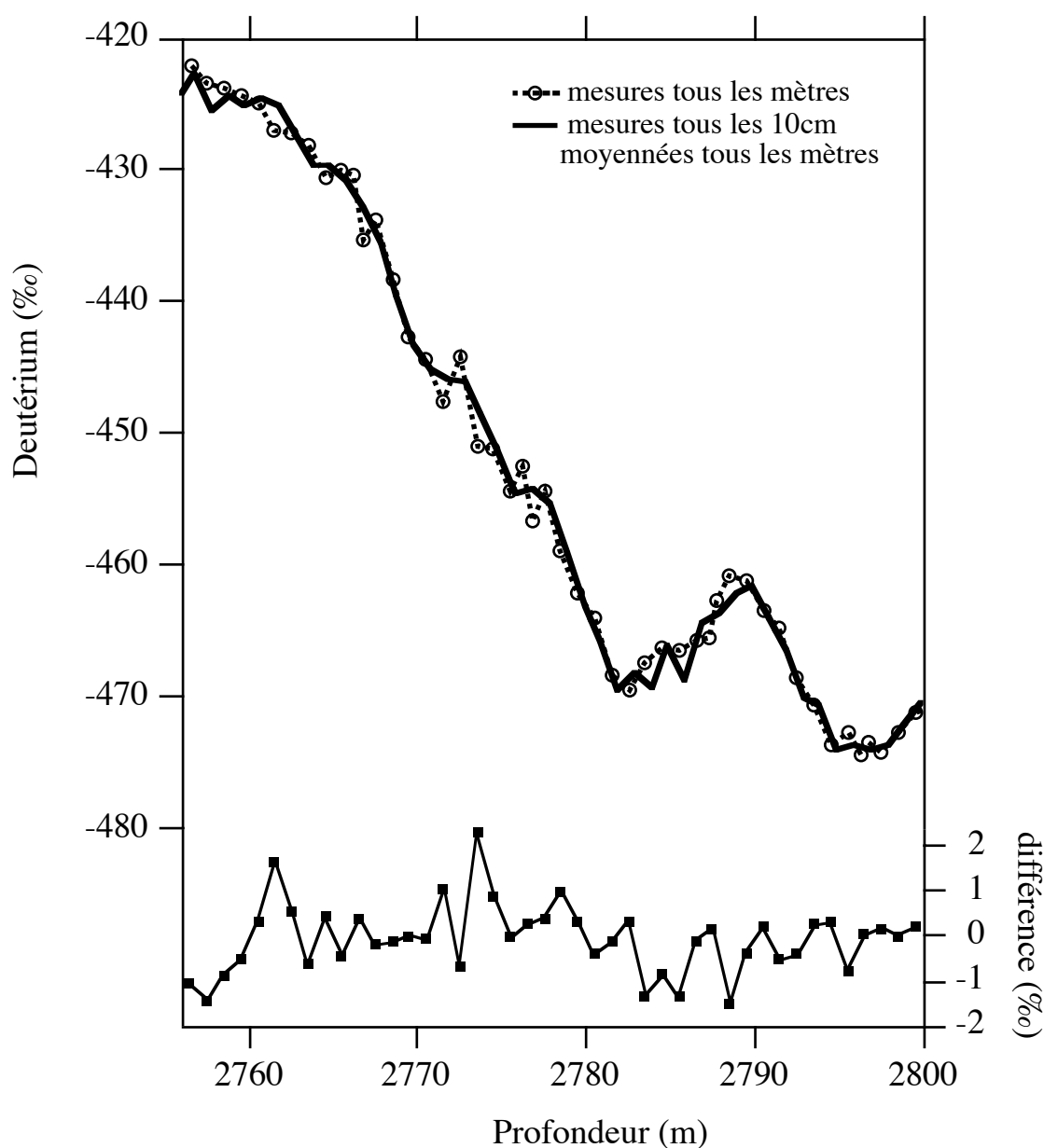


Figure I.1. Teneur en deutérium de la glace de Vostok (5G): différence entre la série A, échantillonnée tous les mètres, et une série fine (mesures par Jiancheng Kang, communication personnelle) échantillonnée tous les 10 centimètres et moyennée ici tous les mètres.

Enfin, la portion 2756-2800 m de la série principale A a été ré-analysée au LSCE par Françoise Vimeux (Vimeux, 1999) afin d'obtenir une précision suffisante ($\pm 0.5\%$) pour le calcul de l'excès en deutérium. Ces mesures confirment, avec une précision de 1% , celles effectuées antérieurement.

I.2. Le profil isotopique de Vostok: des variations climatiques sur 4 cycles.

I.2.1. Le signal enregistré à Vostok est global.

La Figure I.2 compare le profil isotopique de Vostok avec d'autres enregistrements "climatiques", continentaux et marins, ainsi que l'insolation d'été à 65°N . De telles comparaisons ont été largement discutées dans les articles qui ont jalonné l'avancée du forage de Vostok, depuis Lorius et al. (1985) sur 150000 ans jusqu'à Petit et al. (1999) sur 420000 ans. Cette figure veut simplement rappeler les arguments qui permettent de qualifier l'enregistrement isotopique de Vostok de signal climatique global.

Une corrélation évidente apparaît tout d'abord avec des signaux d'autres natures et d'autres régions du globe, comme la teneur atmosphérique globale en dioxyde de carbone (CO_2) mesurée dans la même glace; l'insolation d'été (présentée ici pour une latitude susceptible d'avoir le plus fort impact climatique); la composition isotopique de sédiments des différents océans (ici une courbe composite de basses latitudes) et de concrétions d'Amérique du Nord (Devils Hole). Ces corrélations prouvent que le signal de Vostok reflète des changements climatiques globaux, indépendamment des liens climatiques et des déphasages pouvant exister entre les différentes régions du globe. La variabilité qui génère ces corrélations provient des paramètres orbitaux classiques de la Terre, excentricité (périodicité de 100000 ans environ), obliquité (périodicité de 40000 ans environ) et précession (périodicité de 20000 ans environ). Elle est à l'origine de la définition des 'cycles' climatiques, succession de périodes froides, glaciaires, qui durent environ 80000 ans, et de périodes chaudes, interglaciaires, sur environ 20000 ans.

Une attention particulière s'est portée sur la variabilité rapide, à l'échelle de quelques milliers d'années, parallèlement dans les glaces et les sédiments océaniques: en plus du refroidissement qui a interrompu la dernière déglaciation (Dryas récent, 'Younger Dryas' -YD- en anglais), des réchauffements rapides ont été mis en évidence pendant les périodes glaciaires (interstades, 'interstadials' -IS- en anglais). Inventées dans l'hémisphère nord, et particulièrement dans le bassin atlantique (eg Dansgaard et al., 1993, Bond et al., 1993), le caractère global de ces anomalies s'impose au fur et à mesure que la datation et la synchronisation des mesures à travers le globe s'affinent. La Figure I.3 illustre cette corrélation entre hémisphères sur les 60 derniers milliers d'années, pour deux sites polaires et un site tropical. L'analyse des

gaz contenus dans la glace, compte tenu de leur faible temps de résidence atmosphérique, a permis d'établir une échelle de temps commune pour ces signaux (eg Blunier et al., 1998). Les événements rapides définis aux hautes latitudes de l'hémisphère nord se retrouvent aux latitudes moyennes (Grafenstein et al., 1999), subtropicales et intertropicales (Thompson et al., 1997, Schulz et al., 1998, Sachs et Lehman, 1999), ainsi que dans l'hémisphère sud (Lowell et al., 1995, Blunier et al., 1998). En Antarctique, ces événements semblent amortis, et en avance (au moins pour le Dryas récent et les interstades 8 et 12) de 1 à 2 milliers d'années, par rapport à leur équivalent du nord.

Si, qualitativement, les glaces polaires ont bien enregistré des variations climatiques, il reste à les quantifier.

I.2.2. Le signal isotopique de Vostok: un enregistrement des variations locales de température ?

On doit à W. Dansgaard, de Copenhague, (Dansgaard, 1954, Dansgaard, 1964, Dansgaard et al., 1973), d'avoir fondé la 'glaciologie isotopique', en montrant d'abord le potentiel des isotopes stables des glaces puis en développant leur mesure et interprétation en terme de variation de température au Groenland.

Le principe de la relation entre isotope et température réside dans le fractionnement isotopique des nuages au fur et à mesure de leur 'épauement' sur les calottes polaires. Les condensations et précipitations successives appauvrissent les masses de vapeur en isotopes lourds, de par leur pression de vapeur saturante plus faible (voir Encart I.1). De la dépendance de cette condensation au refroidissement, depuis le lieu d'évaporation vers l'intérieur des calottes, provient une relation entre température locale et composition isotopique des précipitations. Cette relation, observée à partir de mesures en différents sites du Groenland (relation spatiale), a été appliquée aux variations isotopiques de la glace observées en un même site par forage, afin de les interpréter comme des variations de température passée. C'est le principe du "thermomètre isotopique", qui confond une relation spatiale avec une relation temporelle. La Figure I.4 illustre ces relations spatiales pour les deux calottes polaires.

Ce concept de thermomètre isotopique est étayé par une modélisation simple du fractionnement isotopique à partir du processus de distillation fractionnée ('Rayleigh distillation' pour les anglo-saxons).

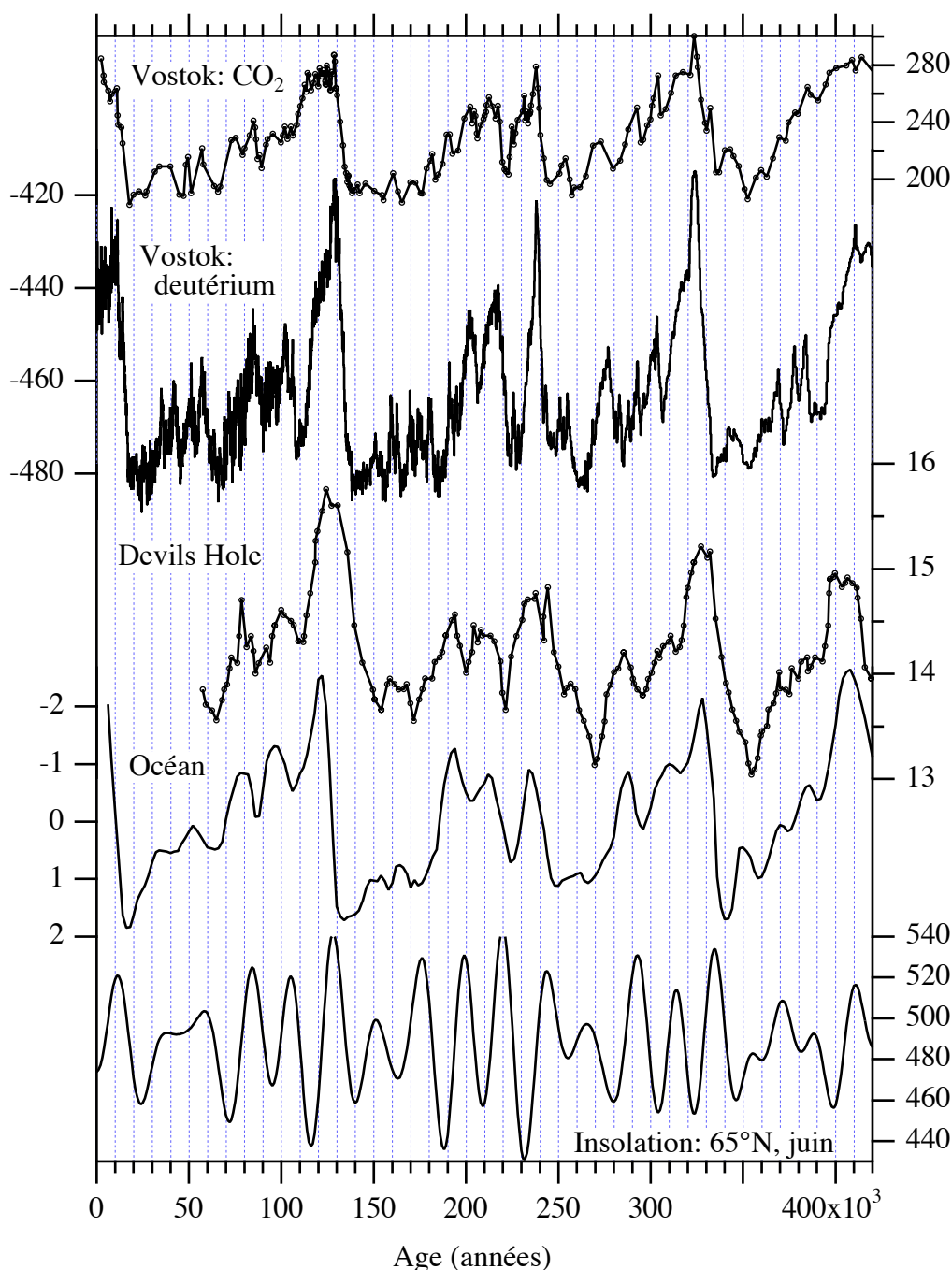


Figure I.2. Enregistrements "climatiques" sur quatre cycles, continentaux (Vostok en Antarctique: CO₂ en ppm, δD en pourmil, in Petit et al., 1999; Devils Hole en Amérique du Nord: δ¹⁸O de la calcite en pourmil, in Winograd et al., 1997), océanique (signal composite des basses latitudes, in Bassinot et al., 1994, unités arbitraires), comparés à l'insolation de juin à 65°N (en W/m²). Tous ces signaux sont présentés avec leur datation propre, sauf le signal océanique 'calé' sur l'insolation.

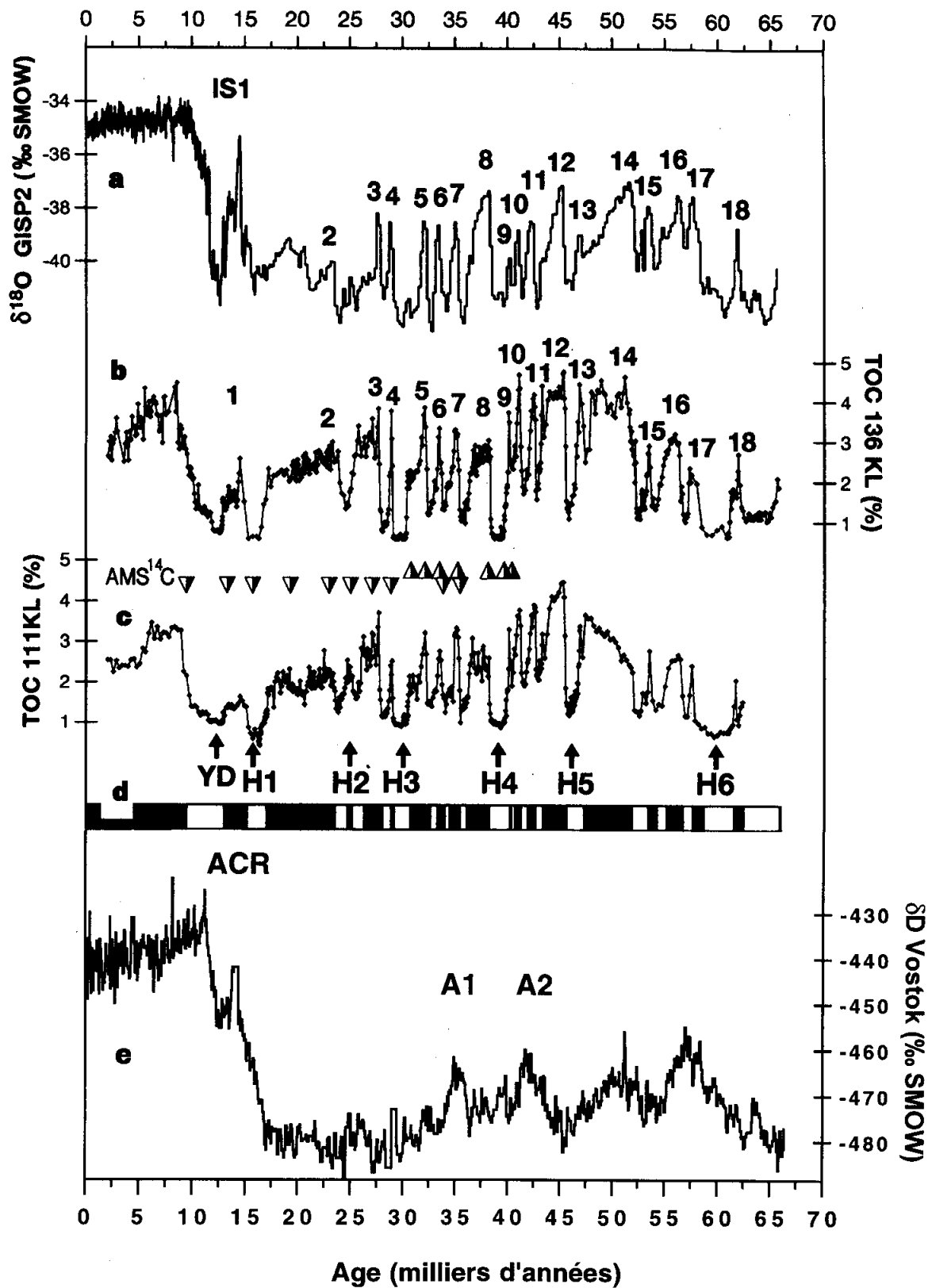


Figure I.3. (légende page suivante)

Figure I.3. (page précédente) Corrélation inter-hémisphérique des événements rapides sur les derniers 60 milliers d'années: réchauffements pendant la période glaciaire (interstades, IS, numérotés de 1 à 18) et refroidissement pendant la déglaciation (Dryas récent, YD, défini dans l'Atlantique nord, 'inversion froide antarctique' sur le continent austral). **a.** Signal isotopique des glaces du Groenland (GRIPmembers, 1993) avec interstades et Dryas récent.

b, c et d. Teneur totale en carbone organique dans deux carottes sédimentaires provenant de la marge pakistanaise, à 23°N, influencée par la mousson (Schulz et al., 1998), datée en partie par ^{14}C (triangles) et par corrélation avec le Groenland (a). Les maxima correspondent aux interstades, les minima aux événements de Heinrich (notés H) également définis en Atlantique nord.

e. Profil isotopique de Vostok, daté de manière glaciologique (GT4), montrant une certaine variabilité rapide amortie par rapport à celle de l'hémisphère nord: ACR, inversion équivalente au Dryas récent; A1 et A2 interstades équivalents à 8 et 12 de l'hémisphère nord selon Blunier, et al. (1998).

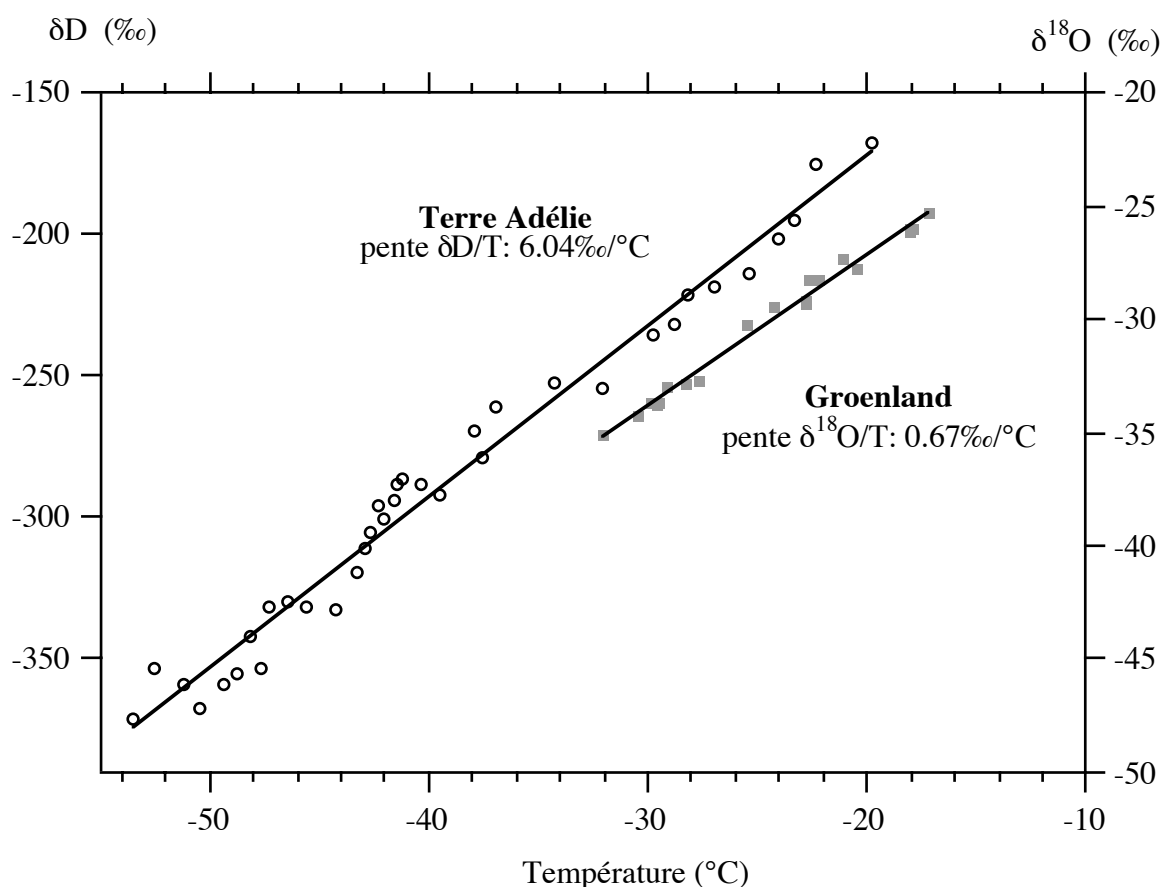


Figure I.4. Corrélations entre la composition isotopique de la neige de surface et la température annuelle moyenne, au Groenland et en Antarctique de l'Est (Terre Adélie) (figure tirée de Jouzel et al., 1994, d'après les données de Johnsen et al., 1989 et Lorius et Merlivat, 1977). Les coefficients de régression sont égaux à 0.99 dans les deux cas.

I.2.3. La modélisation simple isotopique.

Le principe du fractionnement est simple: à cause de la différence de pression saturante entre l'eau et ses formes isotopiques 'lourdes' ($H_2^{18}O$ et HDO), chaque étape de condensation, à l'origine des précipitations, appauvrit la vapeur et enrichit le condensat en espèces lourdes. Le fractionnement ($\alpha-1$) est de l'ordre de 10‰ pour l'oxygène 18, 80‰ pour le deutérium (voir Encart I.1). Les masses d'air pénétrant les latitudes polaires apportent une certaine quantité de vapeur d'eau qui s'amenuise au fur et à mesure des condensations, et s'appauvrit en isotopes lourds. Cet épuisement en vapeur est quantifié par le ratio (F) des masses de vapeur (m), après un temps t écoulé depuis l'évaporation (t=0) : $F = m_t / m_0$. L'appauvrissement en isotope lourd correspond à la diminution du rapport isotopique $R_t = m_i / m_t$ par rapport à $R_0 = m_i / m_0$, avec m_i la masse d'isotope lourd ($H_2^{18}O$ ou HDO). L'hypothèse de base est que le condensat, contenant des petites quantités d'eau (dm) et d'isotope (dmi), est en équilibre isotopique avec la vapeur: $dmi / dm = \alpha * m_i / m$. L'intégration simplifiée de cette équation conduit à : $R = R_0 * F^{\alpha-1}$, où F varie de 1 à 0, et R de R_0 à (théoriquement) 0. L'Annexe B développe les équations d'évolution du rapport isotopique selon différentes hypothèses. La Figure I.5 illustre ces variations concomitantes de F et R.

La dérivée du rapport isotopique en fonction de la température, dans le plus simple schéma de fractionnement, s'écrit:

$$\frac{dR}{dT} = R * \left(\frac{\alpha - 1}{m} * \frac{dm}{dT} + \frac{1}{\alpha} * \frac{d\alpha}{dT} \right)$$

Les deux termes de cette somme s'opposent dans cette équation: quand la température de condensation diminue, l'épuisement de la masse de vapeur est plus 'rapide' ($\frac{dm}{dT} < 0$) et appauvrit plus le condensat, mais le fractionnement entre les phases augmente ($\frac{d\alpha}{dT} > 0$), et enrichit plus le condensat. Un calcul simple assimilant $\frac{dm}{dT}$ à la variation de pression saturante montre que le premier terme est d'un ordre de grandeur plus grand que le second (soit $\frac{dR}{dT} < 0$), ce qui explique bien que les précipitations soient plus appauvries lorsque la température diminue.

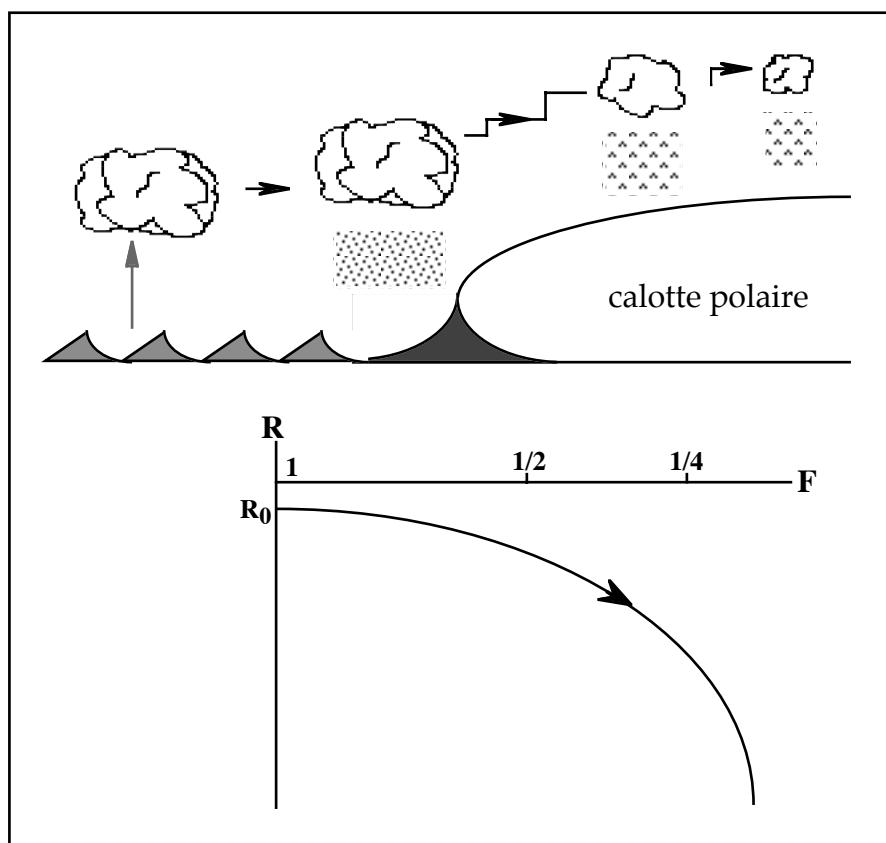


Figure I.5. Epuisement des nuages qui apportent des précipitations neigeuses aux calottes et appauvrissement résultant en isotopes lourds. R: rapport isotopique de la vapeur. F: fraction de vapeur restante.

Ce modèle simple a été par la suite amélioré, en prenant en compte un fractionnement cinétique (Jouzel et Merlivat, 1984), puis en permettant la coexistence de trois phases métastables (Ciais et Jouzel, 1994).

I.2.4. Les conclusions de la modélisation simple.

Le modèle simple isotopique permet de rendre compte de la composition isotopique des précipitations ainsi que de sa relation à la température locale. Il est aussi capable de simuler des différences de phase entre isotopes et excès en deutérium, un paramètre isotopique de second ordre ($d = \delta D - 8 * \delta^{18}O$, voir la troisième partie) (Ciais et al., 1995, Hoffmann et al., 1997). Il est adapté, de par sa conception, aux zones continentales caractérisées par un cycle hydrologique advectif, à déroulement 'horizontal', en conditions stables, et non convectif (à déroulement 'vertical', en conditions instables). De plus la vapeur doit être issue majoritairement d'une seule source, et le recyclage des précipitations doit être négligeable. Il est donc particulièrement bien adapté aux zones polaires (cf Jouzel et Merlivat, 1984, Johnsen et al., 1989, Ciais et al., 1995).

Des études récentes en climatologie montrent que la sublimation joue pourtant un rôle important dans les précipitations (par exemple Genthon et Krinner, 1998). Mais il a été aussi utilisé pour étudier l'effet du recyclage continental sur la composition des précipitations (par exemple en Europe de l'ouest par Rozanski et al., 1982).

Ce modèle simple montre que le rapport isotopique dépend des facteurs suivants.

* R_0 , la teneur isotopique initiale de la vapeur. Cette teneur peut être estimée à partir des paramètres climatiques (température, humidité relative, vitesse du vent) et d'un modèle de flux hydrologique (Craig et Gordon, 1965) à l'évaporation. Mais une telle estimation repose, comme le soulignent ces auteurs, soit sur une hypothèse de fermeture des flux à l'échelle globale, permettant une simulation uni-dimensionnelle (Merlivat et Jouzel, 1979), soit sur une description des processus de mélange, ce qui exige une simulation bi- ou tri-dimensionnelle. C'est cette dernière voie qui est utilisée dans un modèle de circulation général. Jouzel et Koster (1996) ont montré que la différence entre les deux approches est, localement, significative (biais de 20 à 30%). La Figure I.6 représente cette composition en oxygène 18 de la vapeur, simulée à l'aide du modèle du GISS pour le climat moderne et le climat du Dernier Maximum Glaciaire (DMG). La différence entre les deux climats, corrigée de la variation globale océanique, est due aux variations climatiques de la température de l'océan et du mélange de masses d'air. Cette différence est inférieure à 1‰ (8‰ pour le deutérium environ) entre les latitudes 50°S-50°N, et même inférieure à 0.5‰ (4‰ pour le deutérium environ) sur le domaine 40°S-40°N.

* F , le taux de vapeur restant. En première approximation, on peut supposer que ce taux est égal au ratio des pressions de vapeur saturantes. Cette hypothèse se trouve confirmée en Antarctique de plusieurs façons: pour le climat moderne, une dépendance des précipitations à la température, correspondant à celle de la pression de vapeur saturante, est observée (Robin, 1977) et simulée par le modèle de circulation générale LMDz (Krinner et al., 1997). A plus long terme, cette hypothèse sert de base au modèle glaciologique permettant de dater la glace, modèle en relativement bon accord avec d'autres types de datation (Lorius et al., 1985). Un développement au premier ordre permet de montrer que ce facteur F (ou $F^{\alpha-1}$) dépend de la différence de température entre le site de précipitation et la source de vapeur, $T_{\text{site}} - T_{\text{src}}$. En fait le modèle simple prédit des sensibilités différentes aux deux températures, dans un rapport de 2:1 environ pour la Péninsule Antarctique (Aristarain et al., 1986). Cette sensibilité est confirmée par le modèle de circulation générale du GISS, mais dans un rapport plus proche de 1:1 pour le centre de l'Antarctique de l'Est (Koster et al., 1992). Il s'ensuit donc que les variations isotopiques ne peuvent être représentatives des variations de température locale, T_{site} , qu'à la condition que la température de source T_{src} ne varie pas. Ce qui justifie l'étude de l'origine des précipitations.

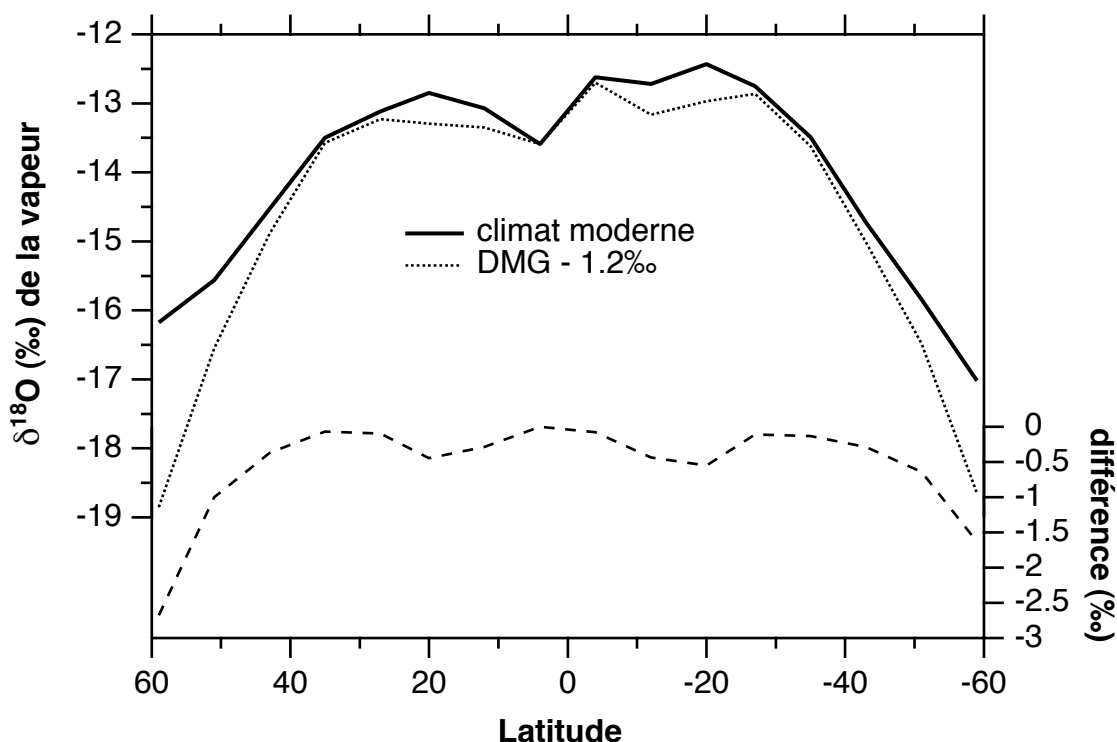


Figure I.6. Composition isotopique de la vapeur à la surface océanique, simulée par le modèle de circulation générale du GISS pour un climat moderne, et le Dernier Maximum Glaciaire (DMG, il y a environ 21000 ans) avec les conditions CLIMAP. La composition glaciaire est corrigée de la variation globale océanique de 1.2 pourmil imposée dans la simulation.

* α , le coefficient de fractionnement isotopique. Les étapes les plus critiques du fractionnement en Antarctique, notamment pour l'excès en deutérium, correspondent à des conditions métastables. Les versions récentes du modèle simple (Jouzel et Merlivat, 1984, Ciais et Jouzel, 1994) décrivent ces conditions par un fractionnement cinétique, qui dépend fortement de la sursaturation de la vapeur. Cette sursaturation est paramétrée par une fonction linéaire de la température. Cette fonction a pu varier lors de changement climatique, notamment à cause de la charge atmosphérique en poussières, qui constituent des noyaux de condensation. L'augmentation importante de cette charge lors des périodes glaciaires aurait dû diminuer la sursaturation. Seule une amélioration des processus microphysiques décrits dans les nuages permettra la quantification d'une telle variation.

* l'enregistrement dans les glaces des variations isotopiques. Parce que la composition des précipitations est moyennée dans la glace (à cause notamment de la diffusion), l'accumulation joue un rôle majeur dans l'enregistrement des variations isotopiques. Ainsi la température de la saison avec le plus de précipitation domine dans le signal isotopique de la glace. Les variations intra-annuelles (saisonniers) étant plus fortes que celles inter-annuelles, et

comparables aux variations climatiques, un changement de la saisonnalité des précipitations est ainsi susceptible de modifier la composition isotopique de la glace, indépendamment de la température locale.

I.3. La modélisation isotopique prise en défaut au Groenland.

Le modèle simple isotopique, parce qu'il dégage les paramètres importants pour le fractionnement, permet de préciser les conditions d'utilisation du thermomètre isotopique. Les modèles de circulation atmosphérique générale dans lesquels ont été introduits les isotopes de l'eau confirment ces paramètres (Koster et al., 1992, Jouzel et al., 1994). Ces modèles, en décrivant le cycle hydrologique de façon beaucoup plus complète (voir Figure II.8), n'exigent pas les paramétrisations et ajustements du modèle simple, et simulent des teneurs isotopiques des précipitations plus réalistes. En estimant les variations climatiques à la fois de la température et des compositions isotopiques, c'est-à-dire une pente isotopique temporelle, ces modèles permettent d'évaluer un écart au thermomètre isotopique, qui utilise la pente spatiale. Le Tableau I.1 compare ces pentes simulées par différents modèles.

A cause de forts gradients spatiaux simulés par les modèles, la comparaison avec les observations n'est pas vraiment significative. Plus significative, car plus cohérente, est la comparaison entre pentes spatiales et temporelles simulées. Pour le centre du Groenland, les pentes temporelles sont systématiquement plus faibles que les pentes spatiales. En Antarctique de l'est, la différence n'est pas aussi systématique. Dans l'ensemble, les différences simulées entre ces pentes sont inférieures à 30%, ce qui permet d'avancer que la variation de température estimée à partir du thermomètre isotopique est probablement sous-estimée, mais dans la limite des 30%.

D'autres techniques de thermométrie, appliquées récemment au Groenland, ont pourtant démontré que le thermomètre isotopique sous-estime les variations passées de température d'un facteur deux (100%). En inversant les profils verticaux de température des forages profonds de GRIP et GISP, Johnsen et al. (1995) et Cuffey et al. (1995) ont montré que la variation de température lors de la dernière déglaciation a été supérieure à 20°C, et non 10°C comme estimée par les isotopes.

Une sous-estimation similaire fut ensuite démontrée pour les variations de température accompagnant les événements rapides qui ont ponctué la dernière période glaciaire sur quelques centaines d'années. En étudiant les anomalies isotopiques des gaz contenus dans la glace, Severinghaus et al. (1998) ont estimé à 15° le réchauffement depuis la fin du Dryas récent (vers 11 500 ans), alors que le thermomètre isotopique n'en indique que la moitié. Lang et al. (1999) ont fait la même conclusion pour l'évènement rapide de Dansgaard-Oeschger 19, il y a 70 000 ans. La Figure I.7 illustre ces différences d'estimation, au Groenland, entre le thermomètre isotopique et les autres techniques.

<i>Régions</i>	pente spatiale moderne		pente spatiale glaciaire		pente temporelle	
	p	R	p	R	p	σ
Groenland						
<i>observations</i>	0.67	.99				
LMD	1.33	.73	1.31	.54	1.0(70°N) - 1.6(78°N)	
LMD5.3	1.59	.91	0.70	.60	0.74	.19
GISSm	0.51	.86	0.77	.62	0.43	.04
GISSf	0.89				0.8 (N-Central) 0.4 (SE)	
ECHAM3	0.51	.95			0.49	.08
Antarctique de l'est						
<i>observations</i>	0.76					
LMD	0.92	.89	0.80	.94	1.0(70°S) - 0.6(78°S)	
LMD5.3	1.50	.96	1.39	.94	1.10	.22
GISSm	1.79	.84	1.70	.89	1.25	.42
ECHAM3	0.77	.96			0.88	.20

Tableau I.1. Comparaison des pentes $\delta^{18}\text{O}$ /température de surface, spatiales et temporelles, simulées par différents modèles de circulation générale. LMD (32x24): Joussaume et Jouzel, 1994. LMD5.3 (64x50): Andersen, 1997. GISS grille médiane (36x24): Jouzel et al., 1994. GISS grille fine (72x46): Charles et al., 1995. ECHAM3 (128x64): Hoffmann et al., 1999. p: pente en pourmil/degré. R: coefficient de corrélation. σ : déviation standard spatiale. Les observations sont celles de la Figure I.4, les teneurs en deutérium étant rapportées à des teneurs en oxygène 18 en supposant un rapport de 8 entre les deux.

La modélisation des climats moderne et glaciaire a récemment montré que cette inadéquation du thermomètre isotopique au Groenland peut être expliquée par la variation de saisonnalité des précipitations : Krinner et al. (1997) ont montré que la forte diminution de l'accumulation d'hiver en climat glaciaire était susceptible de fausser l'enregistrement de la température, puis Werner et al. (1999) ont quantifié cet effet avec un modèle incluant les isotopes de l'eau. Ces résultats seront commentés dans la partie suivante.

Dans l'hémisphère nord, en dehors du Groenland, il est rare de pouvoir comparer le thermomètre isotopique avec d'autres techniques. Beyerle et al. (1998) ont estimé la relation isotope-température en Suisse pour la dernière déglaciation, à partir de gaz rares dissous dans un aquifère. Ils trouvent une valeur (0.49‰/°C) en très bon accord avec la relation spatiale (entre 0.56 et 0.45‰/°C).

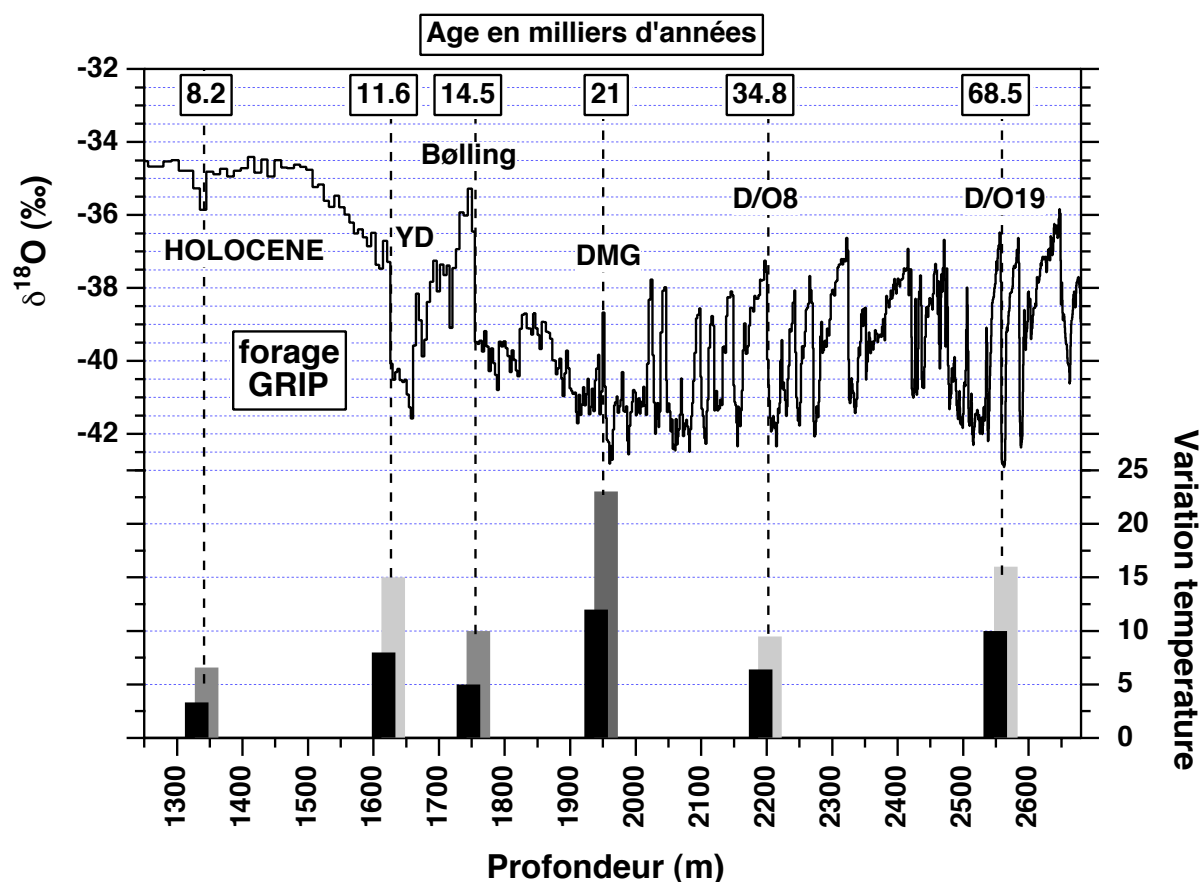


Figure I.7. Reconstruction des variations de température au Groenland à partir de différentes techniques. En noir, le thermomètre isotopique utilisant les variations de $\delta^{18}\text{O}$ du forage GRIP (en haut, GRIPmembers, 1993) et un gradient de $0.67 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$. En gris foncé, l'inversion du profil de température mesurée dans le trou de forage (Cuffey et al., 1995, Johnsen et al., 1995). En gris intermédiaire, anomalie isotopique thermique (Severinghaus et Brook, 1999, Leuenberger et al., soumis, 1999). En gris clair, estimation de la différence d'âge gaz-glace (Schwander et al., 1997, Severinghaus et al., 1998, Lang et al., 1999). Figure tirée de Jouzel (1999).

I.4. Le thermomètre isotopique s'applique-t-il en Antarctique ?

En Antarctique, une telle sous-estimation des variations passées de température n'a pas été démontrée.

Salamatin et al. (1998) ont proposé une inversion du profil de température mesuré dans le trou de forage à Vostok, en supposant que ce profil contenait toutes les périodes du forçage solaire. Ils ont estimé un réchauffement, lors de la dernière déglaciation, supérieur de 30% à celui estimé par le thermomètre isotopique. Mais ce processus d'inversion est critiqué par

Rommelaere (1997) sur la base d'une diffusion de la chaleur trop rapide par rapport à la très faible accumulation. Sa technique d'inversion montre que la présence de ces périodes est fortement incertaine, et que ce profil de température n'apporte pas plus de contrainte sur la température passée que le thermomètre isotopique.

D'autre part le changement glaciaire de saisonnalité des précipitations au Groenland, simulé avec des modèles de circulation générale, ne semble pas ou peu affecter le centre de l'Antarctique (Krinner et al., 1997). Cette conclusion dépend en fait des modèles et des conditions limites prescrites : Gerhard Krinner a comparé 14 versions de modèles dont les résultats sont partagés quant à une variation de saisonnalité des précipitations, sans relation évidente avec la résolution spatiale (qui varie d'un ordre de grandeur entre les modèles) ni les conditions limites. Toutefois, pour chaque modèle, une telle variation est toujours plus limitée en Antarctique qu'au Groenland. Cette comparaison fait partie du projet PMIP ('Paleoclimate Modeling Intercomparison Project', Joussaume et Taylor, 1995) qui s'appuie sur la diversité des modèles de circulation générale (avec des différences de paramétrisation, de résolution, etc) pour conforter les résultats communs. D'autres variations climatiques des conditions locales, comme l'intensité de l'inversion de température, ont été analysées sans pouvoir remettre en question la validité du thermomètre isotopique. Ces mêmes analyses ont été développées sur le modèle du GISS et sont discutées dans la deuxième partie.

Il apparaît donc que la capacité du thermomètre isotopique à reconstruire les températures passées en Antarctique n'est pas remise en cause, principalement à cause de la stabilité des conditions climatiques au centre de l'Antarctique. Néanmoins, des incertitudes persistent car les résultats des modèles de circulation générale pour les périodes glaciaires sont criticables. Ces modèles sont 'forcés' de manière quasi identique, en imposant les mêmes conditions aux limites. De plus leur résolution spatiale ainsi que les paramétrisations des phénomènes physiques constituent autant de limites à une simulation correcte des climats et de leur variation. D'autre part, une variation spatiale de ce thermomètre isotopique apparaît très clairement avec l'extension de la couverture de mesures au centre de l'Antarctique. Dahe et al. (1994) ont ainsi montré, par une traverse ralliant la Péninsule Antarctique à la station côtière de Mirny, en Antarctique de l'est, que le gradient spatial isotopique du deutérium varie entre $6\text{‰}/^{\circ}\text{C}$, en Terre Adélie (traverse Dumont d'Urville - Dome C), et $7\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ au nord de Vostok. L'origine de ces variations n'est pas encore comprise. Une analyse de tous les facteurs susceptibles d'altérer le thermomètre isotopique est donc nécessaire si l'on veut vraiment prouver sa validité. La partie suivante s'intéresse particulièrement à l'origine des précipitations.

PARTIE 2

VARIATIONS DE L'ORIGINE DES PRECIPITATIONS ANTARCTIQUES ET INFLUENCE SUR LE THERMOMETRE ISOTOPIQUE.

Cette partie présente les résultats concernant l'origine des précipitations antarctiques et son impact sur leur composition isotopique. Une modélisation simple de cette composition isotopique, comme l'a rappelé la première partie, montre en effet qu'elle dépend de la température de la source des précipitations. Par température de source, on entend la température qui a prévalu à l'évaporation de l'eau à l'origine des précipitations. Dans la réalité, les précipitations sont issues d'un mélange de vapeurs provenant de sources différentes, et leur teneur isotopique dépend donc de la température moyenne de ces sources. Lors des périodes glaciaires, la température de chaque source ainsi que sa contribution aux précipitations ont pu être différentes, modifiant alors la température moyenne. Une première étape consiste donc à estimer les variations climatiques de ces deux paramètres, température et contribution de chaque source. Les modèles de circulation générale de l'atmosphère permettent une telle estimation de la façon la plus juste (mais peut-être pas la plus précise...), comme cela est expliqué dans le paragraphe suivant. L'étape suivante consiste à quantifier l'effet de ces changements sur la teneur isotopique des précipitations par rapport à l'effet de la température locale, c'est-à-dire à discuter la validité du thermomètre isotopique. J'ai utilisé pour ces diagnostics le modèle de circulation générale atmosphérique du GISS, déjà 'équipé' dans ce but par Koster et al. (1988).

II.1. Comment estimer l'origine des précipitations ?

D'où provient la neige qui tombe en Antarctique ?

Cette question relève du domaine de l'hydrologie. Dans un premier temps, nous la restreindrons au schéma méridien du transfert de chaleur entre basses et hautes latitudes. En

effet, les mesures du bilan radiatif annuel de la Terre, c'est-à-dire le réchauffement par les radiations solaires moins le refroidissement par le rayonnement propre de la Terre, indiquent des basses latitudes excédentaires et des hautes latitudes déficitaires en énergie (Figure II.1). Un transfert méridien d'énergie est donc nécessaire.

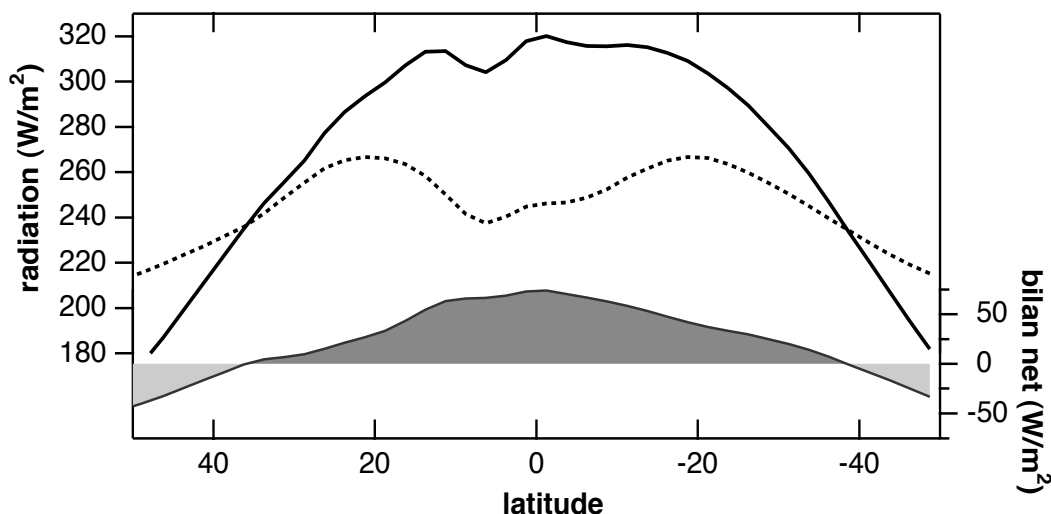


Figure II.1. Bilan annuel d'énergie au sommet de l'atmosphère, en moyenne zonale, issu du satellite ERBE (période 1985-90). Trait plein gras: énergie solaire absorbée (onde courte). Trait tiretée: énergie rayonnée par la Terre (onde longue). Trait plein normal: bilan radiatif pour la Terre. Les régions situées au-delà de 40° environ perdent plus d'énergie par rayonnement qu'elles n'en reçoivent du soleil.

Ce transfert, moteur des mouvements fluides à la surface de la Terre, se répartit entre atmosphère et océan (Figure II.2). Les estimations les plus récentes de ces transferts attribuent un rôle plus important à l'atmosphère, notamment dans l'hémisphère sud (Keith, 1995). Un transport net de chaleur dans l'océan atlantique s'effectue en effet de l'hémisphère sud vers le nord, contribuant à la puissante dérive nord-atlantique.

II.1.1. Lien entre origine et recyclage.

L'origine des précipitations influence leur teneur isotopique. La vapeur d'eau est transportée plus ou moins loin par les vents avant de précipiter, en subissant des condensations et des précipitations partielles. Plus sa trajectoire est longue, plus elle est appauvrie en isotope lourd (voir Figure I.5). Ce schéma s'applique particulièrement aux précipitations antarctiques, puisque les variations spatiales de la composition initiale de la vapeur (R_0 , cf paragraphe I.2.3) sont faibles par rapport à l'appauvrissement dû au processus de distillation (cf Figure I.6). "Avant de précipiter" signifie que la signature isotopique acquise par la vapeur au moment de sa

condensation est perdue si les précipitations se mélangent avec l'océan, dont la composition isotopique de surface varie très peu (environ $\pm 1\%$ pour l'oxygène 18) à cause du mélange avec l'immense réservoir océanique (voir la troisième partie). Ces précipitations sont 'ré-initialisées' isotopiquement, avant d'être évaporées à nouveau. Au contraire sur les continents cette signature est en partie conservée, par l'eau des sols et la neige, au moins de façon saisonnière (Koster et al., 1993). Pour cette raison l'étude de l'Antarctique, entouré d'océans, est plus simple que celle du Groenland, dont une partie des précipitations provient de l'évaporation du continent nord-américain, dont la signature isotopique est complexe (Charles et al., 1994). Il n'est pas exclu que lors des gigantesques débauches qui ont ponctué les périodes glaciaires, une lentille d'eau douce légère et très appauvrie en isotope lourd ait persisté à la surface de l'atlantique nord. Werner et al. (1999) ont montré avec un modèle de circulation générale qu'une telle anomalie à la surface océanique peut modifier régionalement la composition des précipitations.

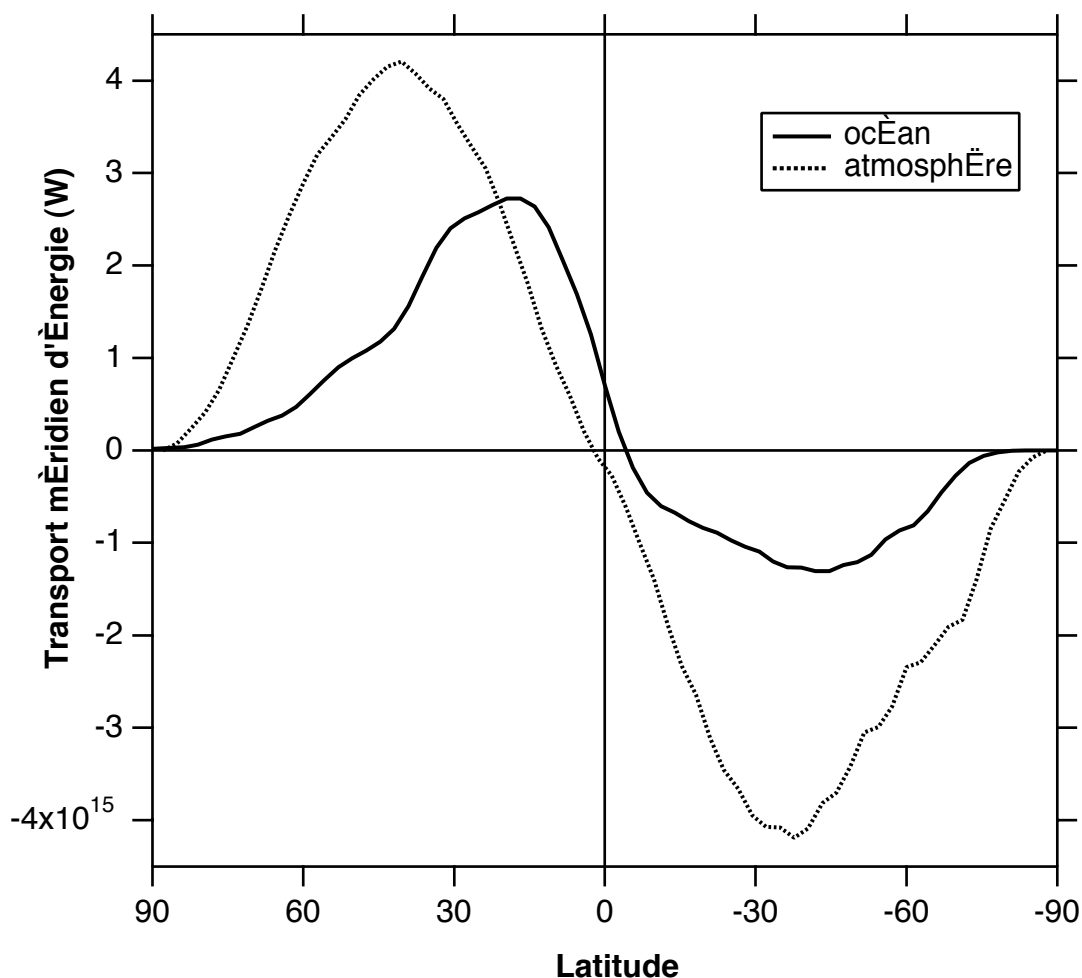


Figure II.2. Transport méridien d'énergie, en moyenne zonale et annuelle. Un transport positif est dirigé vers le nord, négatif vers le sud. Estimation basée sur les réanalyses ECMWF de la période 1990-92 (Keith, 1995).

Il est important de bien distinguer l'origine de la vapeur et l'intensité de l'évaporation. Cette dernière est maximale dans les zones tropicales, où elle peut atteindre 4.5 mm/jour (Figure II.3). Mais cette vapeur est transportée par les alizés vers l'équateur thermique (la zone intertropicale de convergence) où elle est largement recyclée par les pluies intenses, une faible part étant exportée vers la zone extratropicale par la 'retombée' de cette circulation de Hadley. La proportion de vapeur disponible pour les hautes latitudes n'est donc pas en rapport direct avec l'intensité de l'évaporation. Ni en rapport avec le bilan évaporation moins précipitation, représenté en moyenne zonale sur la Figure II.3, bilan fortement négatif dans cette même zone équatoriale qui fournit pourtant en vapeur la zone extratropicale. Bromwich (1988) remarque d'ailleurs que la quantité de vapeur formée sur l'océan austral glacial (60°-65°S) suffirait à fournir toutes les précipitations antarctiques.

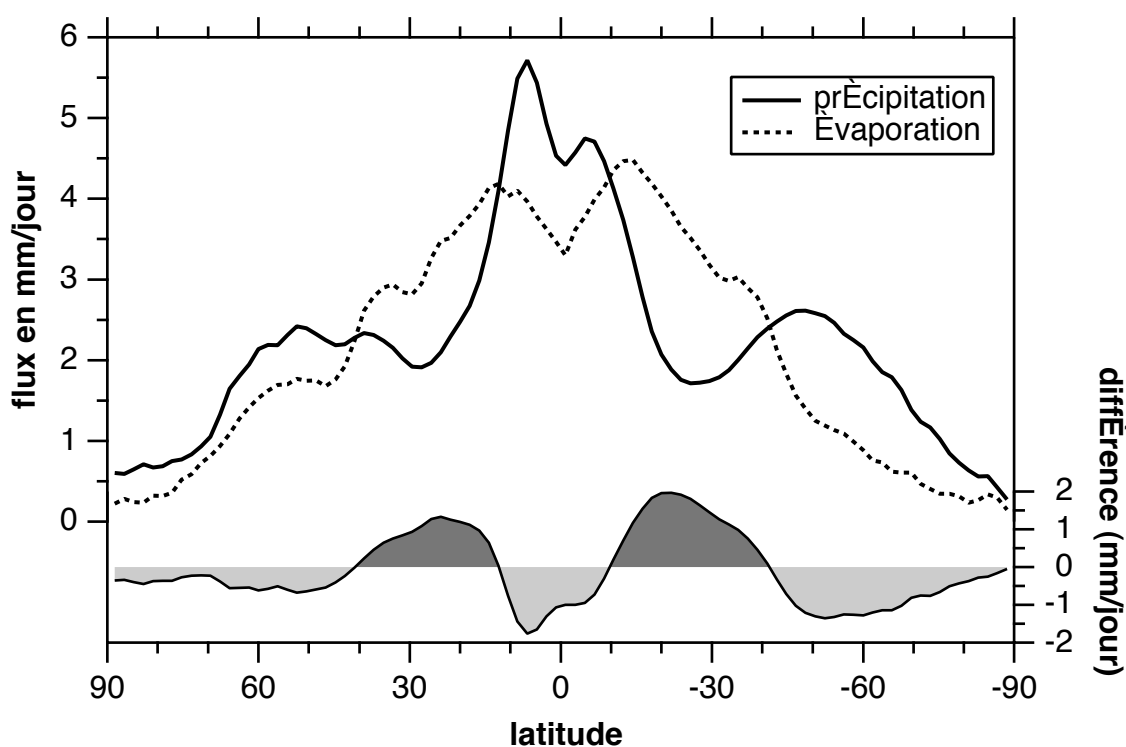


Figure II.3. Moyennes zonales annuelles de l'évaporation, des précipitations et de leur différence (E-P), estimées d'après les réanalyses NCEP de la période 1979-95 (Trenberth et Guillemot, 1998).

Plus précisément qu'aux notions d'évaporation ou de bilan E-P, l'origine des précipitations est liée à celle de recyclage. Pour une région donnée, le recyclage correspond à la proportion de précipitations d'origine locale par rapport aux précipitations totales. Trenberth (1999a) a montré comment ce recyclage dépend fortement de la taille de la région considérée. Plus cette taille est petite devant l'intensité du cycle hydrologique c'est-à-dire du transport de

vapeur, plus la quantité d'eau évaporée localement est faible devant celle apportée par les vents, et plus le recyclage diminue. A l'inverse à l'échelle du globe, toute l'eau précipitée provient de la même région, et le recyclage est de 100%. Pour une taille de région -une échelle spatiale- donnée, le recyclage est d'autant plus faible que les précipitations sont importantes devant l'évaporation, c'est-à-dire que l'hydrologie dépend plus d'un apport extérieur.

La Figure II.4 illustre ce recyclage estimé pour une échelle de 1000 km par Trenberth (1999b). Les valeurs les plus fortes (~30%) correspondent aux tropiques, zones 'sources' ou de divergence de la vapeur, les valeurs les plus faibles (~5-10%) aux latitudes moyennes, zones 'puits' ou de convergence de la vapeur.

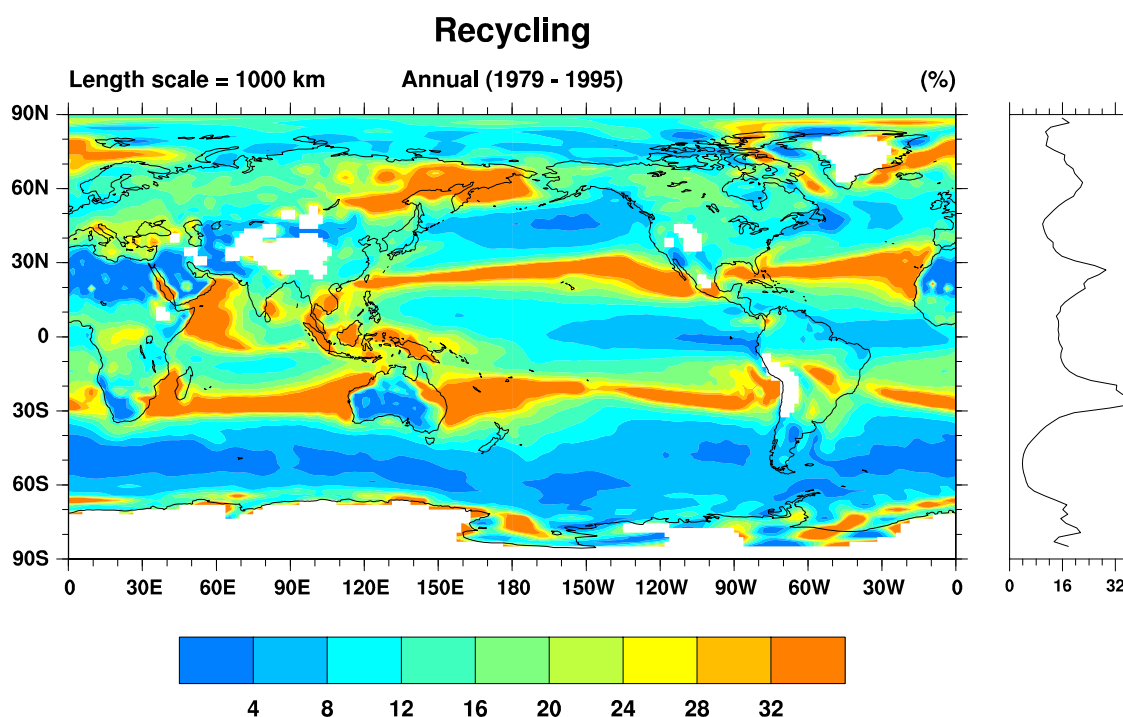


Figure II.4. Estimation du recyclage de la vapeur d'eau à l'échelle de 1000 km, en pourcent. Précipitations issues de CMAP, transport et évaporation des réanalyses NCEP. Figure tirée de Trenberth (1999b).

Cette notion de recyclage est particulièrement intéressante pour les continents, où la disponibilité en eau conditionne l'évaporation et contrôle en partie les précipitations, selon l'importance du recyclage. Trenberth (1999b) discute l'impact d'un réchauffement global sur la quantité de vapeur et de précipitations : l'humidité spécifique devrait croître beaucoup plus aux basses latitudes, à cause des températures absolues plus fortes, ce qui augmenterait d'autant les précipitations dans cette zone sans profiter nécessairement aux latitudes moyennes et hautes.

Notons qu'une des approximations utilisées par Trenberth (1999a) pour calculer ce recyclage suppose des précipitations faibles par rapport au flux d'eau transporté au-dessus de la région considérée : le flux moyen traversant chaque région est en effet considéré comme la

moyenne des flux aux limites de la région, ce qui ne correspond pas aux régions 'puits'. L'utilisation d'équations mieux adaptées permettrait d'avoir une vision plus complète de l'hydrologie globale.

Le temps de résidence de la vapeur dans l'atmosphère est une autre façon d'envisager le recyclage et l'intensité du cycle hydrologique. Ce temps de résidence peut être calculé soit par rapport aux précipitations qui 'épuisent' le stock atmosphérique de vapeur, soit par rapport à l'évaporation qui 'restaure' ce stock. Trenberth (1999a) estime cette durée moyenne à 8 jours, avec des variations allant de quelques jours à un mois. Les durées d'épuisement les plus courtes se rencontrent aux latitudes équatoriales et tempérées, les plus longues aux latitudes tropicales, et inversement pour les durées de restauration.

En Antarctique, comme au Groenland, le problème de l'origine de l'eau a toujours été posé en terme d'apport des plus basses latitudes. En effet les très basses températures (-40°C sur le plateau antarctique, -20°C au centre du Groenland) diminuent fortement la sublimation et donc a priori l'apport local de vapeur. Pourtant les études récentes des climats polaires montrent que cette sublimation joue un rôle important dans les précipitations, notamment en Antarctique. Du fait des très basses températures, ce continent piège la vapeur, c'est-à-dire que le flux de vapeur est globalement 'centripète', vers le pôle, même si des différences régionales existent comme en secteur atlantique. La sublimation semble jouer un grand rôle dans le bilan hydrologique, notamment sur le plateau antarctique où l'humidité spécifique est elle-même très faible. Dans ces régions, ainsi que globalement pour l'Antarctique, le bilan hydrologique s'écrit alors $A+E=P$. C'est-à-dire que les précipitations P sont constituées non seulement de l'apport de vapeur des plus basses latitudes, qui constitue l'accumulation A , mais aussi de la sublimation E qui peut participer à hauteur de 50% en été (Genthon et Krinner, 1998). D'un point de vue isotopique, ce recyclage par sublimation diminue le fractionnement en augmentant la quantité de vapeur (facteur F , Figure I.5). Il constitue donc une source de variabilité pour la teneur isotopique des précipitations (Koster et al., 1993). Une estimation plus précise du rapport entre sublimation et flux de vapeur est nécessaire afin de quantifier un effet isotopique, notamment à cause de l'existence d'une puissante inversion verticale de température.

Si l'on s'intéresse à la vapeur issue des plus basses latitudes, que peut-on tirer de cette notion de recyclage ? En faisant l'hypothèse que les précipitations sont faibles devant le flux de vapeur traversant une région, le recyclage varie alors à peu près linéairement avec l'échelle spatiale. A partir d'une valeur moyenne du recyclage de 20% à l'échelle de 1000 km (Trenberth, 1999a), le recyclage moyen pour une région de 3000 km qui s'étendrait de la côte antarctique (70°S) à 40°S serait alors de 60%. C'est-à-dire que 40% seulement de la vapeur précipitant dans cette région proviendrait des régions subtropicales à équatoriales. Une telle estimation est extrêmement grossière, car la valeur de 20% ne reflète pas les variations géographiques du recyclage, justement prépondérante pour notre problème. En pondérant les valeurs régionales du recyclage, estimées par Trenberth (1999a), par les précipitations, on obtient une image totalement différente (Tableau II.1). En effet seulement 20% des précipitations de la région provien-

nent alors des latitudes au sud de 40°S, 30% des latitudes tropicales (20°-30°S) et plus d'un tiers de la zone équatoriale (0°-20°S).

Il faut souligner le manque de précision de ces valeurs. La linéarité avec l'échelle spatiale est en effet approximative. D'autre part les estimations de Trenberth (1999a) (Figure II.4) sont susceptibles d'un biais important, provenant de l'incertitude et de l'hétérogénéité des champs hydrologiques (évaporation, précipitation, transport, issus de réanalyses et de compilation de données complétées par assimilation). On peut seulement souligner une certaine cohérence dans les 100% de recyclage trouvé pour la région 0°-70°S, qui représente à peu près tout l'hémisphère compte tenu de la très faible évaporation au sud de 70°S, et de l'apport probablement faible de vapeur de l'hémisphère nord (estimé à moins de 1% dans nos simulations, voir plus loin).

Quelle conclusion en tirer quant à l'origine des précipitations antarctiques ? L'une des hypothèses fortes utilisée pour ces calculs est que la vapeur est parfaitement mélangée dans chaque région. A l'échelle de plusieurs milliers de kilomètres, et même moins, ceci n'est pas vérifiée. Ce qui veut dire que ces chiffres du recyclage sont représentatifs des zones de plus forte évaporation, qui 'pèsent' le plus dans les moyennes, mais probablement pas des frontières de la région. Le concept de recyclage seul n'est donc peut-être pas bien adapté à nos précipitations antarctiques, et doit être complété par des observations météorologiques.

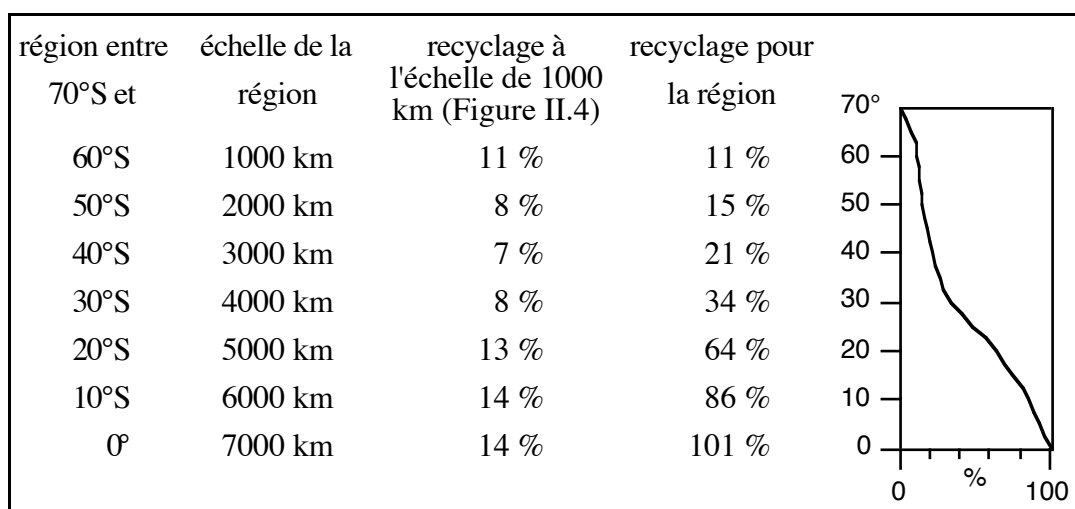


Tableau II.1. Recyclage moyen de la vapeur transportée des basses latitudes vers l'Antarctique (colonne 4 et courbe). Le recyclage à l'échelle de 1000km (colonne 3) est la moyenne des valeurs de Trenberth (1999b), pondérées par les précipitations (réanalyses NCEP). Le recyclage pour toute la région considérée (colonne 1) est obtenu en multipliant ce recyclage par la distance caractéristique de la région (colonne 2).

II.1.2. Les observations météorologiques et l'origine des précipitations antarctiques.

Des mesures des conditions météorologiques sont effectuées dans les différentes stations antarctiques, principalement côtières, manuellement ou de façon automatique. Ces mesures, notamment des précipitations, peuvent être comparées à des observations de la formation, du déplacement et de la disparition de dépressions autour du continent, observations basées sur la pression atmosphérique et plus récemment faites par satellite. Ces mouvements qui durent quelques jours constituent l'activité 'synoptique'. De telles corrélations entre précipitations et passage dépressionnaire, et leurs analyses, sont exposées dans les synthèses de Bromwich (1988) et King et Turner (1997). Brièvement, il ressort que les dépressions se forment aux latitudes où le gradient méridien de température maximal définit le front polaire, aux environs de 40°-50°S. Ces dépressions migrent vers le sud-est jusqu'à proximité du continent austral. La concentration de cette activité autour du continent austral définit une zone dépressionnaire circumpolaire située entre 60°S et 70°S. Quatre zones d'activité quasi stationnaires se rencontrent autour du continent, par ordre d'importance: les mers d'Amundsen et de Bellingshausen (80°-160°W), le secteur entre 60° et 120°E, un autre centré sur 30°E (au large de Dronning Maud Land), enfin la mer de Weddell, à cause de la déflexion de la Péninsule (voir par exemple Bromwich et al., 1995). Ces dépressions pénètrent la partie ouest du continent, et notamment sa péninsule, en y apportant la majorité des précipitations (80% à la station Rothera dans la Péninsule, selon Turner et al., 1995 cités par King et Turner, 1997). Au contraire le relief abrupt de la côte est forme une barrière presque infranchissable pour ces dépressions, dont l'activité décroît par de fortes précipitations côtières et se propage sous forme de nuages isolés accompagnés de très faibles précipitations dans l'intérieur. Sur le plateau, région la plus interne et la plus élevée, la majorité des précipitations tombent par temps clair. A cause du remaniement par le vent de la faible épaisseur de neige fraîche, il est très difficile d'évaluer les précipitations et leur saisonnalité. Dolgin et Petrov (1977) par exemple ont publié des estimations pour la station de Vostok : leur correction de l'effet du vent est du même ordre de grandeur que les mesures elles-mêmes (voir Figure II.14).

Jones et Simmonds (1993) ont réalisé une analyse statistique des dépressions extratropicales à partir des analyses météorologiques du Bureau Météorologique Australien, sur la période 1975-90, à l'aide d'un diagnostic automatique de l'activité cyclonique. Ils sont ainsi capables d'estimer les zones de cyclogénèse, les trajectoires des dépressions, et les zones de cyclolyse. Les dépressions se forment majoritairement dans les régions continentales méridionales (Amérique du sud, Australie), ainsi qu'autour de l'Antarctique notamment dans les quatre zones cycloniques (Figure II.5). Les zones de plus forte densité cyclonique décrivent des trajectoires préférentielles, orientées S-SE. Cette densité augmente tout autour de l'Antarctique pour former la 'dépression circumpolaire' ('circumpolar trough'), même si ces trajectoires semblent particulièrement liées aux zones de plus forte cyclolyse (mer de Bellingshausen, zone

de Dronning Maud Land, mer de Weddell). Il est remarquable que ces zones de cyclolyse maximale soit aussi celles de cyclogénèse maximale.

a.

b.

c.

Figure II.5. Zones de formation (a), de disparition (b), et de transport (c) des dépressions dans l'hémisphère sud, pour l'hiver (juin à août), d'après l'analyse de Jones et Simmonds (1993). Cyclogénèse et cyclolyse exprimées en 10^{-4} dépression /jour/(degré lat.)², isoligne à chaque unité. Vitesse de déplacement en m/s (longueur des flèches: 2mm=8 m/s), isolignes toutes les 5 unités.

L'importante formation de dépressions à moyennes et hautes latitudes pourrait donc indiquer une origine relativement proche des précipitations antarctiques. La même étude de Turner et al. (1995), utilisant des observations classiques et par satellites pendant une année, montre que la moitié des dépressions atteignant la station de Rothera se sont formées au sud de 60°S. Pourtant, comme les zones de cyclolyse et cyclogénèse correspondent, il est difficile de savoir quelle part de la vapeur est effectivement évaporée sur place et quelle part est apportée par les dépressions des plus basses latitudes. Rappelons que le recyclage à haute latitude, estimé par Trenberth (1999a), reste faible (10%). Cette estimation est peut-être largement biaisée par la sous-estimation de l'évaporation cotière, mal modélisée dans les modèles de circulation générale. La glace de mer autour de l'Antarctique fond presque entièrement en été, et ne peut donc s'épaissir comme la glace arctique. Sa fragilité permet l'existence de zones libres, soit par fracture de la glace sous l'effet du vent et des courants ('leads'), et par déplacement vers le nord de la glace côtière poussée par les forts vents catabatiques ('polynies'). Une forte évaporation est estimée dans ces zones libres, à cause de la température relativement chaude de l'eau de mer par rapport à la faible humidité de l'air froid sus-jacent (Figure II.6). Malheureusement les mesures sont très difficiles et manquent pour quantifier cet apport de vapeur.

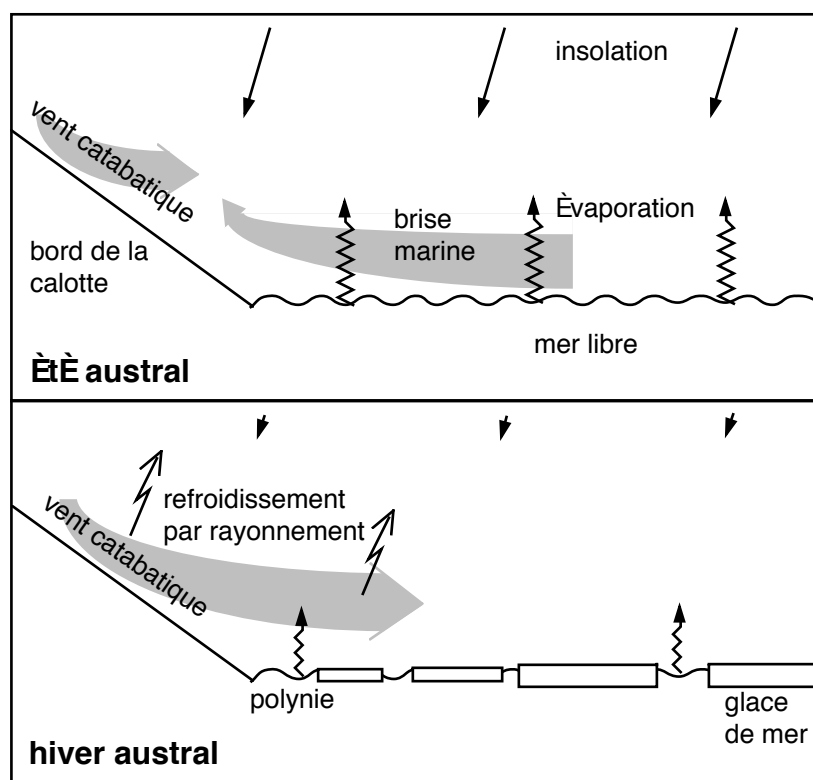


Figure II.6. Interaction entre les différentes composantes côtières. En hiver, les vents catabatiques éloignent la glace de mer de la côte, formant une zone libre. Des études sur le terrain semblent toutefois indiquer une reformation rapide de la glace (Worby et al., 1996). Des espaces dans la glace (fine) permettent une certaine

évaporation. En été, la brise côtière apporte au continent de la vapeur formée sur la surface libre. Schéma d'après King et Turner (1997).

Ces informations météorologiques semblent donc pouvoir préciser l'origine longitudinale des précipitations. L'orientation S-SE de migration des dépressions implique qu'elles atteignent le continent austral avec un fort décalage vers l'est par rapport à leur origine. Ainsi chaque bassin océanique fournit en vapeur une portion du continent décalée de quelques dizaines de degrés vers l'est par rapport à ses propres limites. Par contre, pour préciser l'origine de cette vapeur en latitude, d'autres informations sont nécessaires.

II.1.3. Les 'rétro-trajectoires' pour remonter aux sources de la vapeur.

La technique de rétro-trajectoire utilise, encore une fois, les analyses météorologiques, dont il est souvent question dans ce manuscrit. Ces analyses sont obtenues par assimilation d'observations météorologiques sur une période de quelques heures (6h typiquement), sur la grille d'un modèle de circulation générale, elles ont donc une couverture globale. L'assimilation, qui représente une 'interpolation objective', est réalisée par un modèle de circulation atmosphérique générale, contraint par ces observations. Du fait des multiples modifications apportées à ce modèle depuis les premières analyses, des assimilations portant sur une longue période de temps et utilisant la même version du modèle ont été réalisées récemment. Ce sont les 'réanalyses'.

Les rétro-trajectoires sont basées sur l'estimation, par les analyses, de la direction du vent, qui permet de 'remonter dans le temps' en construisant les trajectoires les plus probables suivies par la vapeur jusqu'à une 'cible' sur le continent antarctique. L'estimation de l'humidité relative permet aussi d'associer une trajectoire avec une probabilité de précipitation.

Cette technique prometteuse est en fait très sensible à l'interpolation des champs météorologiques, puisque une faible différence en début de trajectoire peut s'amplifier. Ainsi, l'utilisation de pas de temps différents (6h/12h) pour les réanalyses ECMWF (issues du même modèle et presque des mêmes observations) conduit à des variations géographiques d'origine de l'ordre de 1000 km (Kottmeier et Fay, 1998, C. Reijmer, 1999, communication personnelle).

L'information accessible par cette technique, même traitée de façon statistique, doit être comparée à des observations météorologiques afin de déterminer les différents régimes de temps et l'origine initiale -marine ou continentale- de la vapeur. Les reconstructions réalisées confirment en tout cas les trajectoires de dépressions obtenues par Jones et Simmonds (1993).

II.1.4. L'origine des poussières déposées à Vostok.

La glace à Vostok contient des particules de poussières, dont la concentration augmente d'un ordre de grandeur (facteur 10 à 30) pendant les périodes glaciaires par rapport aux périodes chaudes. L'origine géographique des poussières provient de l'interaction de plusieurs facteurs: une source de particules par érosion continentale, un transport atmosphérique, et un processus de déposition (sec et/ou humide). L'intensité de la source dépend du couvert végétal, de la force du vent, et du type de sol ou de roche affleurant. Au cours de leur transport atmosphérique, les particules sont triées selon leur poids (dépôt sec) et précipitées par condensation. L'origine de ces particules ne peut donc être assimilée à celle de la vapeur. Néanmoins, elle peut nous renseigner sur deux points: les trajectoires des vents dans l'hémisphère sud, et d'éventuels changements de transport atmosphérique durant les périodes glaciaires. Malheureusement la concentration très faible de poussière en période moderne rend très difficile son étude. Seule la poussière des périodes glaciaires a permis d'obtenir des conclusions fiables (I. Basile, 1999, communication personnelle).

La signature isotopique des poussières de la glace de Vostok permet de séparer distinctement les sources potentielles, alors que la minéralogie seule ne le pouvait. Elle indique que la Patagonie constituait la source majeure pendant les périodes glaciaires (Basile et al., 1997).

Une telle origine est compatible avec les trajectoires cycloniques de Jones et Simmonds (1993). Elle précise même la portée du décalage vers l'est de ces trajectoires, puisque la différence de longitude entre la Patagonie et Vostok est d'environ 170° . Mais elle n'apporte pas plus d'information sur l'origine des précipitations elles-mêmes. L'augmentation de la concentration de poussière en période glaciaire n'est pas facilement interprétable. L'hypothèse la plus souvent admise est l'intensification du transport atmosphérique, due à l'augmentation de la vitesse du vent. Mais ce vent accroît aussi l'extraction de poussière à la source, extraction facilitée par l'extension des zones désertiques. De plus une atmosphère plus sèche, car plus froide, facilite le transport en diminuant le dépôt par voie humide.

II.1.5. L'estimation latitudinale de l'origine par les isotopes de l'eau: le modèle simple.

La composition isotopique des précipitations antarctiques permet de 'remonter' à leur origine. Le modèle simple isotopique, présenté dans la première partie (Section I.2.3), permet en effet d'estimer cette composition pour différentes sources, caractérisées par leur température. Ce modèle comporte de nombreux paramètres, comme le gradient vertical de température, la fonction de supersaturation, dont les valeurs sont mal connues et doivent être déterminées par 'tâtonnement', en essayant de se rapprocher au mieux des compositions observées. Cette

détermination empirique des paramètres permet de préciser la sensibilité de la composition isotopique à chacun d'eux, mais empêche d'utiliser cette composition pour départager les différentes origines possibles: on peut trouver un jeu de paramètres pour chaque source permettant de simuler la composition observée. Il faut donc avoir recours à une caractéristique indépendante si l'on veut préciser l'origine des précipitations. Deux sont utilisées: la saisonnalité, ainsi que l'excès en deutérium, une quantité isotopique de deuxième ordre. L'excès en deutérium provient d'un faible écart à la relation moyenne entre les deux isotopes lourds. Plus précisément, alors que les teneurs isotopiques δD et $\delta^{18}O$ varient dans les précipitations dans un rapport de 8 environ, l'excès en deutérium, noté d , est défini comme l'écart à cette relation : $d = \delta D - 8 * \delta^{18}O$ (Dansgaard, 1964). La Partie 4 définit plus complètement cet excès. Comme chacune des teneurs δD et $\delta^{18}O$ est bien corrélée avec la température locale (Figure I.4), cet écart d est sensé dépendre d'autres paramètres, à l'origine des précipitations. Le modèle simple permet de montrer qu'il dépend fortement de la température de source.

Deux études, citées par Bromwich (1988), comparent les variations saisonnières de la teneur isotopique des précipitations à la station cotière de Syowa (40°E) avec les variations des conditions climatologiques océaniques. Elles concluent à une origine de la vapeur des moyennes à hautes latitudes (55-58°S pour l'une, 38°-62°S pour l'autre). Il faut souligner la méconnaissance des conditions climatologiques dans l'hémisphère sud, due à la faible densité de mesures. Depuis quelques années, les observations (par satellites notamment) et leur assimilation dans des modèles de circulation générale ("analyses opérationnelles") ont permis d'améliorer leurs couvertures spatiale et temporelle.

D'autres études, plus récentes, utilisent conjointement saisonnalité et excès en deutérium. Pour le Groenland, Johnsen et al. (1989) ont étudié des mesures issues de forages du sud-est (Dye 3) et du centre (site G) présentant une saisonnalité bien marquée. En essayant de simuler les valeurs élevées d'excès en deutérium et leur antiphasé avec le signal isotopique, ils concluent à une origine de moyenne latitude à subtropicale caractérisée par des températures océaniques de l'ordre de 20°C. Les valeurs d'excès plus faibles caractéristiques de sites côtiers (Isfjord, au Svalbard, et Reykjavik en Islande, stations du réseau de mesures isotopiques des précipitations de l'IAEA) sont par contre compatibles avec une source de vapeur plus proche. Pour ces derniers sites, la contrainte apportée par le modèle isotopique n'est pas très forte car les différences d'excès en deutérium apparaissent avec le fractionnement isotopique, à partir de valeurs peu différentes dans la vapeur initiale. Des conclusions identiques ont été obtenues pour l'origine des précipitations au centre du Groenland, pour les sites de GRIP et GISP (Hoffmann et al., 1997). A la fois les valeurs élevées de l'excès et un léger retard d'un mois par rapport aux isotopes, sont mieux simulés par une source subtropicale (34°N). Cette dernière étude utilise la

version du modèle développée par Ciais et Jouzel (1994), qui prend en compte la coexistence de trois phases aéroporées (vapeur, liquide et solide).

Pour l'Antarctique, les études se sont portées sur le plateau central, zone la plus élevée avec des altitudes supérieures à 3000 mètres, dans sa partie orientale où se trouvent les stations associées aux forages de Vostok, Dome Concordia, Dome B, Pole Sud, Plateau. Les traverses qui approvisionnent ces stations par voie de surface à partir de la côte (Mirny pour Vostok, Dumont d'Urville pour Dome C) ont permis l'échantillonnage de neige récente, de composition isotopique intermédiaire entre celle des sites côtiers (typiquement -150‰ pour δD) et celle extrême de l'intérieur (-440‰ à Vostok). Ce fractionnement poussé de la vapeur résulte des températures très basses rencontrées dans cette région centrale où la température annuelle est de l'ordre de -40°C , avec des minima aussi bas que -89°C . Dans ces conditions extrêmes, la teneur isotopique, et plus encore l'excès en deutérium, sont très sensibles à l'histoire de la vapeur et aux conditions de son fractionnement. Jouzel et Merlivat (1984) ont montré que, dans ces conditions de coexistence entre vapeur et phase solide, l'effet cinétique accompagnant la condensation est fondamental pour simuler des valeurs réalistes de l'excès en deutérium. Cet effet cinétique provient de la sursaturation de la vapeur par rapport au solide. Cette sursaturation est quantifiée par le rapport, noté S_i , entre la pression de vapeur effective et celle à l'équilibre ($S_i > 1$). A cause de la difficulté de mesure de ce rapport, une paramétrisation simple, linéaire à la température, est adoptée. Le très faible nombre de mesures disponibles alors n'a pas permis à Jouzel et Merlivat (1984) de préciser l'origine de la vapeur. Petit et al. (1991) ont utilisé de nouvelles données, issues de traverses, pour discuter l'augmentation continentale de l'excès en deutérium en terme de source. Ils ont montré que les fortes valeurs d'excès en Antarctique centrale sont uniquement compatibles avec une origine de la vapeur entre 30 et 40°S (Figure II.7), et qu'une contribution des hautes latitudes est possible dans les régions proches de la côte caractérisées par un excès faible.

Ciais et al. (1995) ont ajouté la contrainte de la saisonnalité à celle des valeurs d'excès en deutérium, afin de déterminer l'origine des précipitations pour un site proche de la côte, D47, en Terre Adélie, et un site central, Pôle Sud. Ils ont ajusté le modèle simple, pour chacune des sources envisagées, afin de simuler les valeurs d'excès mesurées. La phase entre l'excès et un isotope est utilisée pour discriminer les sources. Pour Pôle Sud, la source la plus probable se situe vers 30°S (plus ou moins 10°), avec une bonne correspondance entre les valeurs mesurées (Tableau II.2). Pour le site D47, la saisonnalité correspond à des latitudes subtropicales, mais les teneurs isotopiques elles-mêmes correspondent à des sources en hautes latitudes. Il apparaît donc que les caractéristiques de ce site côtier sont plus difficiles à simuler, peut-être parce que le modèle simple ne décrit pas les phénomènes convectifs qui affectent les zones côtières de

l'Antarctique comme du Groenland, mais correspond au transport 'horizontal' de la vapeur qui caractérise l'intérieur de l'Antarctique.

Figure II.7. Simulation de la relation entre l'excès en deutérium et la teneur en deutérium (δD) des précipitations, pour différentes sources caractérisées par leur latitude, avec un modèle isotopique simple (Petit et al., 1991). Les paramètres du modèle ont été ajustés différemment pour chaque source afin de reproduire au mieux les mesures en Antarctique (symboles).

Delmotte et al. (1999) ont étudié le site côtier de Law Dome (113°E), à proximité de la station australienne de Casey. Par rapport à D47, ce site bénéficie d'une accumulation trois fois plus forte et d'un vent plus faible, ce qui donne plus de confiance dans la datation et la stratigraphie. Ils ont appliqué le modèle de Ciais et Jouzel (1994) à différentes sources possibles des précipitations, et montrent que l'addition de vapeur issue de la zone côtière, en été, rapproche la phase entre isotope et excès des observations. Cette étude renforce donc l'idée d'une source locale pour les précipitations côtières, au moins en été lorsque la mer est libre de glace.

Site:	Deutérium (δD , ‰)			Excès en Deutérium (d, ‰)			retard d/ δD (mois)
	moy.	min.	max.	moy.	min.	max.	
Pôle Sud							
observations	-390	-450	-340	9	5	12	2-3
modèle 20°S	-402	-447	-338	10	5	14	4-6
modèle 30°S	-393	-435	-336	10	7	14	2-3
modèle 40°S	-387	-431	-323	11	7	14	4-7
modèle 50°S	-373	-429	-300	8	-2	16	5-7
modèle 60°S	-365	-418	-294	8	-4	18	5-6
Côte (D47)							
observations	-210	-250	-150	5	0	9	0
modèle 20°S	-257	-313	-178	5	3	6	2-3
modèle 30°S	-247	-300	-168	7	2	10	1-2
modèle 40°S	-235	-295	-150	5	3	8	4-5
modèle 50°S	-227	-312	-113	0	-5	6	4-5
modèle 60°S	-209	-280	-92	-6	-10	-4	4-5

Tableau II.2. Caractéristiques isotopiques de deux sites antarctiques, Pôle Sud dans l'intérieur (1000 km de la côte), et D47 en Terre Adélie (154°E, 75°S, à 110 km de la côte), comparées à celles simulées pour différentes sources (Ciais et al., 1995). Mesures faites sur la neige de surface, représentant 9 ans pour Pôle Sud, environ 25 ans pour D47.

Quelques études ont envisagé des variations d'origine des précipitations, ou tout au moins de leurs caractéristiques, lors des changements climatiques. Jouzel et al. (1982) ont mesuré à Dome C une diminution de 4.5‰ de l'excès en deutérium en période glaciaire. Ils l'ont interprétée par l'augmentation de l'humidité relative à la source de 10%, en supposant une diminution de l'évaporation, de la température, et une augmentation de la vitesse des vents. Mais la modélisation utilisée alors, et donc la sensibilité aux différents paramètres, sont discutables. Au contraire Johnsen et al. (1989) ont trouvé un excès constant au sud du Groenland (site Dye 3, d=8‰). Ils ont interprété cette invariance par une humidité spécifique (teneur de l'air en vapeur) constante, provenant d'un refroidissement de la source (2°C) et d'une augmentation de l'humidité relative de 10%. Ces variations sont généralement discutées à 'source fixe', en supposant que l'origine géographique des précipitations n'a pas varié, car elles sont compatibles avec ce que l'on attend d'un changement climatique glaciaire (refroidissement, vent plus fort, etc). Un autre exemple d'une telle interprétation se trouve dans Aristarain et al. (1986). Le modèle isotopique simple permet d'estimer la dépendance entre la variation climatique (sur la dernière centaine d'années) Δ de la teneur des précipitations en Péninsule Antarctique (île de James Ross, 57°W-67°S), et les variations de température de condensation (T_c) et de la source (T_e): $\Delta\delta D = 8.5*\Delta T_c - 4.2*\Delta T_e$. En supposant une source de vapeur

proche, les auteurs avancent que les variations de ces deux températures doivent être voisines: $\Delta T_c = \Delta T_e$, ce qui conduit à un gradient: $\Delta \delta D = 4.3 * \Delta T_c$. Cette valeur est en fait très proche du gradient temporel calculé à partir de relevés de température des stations voisines depuis 50 ans environ (Faraday et Esperanza). Cette possibilité d'un gradient temporel ($4.3\text{‰}/^\circ$) plus faible que le gradient spatial ($8.5\text{‰}/^\circ$) par refroidissement de la source (T_e) souligne, encore une fois, l'intérêt de déterminer l'origine des précipitations.

Un cas opposé a pourtant été rencontré: une diminution de 4‰ de l'excès en deutérium a été mesuré par Johnsen et al. (1989) à Dye 3 (Groenland du sud) lors des interstades (chauds) ponctuant la période glaciaire. Cette diminution d'excès suppose un refroidissement de 2°C de la source des précipitations, en contradiction avec le réchauffement de toute la région nord-atlantique, démontré, notamment, par les isotopes eux-mêmes. Ces auteurs ont avancé, judicieusement, l'hypothèse que la zone source des précipitations (la dérive nord-atlantique) pouvait avoir changé de température en changeant de place, décalée vers le sud en période froide (donc plus chaude) et vers le nord en période chaude (donc plus froide) comme toutes les autres structures climatiques ('front polaire', glace de mer, etc). Un tel résultat est confirmé par notre modélisation de la circulation générale atmosphérique.

II.1.6. L'estimation de l'origine par les modèles de circulation générale.

La circulation générale atmosphérique étant en grande partie couplée au cycle hydrologique, sa modélisation a d'abord nécessité une bonne représentation des changements d'états de l'eau. Le bilan hydrologique, les champs de précipitation, d'évaporation, sont parmi les meilleurs critères d'appréciation de la qualité d'un modèle. La modélisation des différents processus en jeu permet d'intégrer des 'traceurs', molécules dont la répartition dépend du cycle hydrologique, à l'instar de colorants. Les traceurs les plus directement liés à ce cycle, et qui nous intéressent, sont bien sûr les isotopes de l'eau, stables (H_2^{18}O et HDO) ou non (HTO, T étant le tritium ^3H). Si les premières modélisations, limitées à la dimension verticale (voir par exemple les mesures et modélisation des isotopes stables dans la grêle par Jouzel et al., 1975) utilisaient ces traceurs dans le but de préciser la formation des précipitations, la modélisation globale du cycle hydrologique a permis de mieux comprendre la répartition naturelle des isotopes et leur relation avec certains paramètres météorologiques comme la température (Joussaume et al., 1984). Une telle modélisation globale permet aussi d'analyser la contribution des différentes régions du globe au bilan hydrologique, en définissant un traceur constitué par l'eau évaporée sur une région donnée, traceur dont le devenir atmosphérique peut être suivi dans le modèle. On a ainsi accès à l'origine des précipitations. D'un point de vue technique, il suffit de multiplier les variables hydrologiques par le nombre de traceurs. Par exemple on définit une variable représentant la quantité de traceur sous forme vapeur dans le premier niveau du modèle,

variable 'remplie' par l'évaporation uniquement au-dessus de la source du traceur. Une définition géographique des sources sur la grille du modèle est donc nécessaire, selon des critères de température et/ou de limites géographiques (océan/continent). Une telle modélisation s'est d'abord intéressée au cycle global (Joussaume et al., 1986, Koster et al., 1986), pour montrer une contribution saisonnière des moyennes et hautes latitudes aux précipitations, puis au recyclage continental, en relation avec la composition isotopique des précipitations (Koster et al., 1993, Numaguti, 1999). La distribution des isotopes de l'eau a été modélisée parallèlement, avec différents modèles: celui du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD), de Paris (Joussaume et al., 1984); celui du Goddard Institute for Space Studies à New York (GISS), laboratoire de la NASA (Jouzel et al., 1987); celui du Max-Planck Institut de Hambourg (ECHAM, Hoffmann et al., 1998); et celui du National Center for Atmospheric Research (NCAR), à Boulder (GENESIS, R. Matthieu, communication personnelle). Cette technique de traçage est développée en détails dans la thèse de Koster et al. (1988). Actuellement, à notre connaissance, trois modèles sont 'équipés' pour tracer l'origine de l'eau-: celui du GISS; celui du Max-Planck (ECHAM); et celui du Centre de Recherche sur le Système Climatique (CCSR/NIES) (Numaguti, 1999). Par rapport aux autres techniques passées en revue dans les sections précédentes, cette modélisation est la plus juste car elle permet de suivre l'eau, et non un traceur indirect, depuis son évaporation jusqu'à sa précipitation. Par contre elle est entachée de tous les biais du modèle, qui reste une représentation approximative de la réalité.

La section suivante présente les résultats de notre modélisation avec le modèle du GISS sur l'origine des précipitations antarctiques. Elle reprend un article publié dans *Tellus*, complété de quelques résultats récents, issus à la fois d'observations et de simulations.

II.2. L'origine des précipitations antarctiques simulées avec le modèle du GISS.

Le modèle de circulation générale du GISS a été conçu au début des années 80, par une brillante équipe qui n'était alors limitée que par la puissance de calcul des machines (Hansen et al., 1983). Si ce modèle est dépassé actuellement, c'est plutôt par sa résolution spatiale voire les conditions aux limites utilisées, que pour son architecture ou ses paramétrisations. En particulier la possibilité pour chaque maille de la grille de contenir à la fois des surfaces continentale, océanique et de glace, compense en partie la faible résolution spatiale. Cette définition parcellaire est appliquée dans les modèles récents, malgré leur meilleure résolution spatiale, notamment pour permettre les échanges avec l'océan polaire partiellement englacé (voir par exemple Krinner et al., 1997b). La Figure II.8 schématise les composants d'un tel modèle de circulation générale. Certains sont fixés et constituent des limites physiques, que ce soit en température (océan), en altitude (orographie), en albédo (végétation), en concentration (gaz et aérosols), etc. Les caractéristiques de ces composants sont les 'conditions aux limites' du modèle. Les autres composants, teneur en vapeur d'eau, vent, température de l'air, etc, sont modifiés par le modèle à partir des équations de conservation de la quantité de matière, du mouvement et de l'énergie. Une circulation atmosphérique est donc explicitement simulée, à la résolution spatiale et temporelle du modèle. Pour des raisons pratiques de temps et de coût de calcul, ces résolutions sont limitées à quelques degrés en latitude et longitude (quelques centaines de kilomètres), et quelques minutes à dizaines de minutes pour la résolution temporelle (selon que l'on parle de la résolution des phénomènes dynamiques ou physiques). Tous les phénomènes non résolus par ces résolutions (phénomène de 'sous-maille') sont paramétrisés, c'est-à-dire que leurs effets ne sont pas explicitement calculés mais implicitement via d'autres variables. Pour le modèle du GISS, deux résolutions spatiales sont utilisées, appelées 'médiane' et 'fine': 8° par 10° (latitude par longitude), et 4° par 5°. Le pas de temps dynamique est de 15 minutes (la moitié pour la résolution 'fine'), mais les intégrations physiques sont réalisées toutes les heures. Une technique de 'zoom' permet d'améliorer la résolution spatiale sur une région seulement (100 km), sans augmenter globalement le temps de calcul, comme par exemple sur l'Antarctique (Krinner et al., 1997b). Toutes les études montrent en effet que le climat simulé dépend fortement de la résolution spatiale, notamment sur les régions polaires (Genthon, 1994).

II.2.1. La version 'traceurs' du modèle du GISS au LSCE.

Une version 'traceur', c'est-à-dire capable de simuler la dispersion de traceurs, a été mise au point par Randy Koster et Jean Jouzel, notamment, au GISS, pour les isotopes de l'eau. Il s'agit d'ajouts dans le code climatique de variables dédiées aux traceurs, dont les

valeurs sont modifiées à partir des variables climatiques. Cet ajout ne change donc pas le climat simulé. Le développement est explicité dans Koster et al. (1988), et des tests de sensibilité pour le climat moderne sont décrits dans Jouzel et al. (1991).

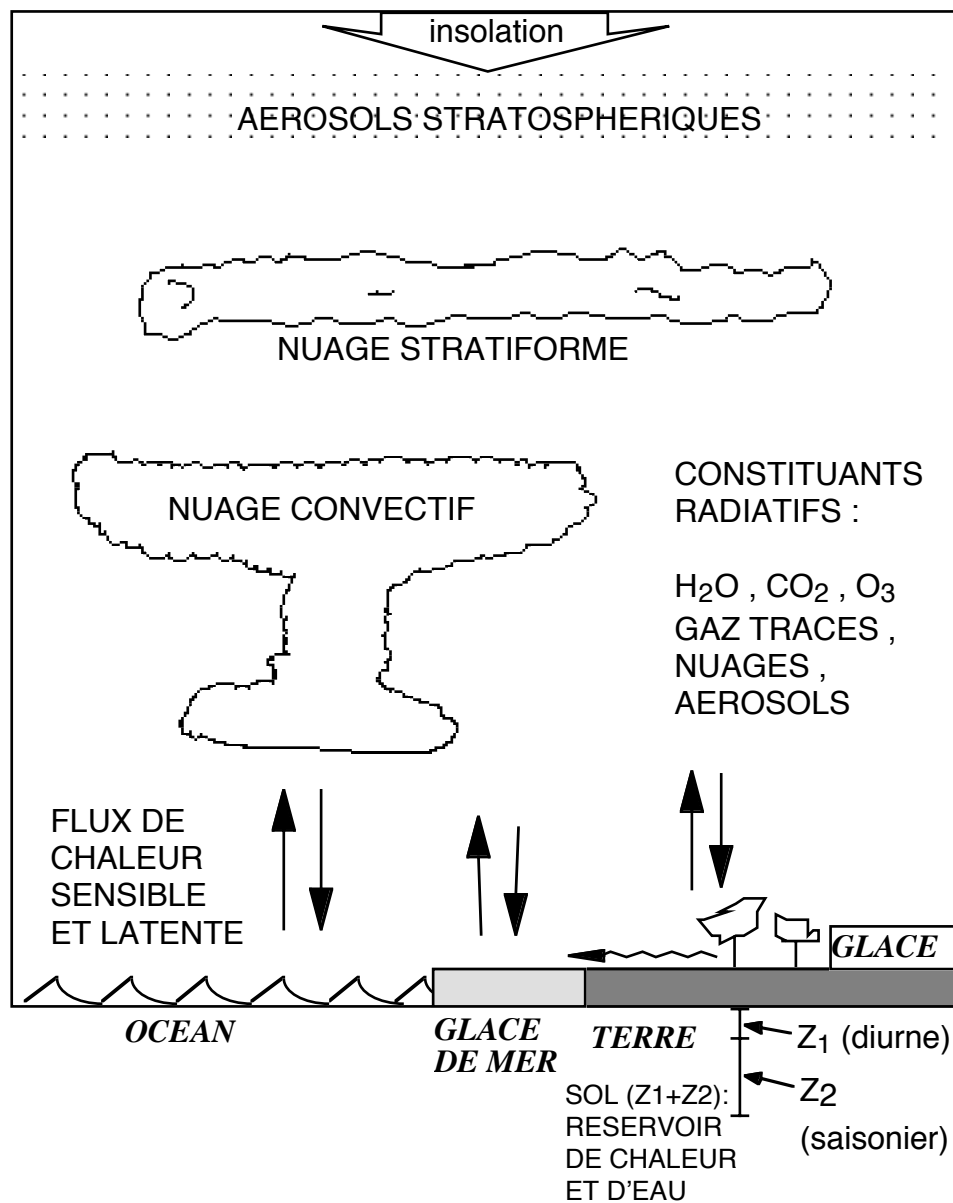


Figure II.8. Schématisation des processus pris en compte dans le modèle du GISS: l'énergie provient du soleil et de l'océan (températures fixes), elle est échangée entre les réservoirs notamment par transport atmosphérique. Chaque boîte de surface peut contenir une proportion de terre (couverte de végétation, éventuellement de glace) et d'océan (avec une partie saisonnière de glace de mer). D'après Hansen et al. (1983).

Le code complet a été rapatrié au LSCE par Valérie Masson avec l'aide de Rick Healy, qui s'occupe des simulations au GISS. Il s'agit d'une version adaptée pour les stations de travail IBM, qui a été implantée sur un IBM RS6000 du LSCE sans modification. Le code du modèle est divisé en 'modules' contenant différentes routines, nommés par rapport à leur fonction et la version du modèle. 'M9' correspond ainsi à la version 'médiane' ($8^\circ \times 10^\circ$) avec 9 niveaux verticaux. 'P' ajoute la possibilité de changer l'insolation pour des simulations du climat passé. Toirs modules sont vraiment nécessaires pour le climat: 'mra01mcm9' qui traite les nuages, convectifs (routine 'MSTCNP') et stratiformes (routine 'CONDSE'); 'MS28PM9' qui traite tous les échanges de chaleur et les phénomènes dynamiques; et 'R25F' qui s'occupe du rayonnement. Le module 'DS28M9' contient des routines de diagnostic.

La version 'médiane' ($8^\circ \times 10^\circ$) a été utilisée pour presque toutes les simulations, malgré sa faible résolution spatiale, pour plusieurs raisons. Les simulations antérieures ont largement utilisé cette version, surtout pour les isotope de l'eau (sauf Charles et al., 1994), il était donc préférable d'utiliser la même pour pouvoir comparer (j'utilisais alors un modèle pour la première fois ...). De plus les paramétrisations isotopiques ont été développées sur cette version, et le simple changement de résolution peut affecter leur validité. Enfin la souplesse d'utilisation d'un modèle peu gourmand à la fois en temps et en place disque est appréciable, quand on en est à 'tatonner' et à corriger ses erreurs. Pour mémoire, une simulation climatique de 10 ans, avec 21 traceurs, représente environ 110 heures de calcul.

La comparaison avec les simulations antérieures puis entre nos différents essais a fait apparaître un manque de reproductibilité pour ce qui concerne les isotopes, c'est-à-dire que deux simulations avec les mêmes paramètres et les mêmes conditions limites donnent des résultats légèrement -par rapport à la variabilité interne- différents. En particulier les valeurs communiquées par Randy Koster issues de la simulation moderne de 5 ans '958P' (avec moyenne sur les 4 dernières années, qui a servi de contrôle dans le travail de Jouzel et al., 1994) n'ont jamais pu être reproduites exactement. Deux paramètres étaient en fait différents dans la version reçue de Rick Healy, deux températures seuils : TLS et TFREEZ, avec, respectivement dans 958P et dans nos simulations, les valeurs de $-15^\circ\text{C}/-25^\circ\text{C}$ et $-5^\circ\text{C}/-10^\circ\text{C}$. Une simulation dénommée 't958' a été réalisée avec exactement les mêmes paramètres que 958P sans se rapprocher plus de ses résultats. Nous avons gardé les valeurs différentes de TLS et TFREEZ parce que de nombreuses simulations avaient déjà été faites. Ces différences pourraient expliquer les valeurs d'excès en deutérium plus faibles en Antarctique que dans les résultats de Jouzel et al. (1987). Pour expliquer la non-reproductibilité, deux éléments peuvent être avancés, dont on ne connaît pas réellement la portée: le codage des nombres en simple précision (sur 4 octets), qui n'est peut-être pas suffisamment précis; et l'utilisation d'un générateur de nombre aléatoire (fonction 'RANDU' utilisée pour la distribution radiative des nuages). Comme ces variations sont faibles, nous n'avons pas poussé plus loin nos investigations. Avec la faible

résolution spatiale, nous ne pouvons étudier de toutes façons que des variations de premier ordre.

La définition géographique des sources est la même pour toutes les simulations 'globales', autres que les simulations à but régional (focalisée par exemple sur les Andes). 19 sources, correspondant à 21 traceurs (19 plus les deux isotopes) sont ainsi définies par des limites géographiques immobiles, fixées une fois pour toute par rapport à la température annuelle de surface, ainsi que la teneur isotopique de la vapeur. Le tableau II.3 présente ces critères.

HEMISPHERE SUD

- | | |
|---|---|
| 3. Antarctique: continent plus glace de mer permanente (>90% de la surface en été) | |
| 4. Pacifique, $sst < -1^{\circ}\text{C}$ | 5. Atlantique, $sst < -1^{\circ}\text{C}$ |
| 6. océan Indien, $sst < -1^{\circ}\text{C}$ | 7. Pacifique, $-1^{\circ}\text{C} < sst < 8^{\circ}\text{C}$ |
| 8. Atlantique, $-1^{\circ}\text{C} < sst < 4^{\circ}\text{C}$ | 9. océan Indien, $-1^{\circ}\text{C} < sst < 4^{\circ}\text{C}$ |
| 10. Pacifique, $8^{\circ}\text{C} < sst < 20^{\circ}\text{C}$ | 11. Atlantique, $4^{\circ}\text{C} < sst < 12^{\circ}\text{C}$ |
| 12. océan Indien, $4^{\circ}\text{C} < sst < 12^{\circ}\text{C}$ | 13. Pacifique, $20^{\circ}\text{C} < sst < 27^{\circ}\text{C}$ |
| 14. Atlantique, $12^{\circ}\text{C} < sst < 20^{\circ}\text{C}$ | 15. océan Indien, $12^{\circ}\text{C} < sst < 22^{\circ}\text{C}$ |
| 16. Atlantique, $20^{\circ}\text{C} < sst < 24^{\circ}\text{C}$ | 17. océan Indien, $22^{\circ}\text{C} < sst < 27^{\circ}\text{C}$ |
| 18. Atlantique, $24^{\circ}\text{C} < sst < 28^{\circ}\text{C}$ | 19. océan Indien, $sst > 27^{\circ}\text{C}$ ('warm pool') |
| 20. Pacifique, $sst > 27^{\circ}\text{C}$ ('warm pool') | |
| 21. continents, surface continentale > 70% (étant donné le rapport 2/3 moyen entre l'évaporation continentale et océanique) | |

HEMISPHERE NORD

- | | |
|--|---|
| 3. continent, surface continentale > 70% | |
| 4. océan Indien, $sst > 26^{\circ}\text{C}$ | 5. Atlantique, $sst > 26^{\circ}\text{C}$ |
| 6. Pacifique, $sst > 27^{\circ}\text{C}$ | 7. Pacifique, $20^{\circ}\text{C} < sst < 27^{\circ}\text{C}$ |
| 8. Atlantique, $24^{\circ}\text{C} < sst < 26^{\circ}\text{C}$ | 9. Atlantique, $20^{\circ}\text{C} < sst < 24^{\circ}\text{C}$ |
| 10. Atlantique, $14^{\circ}\text{C} < sst < 20^{\circ}\text{C}$ | 11. Méditerranée+mer Noire, $14^{\circ}\text{C} < sst < 22^{\circ}\text{C}$ |
| 12. Pacifique, $16^{\circ}\text{C} < sst < 20^{\circ}\text{C}$ | 13. Atlantique, $10^{\circ}\text{C} < sst < 14^{\circ}\text{C}$ |
| 14. Pacifique, $10^{\circ}\text{C} < sst < 16^{\circ}\text{C}$ | 15. Pacifique, $6^{\circ}\text{C} < sst < 10^{\circ}\text{C}$ |
| 16. Atlantique N, $4^{\circ}\text{C} < sst < 10^{\circ}\text{C}$ | 17. Pacifique, $4^{\circ}\text{C} < sst < 6^{\circ}\text{C}$ |
| 18. Labrador+grands lacs, $-1.8^{\circ}\text{C} < sst < 4^{\circ}\text{C}$ | 19. Atlantique NE, $-1.8^{\circ}\text{C} < sst < 4^{\circ}\text{C}$ |
| 20. océan Arctique sans glace permanente | |
| 21. océan Arctique avec glace permanente (100% en été) | |

Tableau II.3. Critères de définition géographique des sources, d'après la température annuelle de surface océanique ('sst').

Etant donné que l'échange interhémisphérique de vapeur est faible (au moins dans le modèle, estimé à moins de 1%), chaque source est dédoublée entre les deux hémisphères. Une translation méridienne de la numérotation des sources assure une distance maximale entre les mêmes sources: par exemple la source n°20 représente la zone océanique équatoriale dans l'hémisphère sud et l'océan arctique dans l'hémisphère nord. La Figure II.8 présente ces sources. Une définition élégante, dynamique, des sources, dont les limites géographiques changent alors de façon à conserver leur température moyenne à chaque pas de temps, a été testée par Randy Koster. D'après lui, cette technique est instable et ne donne pas de bons résultats. Elle a pourtant été adoptée par l'équipe utilisant le modèle ECHAM (Werner et al., 1999b, manuscrit soumis).

D'autres définitions géographiques des sources ont été utilisées, pour étudier l'origine des précipitations sur les Andes (travail avec Arthur Green, du Lamont-Doherty Earth Observatory), sur les Alpes (dans le cadre du programme ALPCLIM).

II.2.2. L'origine des précipitations antarctiques simulée par le modèle du GISS.

Ce travail poursuit celui de Koster et al. (1992) qui était limité au mois de juillet (période des plus fortes précipitations, donc a priori avec le moins de bruit) pour un climat moderne. Ces auteurs cherchaient à expliquer le reste de dispersion dans la corrélation entre les teneurs isotopiques de ces précipitations et la température locale, en simulant une relation entre l'origine des précipitations (en terme de température de source) et leur teneur isotopique. Si une telle relation a bien été simulée, elle ne permet pas d'expliquer la dispersion des teneurs isotopiques. Mon travail s'est donc plutôt concentré sur les variations climatiques de ces origines, en relation avec la température de source (voir paragraphe I.2.3).

Cette section reprend un article sous presse dans *Tellus*, écrit en collaboration avec Valérie Masson et Jean Jouzel du LSCE, Randy Koster (maintenant au GSFC, Greenbelt) et Richard Healy à Woods Hole. Il est complété à partir de travaux parus depuis sa conception : le travail de Genthon et Krinner (1998) basé sur les réanalyses, alors que Bromwich et al. (1995) n'utilisaient que les analyses opérationnelles, et celui de Werner et al. (1999c, soumis) sur une simulation de l'origine des précipitations polaires avec le modèle ECHAM.

Ce travail a permis d'estimer la contribution des différentes sources (Figure II.8) aux précipitations antarctiques, pour des climats modernes et glaciaires. Malgré la faible résolution spatiale utilisée ($8^\circ \times 10^\circ$), ce modèle simule dans ses grandes lignes le cycle hydrologique actuel. Pour le climat moderne, ces précipitations proviennent majoritairement et tout au long de l'année

des latitudes moyennes à subtropicales (30°S-60°S). Les zones côtières antarctiques sont approvisionnées par l'océan le plus proche, et plus à l'intérieur les précipitations proviennent de différents bassins océaniques.

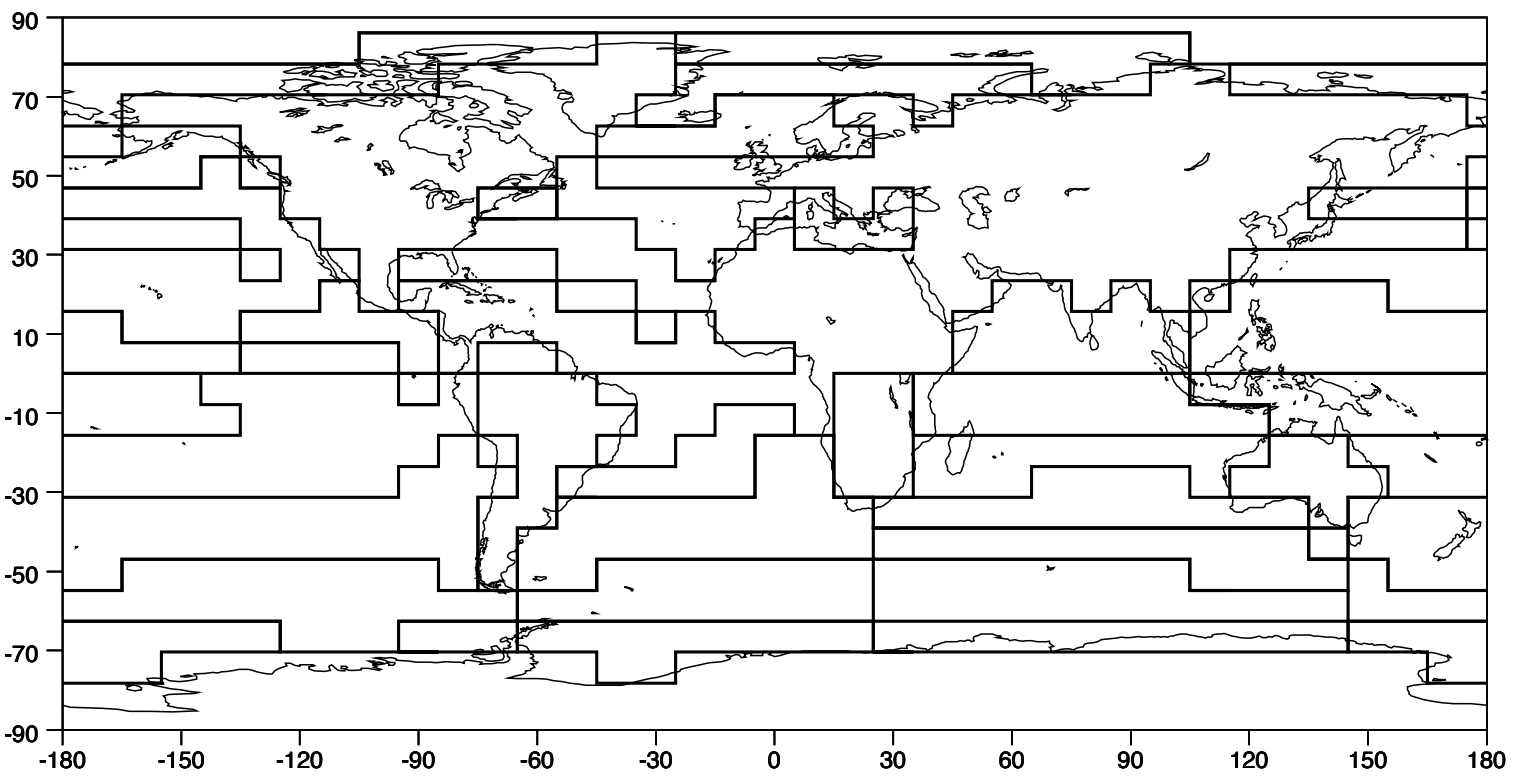


Figure II.8. Définition géographique des sources utilisée pour la majorité des simulations, basée sur la température de surface (voir Tableau II.3).

Imposer les reconstructions glaciaires de CLIMAP (1981), augmente le gradient hémisphérique de température et la contribution des basses latitudes aux précipitations antarctiques. La saisonnalité de ces contributions est aussi modifiée, les plus fortes variations affectant les côtes. Comme ces reconstructions glaciaires sont critiquées, particulièrement dans la zone intertropicale, nous avons réalisé une simulation glaciaire avec des températures tropicales plus froides. La diminution du gradient hémisphérique qui en résulte rapproche les contributions relatives des différentes sources des valeurs modernes.

INTRODUCTION

The Antarctic ice sheet, the largest surficial freshwater reservoir on the Earth ($\sim 30 \cdot 10^6 \text{ km}^3$), is an important component of the climate system. Fluctuations of the hydrological cycle may induce changes in the ice sheet mass balance, with potentially important consequences for sea level change on short and long timescales (a sea level increase of about 70 m would result from a total melt) (Warrick et al., 1996). Moreover, the Antarctic ice sheet constitutes a unique archive of past climate and environmental changes, with ice core records now extending through the last four climatic cycles (Petit et al., 1999), roughly 400000 years. Figure II.9 shows the various Antarctic sites where deep drillings have already been achieved (Byrd, Dome C, Dome B, Vostok and few coastal sites), or is ongoing or planned (Dome Fuji, Siple Dome, Dome C and Dronning Maud Land; these last two drillings are undertaken under the framework of EPICA, the European Project for Ice Coring in Antarctica).

The reconstruction of past Antarctic climate is largely based on the interpretation of the oxygen 18 ($\delta^{18}\text{O}$) or deuterium (δD) profiles measured along these ice cores (Lorius et al., 1979; Jouzel et al., 1996). An empirical relationship between isotope concentration in precipitation and local temperature has been established from present-day measurements; this relationship has been used to interpret the isotope paleodata in the ice cores in terms of past temperatures. The implicit assumption in this approach is that the measured present-day spatial relationship holds at a single location through time. This assumption is now being challenged by alternative estimates of glacial to interglacial temperature changes inferred from borehole thermometry for Greenland (Cuffey et al., 1995; Johnsen et al., 1995) and to a lesser degree for Antarctica (Salamatin et al., 1998).

Indeed, the assumption requires close scrutiny because the isotopic content of polar precipitation depends not only on the local temperature, but also on the origin and transport history of the precipitating water (Koster et al., 1992). Thus, if the origin of precipitation changes in time, the temporal isotope-temperature relationship may differ from the present-day

spatial relationship. Temporal changes in precipitation seasonality and vertical atmospheric structure may also lead to disagreement in the temporal and spatial relationships (see Jouzel et al., 1997, for a recent review), but Krinner et al. (1997a) have shown them to have little effect.

A better understanding of the moisture sources for Antarctic precipitation - and how the relative contributions of these sources may have varied with time - would presumably improve the interpretation of the Antarctic ice core data. Unfortunately, moisture contributions from different evaporative sources cannot be isolated through direct measurement. One common indirect approach is based on the relationship between evaporative source conditions (temperature, humidity, wind speed) and deuterium excess ($d = \delta D - 8 * \delta^{18}O$) at the precipitation site. Petit et al. (1991) and Ciais et al. (1995) applied a Rayleigh-type isotopic model, which captures this relationship well, to Antarctic surface snow measurements and inferred a major subtropical evaporative source. They could not discount, however, an additional contribution from nearby coastal waters. More recently, using the same model, Delmotte (1997) suggested a seasonal variation in the relative strengths of the sources contributing to precipitation at the Law Dome site on the East Antarctic coast. Other studies concerning Antarctic precipitation origins, based on hydrological and isotopic approaches, give divergent conclusions (see Bromwich, 1988, for a review). Since then, an analysis of storm tracks across the southern hemisphere (Jones and Simmonds, 1993) has imposed new constraints on vapour origin, at least in a longitudinal sense.

These indirect approaches generally assume an idealized moisture history (precipitation and mixing) along the trajectory from ocean to ice sheet. A more realistic representation of the moisture history can be obtained with an atmospheric general circulation model (AGCM) fitted with special tracer diagnostics. With such a model, moisture evaporating from a specified source region can be "tagged", and this tracer vapour can be followed through the atmosphere until it precipitates. Examination of the tracer precipitation diagnostics at a given site establishes the evaporative sources for the precipitation there, as simulated by the AGCM (Joussaume et al., 1986; Koster et al., 1986).

Using this approach, Koster et al. (1992) established the sources of Antarctic precipitation for present-day July conditions. They found that the average source temperature for July precipitation in Antarctica is roughly 12°C. Here, we extend this analysis to the full annual cycle and to both present-day and ice age conditions in order to quantify the potential seasonal and climatic variations in the relative strengths of the moisture sources for Antarctic precipitation.

TRACING WATER WITH AN AGCM

The GISS atmospheric general circulation model:

For the present study, we use the Model II version of the NASA Goddard Institute for Space Studies (GISS) atmospheric GCM (Hansen et al., 1983). The boundary conditions

forcing the atmosphere dynamics include diurnally-varying and seasonally-varying insolation, seasonally-varying sea surface temperature and sea ice distribution, and atmospheric composition (CO_2 content, etc.). Each grid box is divided into fractions of open sea, sea ice, land and continental ice, which are treated independently. Several studies have shown that this GCM, even when run at a coarse ($8^\circ \times 10^\circ$) resolution, successfully reproduces the main features of the earth's climate system, due in part to detailed treatments of physical processes (eg Hansen et al., 1984). Our simulations use the $8^\circ \times 10^\circ$ resolution, with nine σ -levels in the vertical. We discuss in the following the simulated hydrological characteristics around Antarctica.

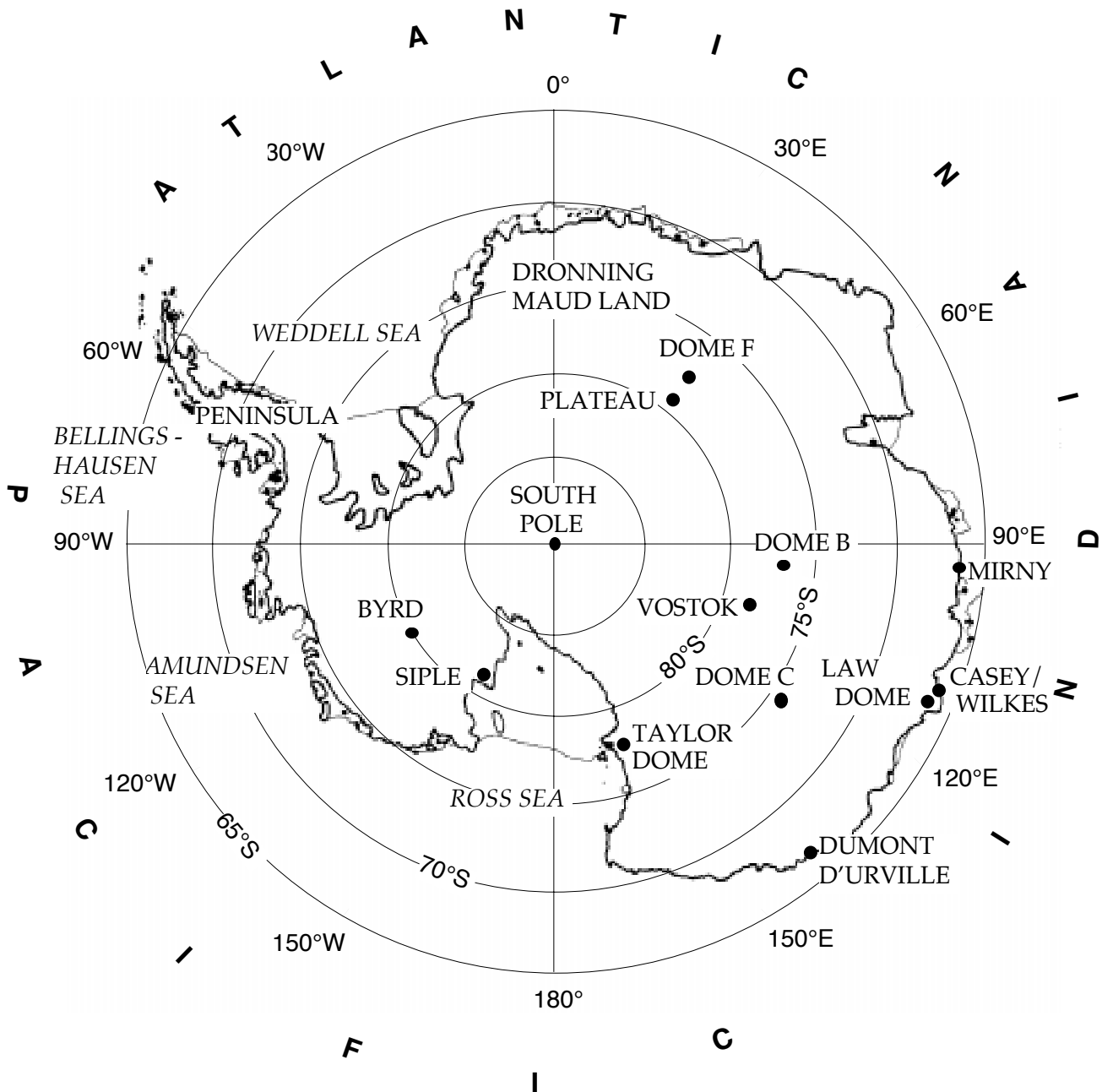


Figure II.9. The Antarctic ice core drilling sites and regions discussed in the text. Dome C stands for Dome Concordia, Dome F for Dome Fuji. *Carte de l'Antarctique*

(échelle approximative 1/10⁸). Sont portées les localisations citées dans ce travail: régions, stations côtières, stations de forage; ainsi que les limites des bassins océaniques.

Use of the tracer version of the GISS AGCM:

Tracer diagnostics have been incorporated into the GISS AGCM to track the water evaporating from specified source regions as it is transported through the atmosphere (Koster et al., 1988). This is achieved by applying the same model physics to the tagged tracer water as to the model's standard water prognostic variables. This tracer model has also been used to transport water isotopes (Jouzel et al., 1987), using appropriate fractionation physics at each change of water phase. The resulting fields of isotope concentration in precipitation agree well with observed fields, lending some support to the simulated hydrological cycle.

One potential problem in the application of the tracer model to the determination of Antarctic moisture sources involves the singularity at the south pole grid point in the GCM's cylindrical coordinate system, since atmospheric transports across the pole is poorly represented. The very low temperature at the pole itself, however, reduces the air vapour content to half that at surrounding cells on average, so that any transport across the pole would, in any case, be small.

In the present experiment, because the northern hemisphere's contribution to high southern latitude precipitation is found negligible (less than 1%, as determined from a similar simulation in which the northern hemisphere was marked as a single tracer), our evaporative moisture sources are defined only in the southern hemisphere. We first used basin geography to group the southern hemisphere's oceanic grid cells into the three basin-specific oceanic source regions shown in Figure II.10a. All nonpolar cells that contain more than 70% land were combined into a fourth region, and grid cells within the Antarctic ice sheet and the ocean immediately surrounding it (which is strongly influenced by sea ice) comprise two additional regions. The Antarctic ice sheet is isolated as a source region in order to assess the importance of polar moisture recycling. For some additional analysis, we regrouped the grid cells comprising the three ocean basin source regions into four source regions, defined by their annual SST. Figure II.10b shows this set of source regions, labelled 'equatorial', 'tropical', 'subtropical', and 'midlatitude'.

SIMULATION FOR PRESENT-DAY CONDITIONS

In a 10-year present-day simulation, we forced the tracer GCM at the ocean boundary with the 1979-1988 SST dataset compiled by Reynolds (1988), used in the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP; Gates, 1992). The prescribed SSTs thus had realistic interannual variations. Some doubt being cast on the interannual sea ice variability, the 1979-

1988 average was used instead for each month sea ice cover. The atmospheric CO₂ concentration was set to its early industrial level (315 ppmv). All other boundary conditions were as described in Hansen et al. (1983).

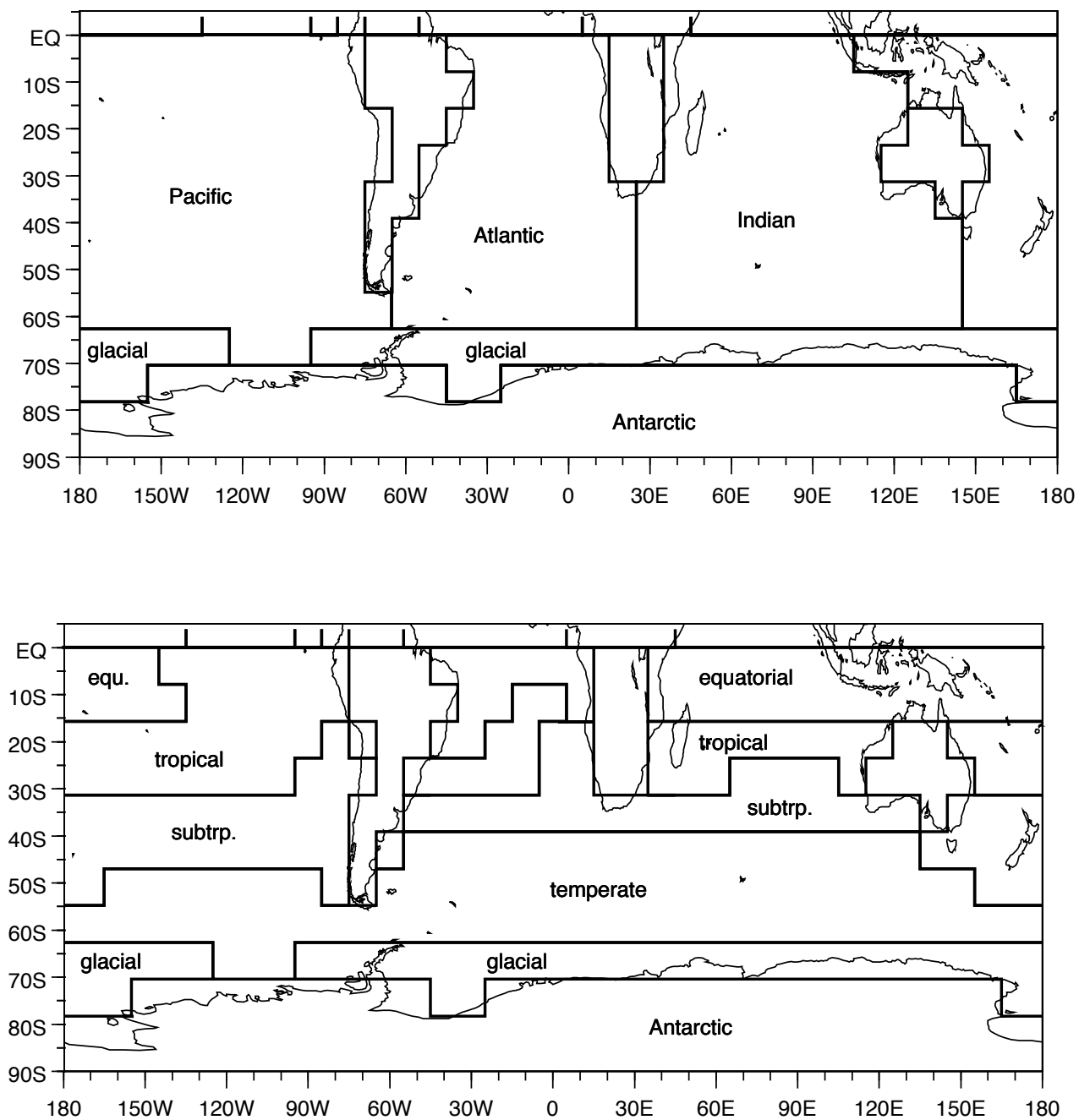


Figure II.10. Definition of the moisture sources for the simulations. Between the Equator and 63°S, the definition is based on either basin geography (top) or annual sea surface temperature (bottom). The 'high latitude ocean' source is characterised by a seasonal sea ice cover. *Regroupement des différentes sources 'primaires' (Figure II.8) par bassins (en haut) ou latitudes (en bas).*

As an indirect test of the model's ability to transport water tracers correctly, we now examine the resulting simulated water cycle around Antarctica in terms of (1) moisture transport and (2) snow accumulation. In Figure II.11, the simulated zonally-averaged meridional transport of vapour in the southern hemisphere is compared with estimates from operational analyses of the ECMWF model (Bromwich et al., 1995). A previous attempt to estimate this flux from upper air station data (Peixóto and Oort, 1983) is also shown to emphasize the uncertainty due to difference in technique, though we note that the ECMWF analysis is considered far more reliable. The transport simulated by the tracer model is in good agreement with the ECMWF estimates at most latitudes, but it is too high over the Antarctic coast (between 65 °S and 75°S). Indeed, at 70°S, the simulated poleward flux is 9.2 kg/m/s, twice as large as the estimate of 4.6 kg/m/s calculated by Giovinetto et al. (1997) from different numerical analyses. This excessive inland penetration of moisture is probably due to the coarse resolution of the tracer model, which allows an excessive numerical diffusion of moisture and does not simulate the barrier effect of the steep Antarctic coast (Genthon, 1994).

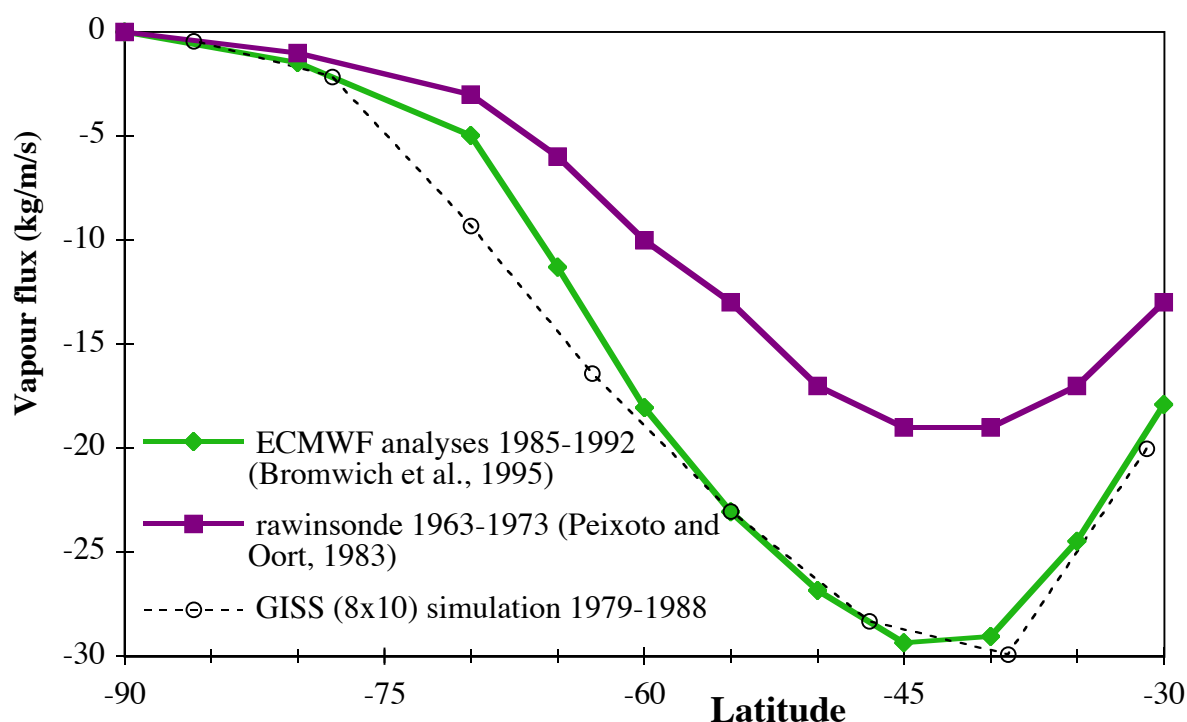


Figure II.11. Annual zonally-averaged meridional transport of moisture by the atmosphere: comparison of estimates based on ECMWF numerical analyses by Bromwich, et al., 1995, upper air station data by Peixóto and Oort (1983), and present-day simulation results with the GISS 8°X10° AGCM. *Transport méridien annuel de vapeur par l'atmosphère: comparaisons des estimations de Bromwich, et al., 1995 basées sur les analyses ECMWF, de Peixóto and Oort (1983) basées sur*

des observations d'altitude; avec celui simulé par le modèle du GISS pour le climat actuel.

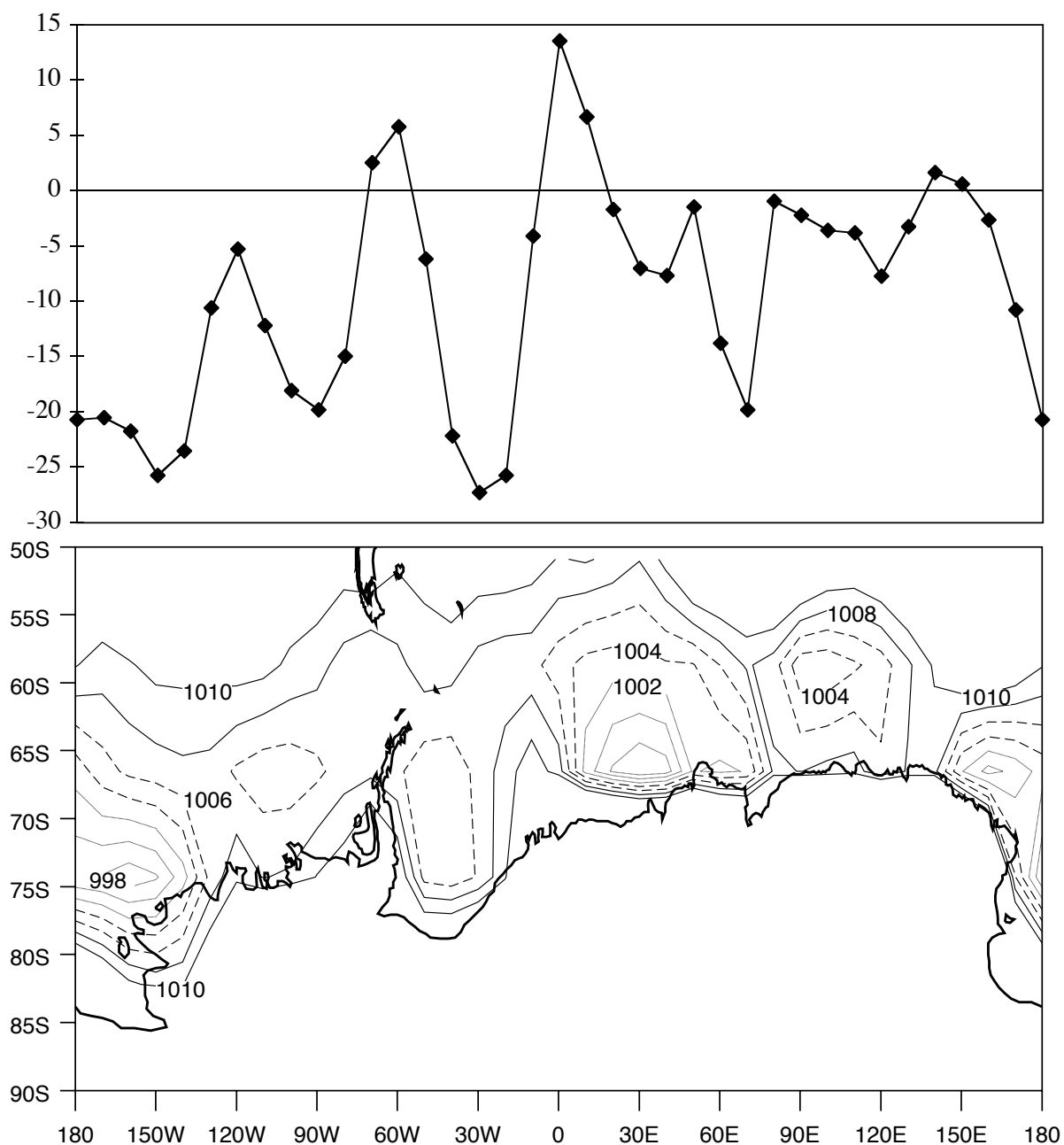


Figure II.12. 1979-1988 annual averages simulated by the GISS model of (top) meridional northward moisture transport across 70°S latitude (in kg/m/s); and (bottom) sea level pressure (isobars every 2 hPa from 998 to 1010). Note the pattern of quasi-stationary lows around Antarctica. *Moyennes annuelles sur la période 1979-88 de (en haut) le transport méridien de vapeur à la latitude 70°S, en kg/m/s, et de (en bas) la pression atmosphérique au niveau de la mer (isobares de 998 à 1010 hPa, de 2 en 2) qui marque les zones dépressionnaires, quasi-stationnaires.*

Nevertheless, the model simulates reasonably well the large scale moisture transport from low latitudes to Antarctica. Schmittner et al. (2000) have shown that this transport is mainly due to the eddy component, well represented even in simple diffusive model. The longitudinal distribution of this transport is mainly controlled by the position of quasi-stationary cyclones along the coast (Bromwich et al., 1995). Figure II.12 shows the simulated annual meridional moisture flux across 70°S and the simulated annual sea level pressure around Antarctica, both averaged over the 10-year run. Although the absolute pressure values are too high by about 20 hPa, the pattern of pressure lows corresponds to the numerical analysis-based estimates of Bromwich et al. (1995). The stationary behaviour of these lows in the simulation is confirmed by a small associated variability; the standard deviation of sea level pressure is roughly 5 to 10 hPa on both seasonal and interannual timescales.

The meridional fluxes across 70°S are, as expected, well correlated with the local cyclonic pattern, i.e., they are systematically southward on the eastern side of a low center and northward on the western side. The strongest simulated moisture transport is associated with the Bellingshausen-Amundsen and Weddell Sea pressure lows, in agreement with other studies for the former, but the Weddell Sea low and transport are far too much pronounced (e.g., Bromwich et al., 1995). It is not clear, however, whether these strong fluxes in nature result only from regional conditions (low pressure centres; latent heat flux from oceanic evaporation) or from cyclonic track feed (Jones and Simmonds, 1993). The model does shift westward by 30° the cyclonic centre that exists at about 120°W (Amundsen Sea), and this could unrealistically decrease the contribution of East Pacific moisture into West Antarctica. The model reproduces the main import of moisture through the Pacific sector (Genthon and Krinner, 1998), and overall simulates a correct longitudinal distribution of moisture inflow from the coast to the ice sheet, except through the Weddell Sea.

The simulated snow accumulation over Antarctica is 30 cm/year, which is about twice as large as estimates derived from operational numerical analyses (Budd et al., 1995; Bromwich et al., 1995) and AGCMs run at higher resolution (Krinner et al., 1997b). The excessive accumulation corresponds, in fact, to the excessive meridional vapour flux at 70°S, shown earlier in Figure II.11. Our concerns about the excess annual accumulation are mitigated somewhat by the fact that the model reproduces a realistic seasonal cycle of precipitation (Figure II.13). The model simulates maxima of both precipitation and net accumulation in early fall (March-April), a precipitation minimum in spring (September) and an accumulation minimum in summer (December-January), which compares well with numerical analysis (Bromwich et al., 1995) and high resolution modelling studies (Tzeng et al., 1994; Krinner et al., 1997b).

Figure II.14 shows that in the areas surrounding the Vostok station in central Antarctica (represented by a 4 grid cell average) and the Law Dome station on the coast (2 grid cells), the seasonal cycles of the precipitation are reasonable when compared to the data of Dolgin et Petrov (1977) for Vostok and Casey/Wilkes (close to Law Dome). The simulated seasonal

amplitudes are a little weak, but we note that the quoted observations rely, in part, on wind corrections to gauge measurements, which can sometimes increase the observed amplitudes dramatically. More recent observations for Law Dome (Vin Morgan, personal communication, 1997) suggest a significantly weaker seasonal cycle for the precipitation.

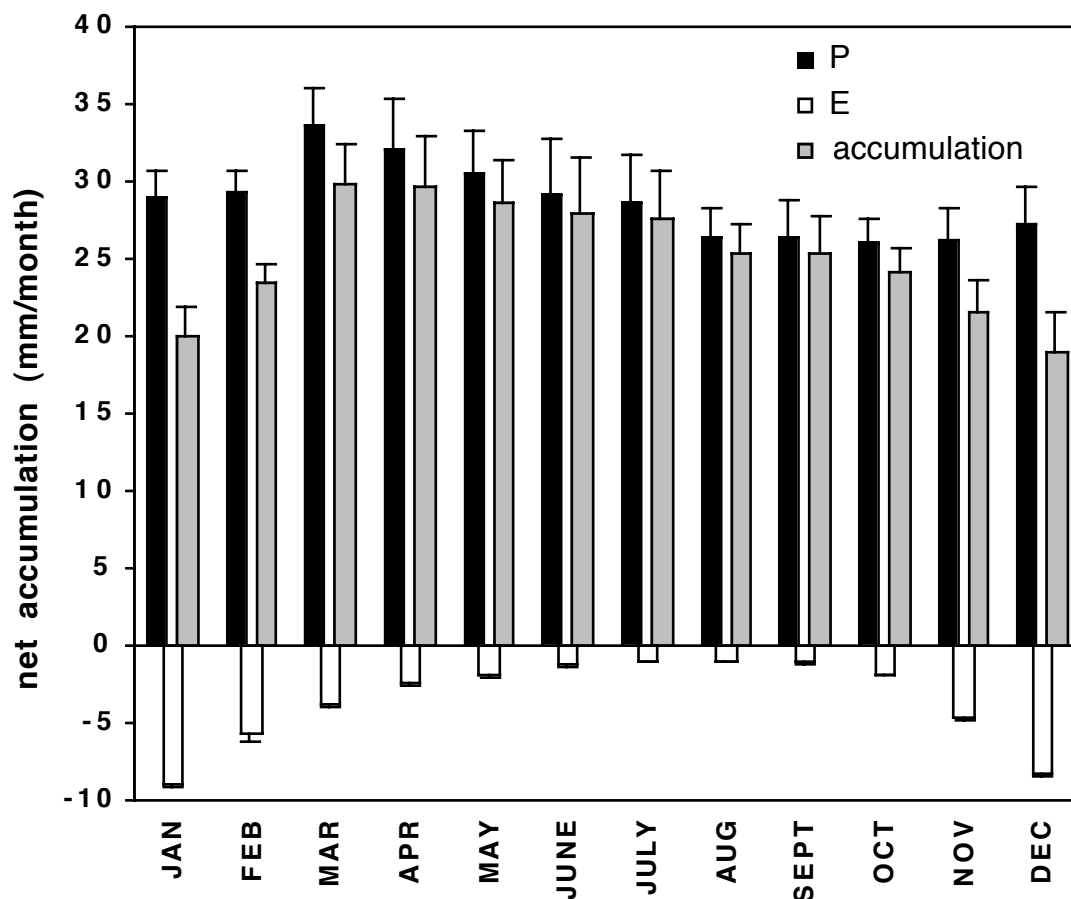


Figure II.13. 1979-1988 averages of precipitation, sublimation and net accumulation (in mm/month) simulated over Antarctica with the GISS AGCM. *Moyennes mensuelles des précipitations, de l'évaporation et de l'accumulation (en mm/mois) sur la période 1979-88, simulées par le modèle du GISS.*

The simulated accumulation shows an overly weak interannual variability. The standard deviation of annual accumulation is about 0.6 cm/year, which is much lower than the 30% interannual variation inferred from ECMWF analyses by Cullather et al. (1996). We do not expect that the inclusion of interannual variability in sea ice cover (neglected in the present simulation) would increase significantly the variability of accumulation, a similar low one was found in a simulation that includes these sea ice variations (Krinner et al., 1997b).

In summary, the GCM simulation of the hydrologic cycle has some important biases that must be considered when interpreting the model results. Overall, though, model accuracy is deemed sufficient for the first-order analyses described below.

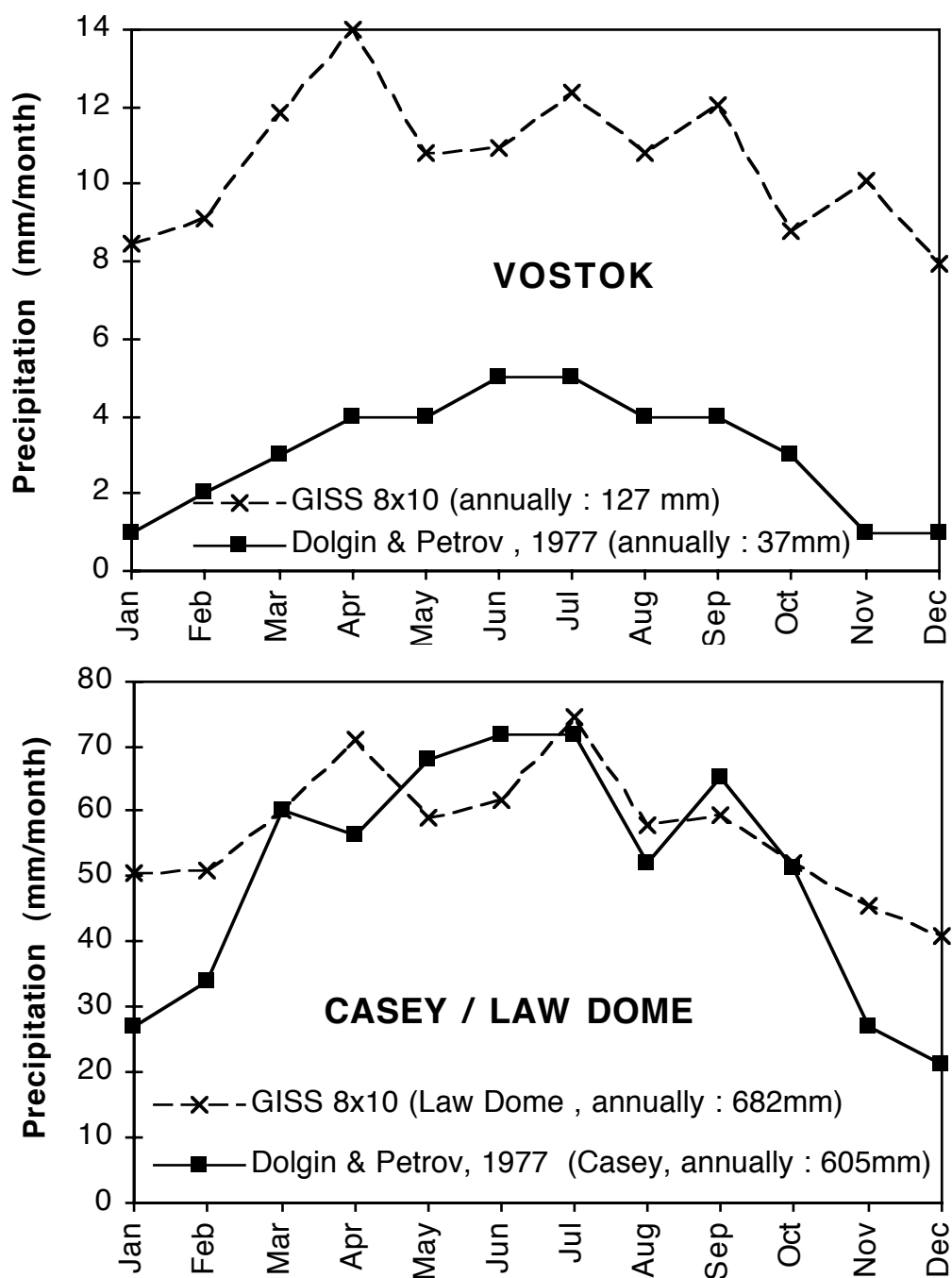


Figure II.14. 1979-1988 average of precipitation (in mm/month) for central and coastal Antarctic stations: simulated values for Vostok and Law Dome areas (weighted averages of 4 and 2 grid points, respectively) versus estimates of Dolgin and Petrov (1977) for Vostok and Casey/Wilkes stations.

Latitudinal contribution to precipitation:

The relative contributions of the 6 'latitudinal' sources defined in Figure II.10 to Antarctic precipitation are shown on Table II.4. Also included are relevant physical characteristics of each evaporative source, namely the area, surface temperature, and local water budget. Notice that differences in the areal extent of the four warmest oceanic sources cannot explain more than 15% of their listed differences in evaporative contribution. Total evaporation from each source represents its potential role in providing vapour to the atmospheric water cycle. Evaporation minus precipitation indicates the net export of vapour to the atmosphere, but this cannot be interpreted in terms of vapour origin because part of the local precipitation may originate elsewhere.

The 'equatorial' zone provides less than 5% of the moisture precipitating in Antarctica. The 'tropical' zone, which is the strongest tracer source (evaporation is largest), contributes less than 15%. The small contributions of these two zones are consistent with the nature of the Hadley circulation, which keeps much of the tropical vapour away from southern latitudes. The small contribution of the 'equatorial' region in particular can be explained by a high local turnover of moisture, as indicated by the small net moisture divergence (E-P) there.

The 'subtropical' and 'midlatitude' zones (between roughly 30 and 63 °S) are the main contributors to Antarctic precipitation, providing up to two-thirds of the total. Notice that the 'midlatitude' zone, despite its large contribution, is effectively a vapour sink, with a negative net moisture divergence. This implies that much of the precipitation onto this oceanic region is simulated as derived from external (presumably equatorward) sources. In effect, much of the water travelling poleward from these external sources rains out, and some of it is replaced by the evaporated midlatitude water.

Despite its low temperatures and correspondingly low evaporation rates, the polar oceanic zone around Antarctica supplies up to one fifth of Antarctica's precipitation during austral summer and fall (Figure II.17). The source contribution during austral winter is significantly lower. This seasonality corresponds well with that of sea ice area (e.g. Giovinetto et al., 1997, their fig.4) ; the evaporation being highest when sea ice area is smallest. Most of the local oceanic moisture is derived from the Weddell and Ross seas, where leads and polynyas (parameterized as fractional sea ice in the model) can allow an important air-sea exchange.

Continental water recycling in Antarctica is not significant on the annual scale, as indicated by the small contribution listed in Table II.4. for the "Antarctic" tracer. This small contribution stems from the extremely cold surface temperatures there, which lead to low sublimation rates. This contribution is significant (up to 20% of the total) only during austral summer in central Antarctica, where the advection of moisture is small.

Sources area and contribution to Antarctic precipitations in percent, for modern, CLIMAP and cooler tropics LGM simulations		annual average and range of surface temperature	evaporation, precipitation and E-P balance in 10^{15} kg/yr		
'equatorial' zone (46 10^{12} m ²)	1< 3 >4	24< 27.7 >29	77.6	77.1	0.4
	2< 2 >3	21< 26.3 >28	71.2	71.5	-0.3
	2< 3 >4	18< 24.7 >27	71.3	68.7	2.6
'tropical' zone (54 10^{12} m ²)	10< 13 >15	20< 23.9 >27	87.3	53.4	33.8
	15< 16 >18	17< 24.0 >27	90.2	62.8	27.4
	12< 14 >16	17< 21.2 >24	81.6	49.6	32.0
'subtropical' zone (48 10^{12} m ²)	25< 28 >30	8< 16.3 >22	65.0	52.8	12.2
	33< 38 >42	4< 16.0 >22	68.8	53.1	15.7
	29< 34 >40	4< 13.8 >19	59.7	51.0	8.7
'midlatitude' zone (51 10^{12} m ²)	29< 36 >41	-1< 6.9 >12	29.1	46.1	-17.0
	27< 31 >35	-1< 4.6 >10	22.8	39.9	-17.1
	31< 35 >39	-2< 4.3 >9	24.3	37.9	-13.6
'high lat. ocean' zone (14 10^{12} m ²)	7< 12 >18	-1.5	2.6	8.3	-5.7
	3< 6 >12	-1.6	1.2	7.2	-6.0
	3< 7 >14	-1.8	1.2	6.4	-5.2
'Antarctic' zone (13 10^{12} m ²)	2< 4 >10	< -15	0.3	4.3	-3.9
	1< 2 >6	< -20	0.2	3.5	-3.3
	1< 2 >6	< -20	0.2	3.0	-2.8

Table II.4. Average contributions of the different zones (Figure II.10) to Antarctic precipitation, as simulated by the GISS model for modern and ice age conditions. Annual average and seasonal extrema are given for each zone, as well as the zone area (in 10^{12} m²), its spatial range of annual surface temperature (in °C), and the hydrological balance (fluxes in 10^{15} kg/yr). The ice age simulations consist of a full CLIMAP simulation and a simulation in which cooler tropics are imposed.

Contributions moyennes des différentes sources (Figure II.10) aux précipitations antarctiques, simulées par le modèle du GISS pour les climats moderne et glaciaires. Sont indiqués pour chaque source: son aire, sa contribution annuelle avec les extréma saisonniers, sa température moyenne et ses variations spatiales, ainsi que le bilan hydrologique.

One measure of the interannual variability of a relative contribution is the ratio of the standard deviation of the contribution to its ten-year average. In different Antarctic places, this ratio is generally less than 30%, which is similar to the ratio describing the interannual variability of measured Antarctic precipitation (Bromwich, 1988). Higher values of the ratio are usually found for the evaporative sources contributing the least; e.g., the ratio for the Antarctic source is close to 70%.

The contribution strengths discussed above are calculated for areally-averaged Antarctic precipitation. When tracer precipitation rates at individual grid cells are analyzed, we find in addition that the relative importance of the different evaporative sources varies geographically across Antarctica.

Figure II.15 shows, for austral winter and summer, the variation of source contribution with latitude over East Antarctica. Notice that the relative contributions of the midlatitude and high latitude oceanic sources decrease toward the pole, whereas those of the lower latitude sources slightly increase especially in winter. This is consistent with an idea earlier espoused by Petit et al. (1991), Koster et al. (1992), and Ciais et al. (1995) : moisture from different oceanic sources is generally transported at different atmospheric levels, and this allows the more remotely derived moisture to penetrate further poleward. This difference of vertical distribution for moisture originating from different sources can be quantified by vertically averaging the air temperature T_{air} at the site of precipitation, weighted by the specific humidity from each source, q_i : $T_{\text{vap},i} = \sum T_{\text{air}} * q_i / \sum q_i$, where the sum Σ is over the 9 model levels (Figure II.22).

Figure II.15 also illustrates that the contributions from the different sources vary seasonally. This seasonality results from the interplay between cyclonic intensity, which is strongest in austral winter; sea ice growth, which modulates the vapour supply from the cold ocean, with a peak in fall; and continental water recycling, which is small but relevant in summer.

Looking at the annual contributions to precipitation across Antarctica, we can compute for each grid cell an average source temperature, T_{ave} , by multiplying each source average temperature, T_i , by the source contribution to the grid cell precipitation, P_i , and then dividing the sum of these products by the total tracer precipitation: $T_{\text{ave}} = \sum (T_i \cdot P_i) / \sum (P_i)$. We consider only the oceanic sources for this calculation, since (i) these sources supply most of the precipitation water, (ii) it allows a direct comparison with simple isotopic model, and (iii) for isotope calculations, the relationship between source temperature and the isotopic character of the evaporate is stronger over the ocean. Figure II.16 shows the spatial distribution of T_{ave} in Antarctica. These average source temperatures are slightly warmer than those calculated by Koster et al. (1992) with the same model (for July and with different SSTs), the averages of T_{ave} over Antarctica for July are 11.9°C (10-year std: 0.6 °C) in the present study and 11.6°C in the earlier one. The annual average is 11.3°C (with a 10-year standard deviation of 0.2 °C), reflecting the impact of seasonality on the source contributions: during the summer, although

sources are warmer, the coolest sources participate more so that the annual source temperature average is cooler than that for austral winter. Figure II.16 shows that the spatial distribution of T-ave is similar to that found by Koster et al. (1992). Slightly higher values of T-ave lie near the pole, reflecting a relatively stronger contribution from remote sources there.

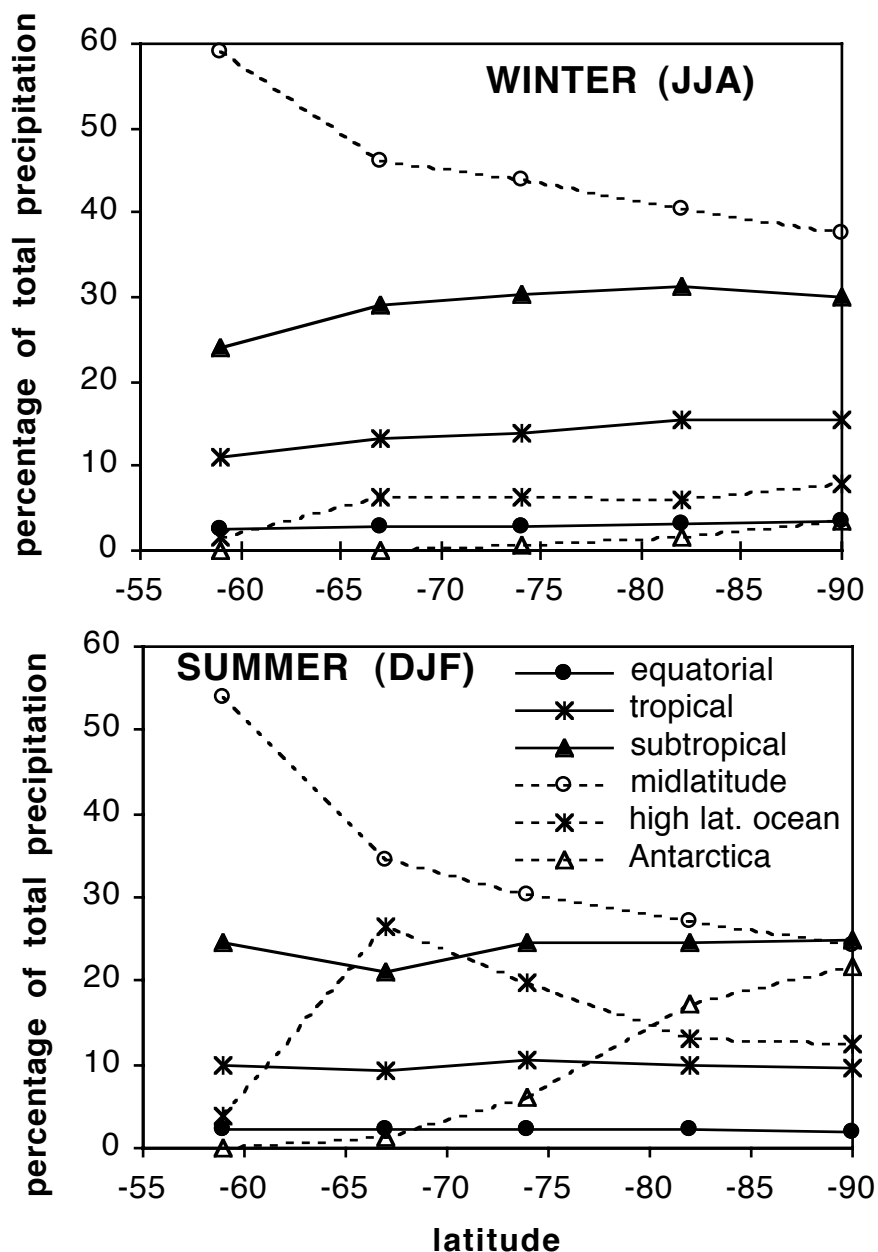


Figure II.15. Latitudinal variation of moisture source contributions to East Antarctica precipitation (1979-1988 average), as simulated by the GISS model for austral winter (JJA) and summer (DJF). Note the significant seasonal variation in the high latitude and Antarctic contributions. *Variations latitudinales des contributions des différentes sources aux précipitations de l'Antarctique de l'est, sur la période 1979-88, simulées par le modèle du GISS pour l'hiver (JJA) et l'été austral (DJF). Noter les variations importantes des contributions des hautes latitudes et du continent antarctique.*

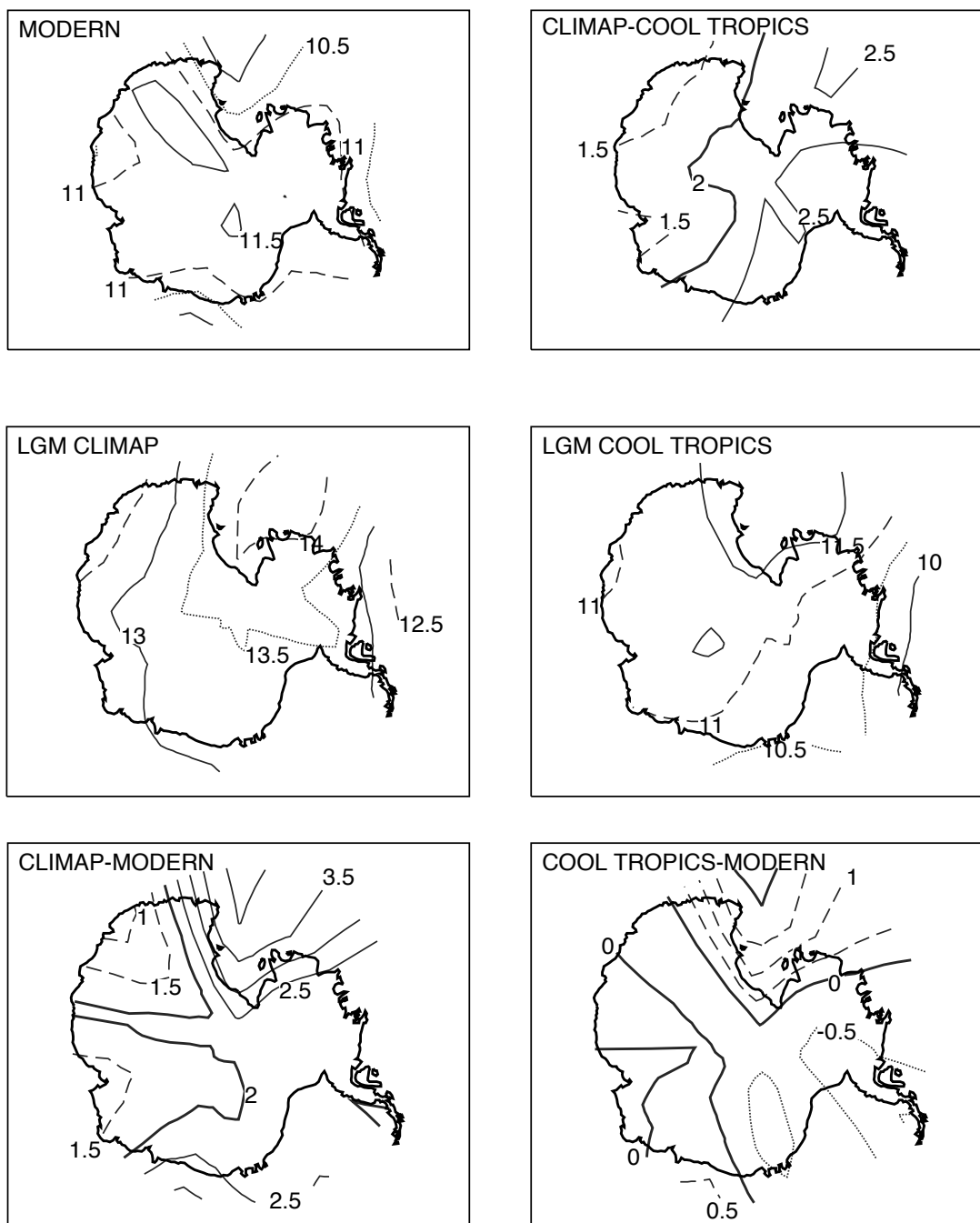


Figure II.16. Average oceanic source temperature, T_{ave} , in $^{\circ}\text{C}$, for annual precipitation under present-day and LGM conditions. Differences in T_{ave} between LGM and present-day conditions are also shown. *Température moyenne des sources (océaniques), T_{ave} ($^{\circ}\text{C}$), des précipitations antarctiques, en climat moderne et glaciaires, ainsi que les différences climatiques.*

These average source temperatures, by the way, are at odds with the results of Petit et al. (1991) and Ciais et al. (1995), who addressed the problem by analyzing snow isotope data in the context of a Rayleigh distillation model. Although they could not rule out small contributions

of moisture from higher latitudes and the coastal ocean, they inferred the dominant source of Antarctic precipitation to be the subtropical ocean, at 30°-40°S in the former study, and 20°-40°S in the latter. Interestingly, using the same Rayleigh model, Delmotte (1997) inferred a significant contribution of high latitude sources to the precipitation at the coastal site of Law Dome. The Rayleigh distillation model, of course, is highly idealized and cannot account for the complexity inherent in atmospheric processes to the extent that a three-dimensional AGCM can. In particular Delmotte (1997) pointed out to the strong sensitivity of this simple model to isotopic initial conditions, poorly estimated in the previous studies (Jouzel and Koster, 1996). We thus consider our AGCM results to be more reliable.

Basin contribution to precipitation

The North Atlantic is often considered a source of rapid climatic change through its control on the thermohaline circulation (e.g. Broecker, 1997). Data and model analysis (Blunier et al., 1998; Kim et al., 1998), however, suggest that the ocean circulation in high southern latitudes may also play an important role. We might expect that climatic changes in zonal SSTs and meridional heat fluxes may differ significantly in the Atlantic, Pacific, and Indian Oceans and that such differences may be imprinted on the isotopic composition of the vapor evaporating from the basins. A major goal of EPICA is to examine the potential for such differences through the analysis of long term isotopic profiles from two different sites: Dome Concordia, which is situated in the Indian Ocean sector, and Dronning Maud Land, in the Atlantic sector.

Using the ocean basin tracers defined in Figure II.10, we can examine with our present-day GCM simulation the contribution of each basin to Antarctic precipitation. Figure II.17 shows these contributions, in percent, for the seasons exhibiting the greatest contrast. The GISS model clearly locates each basin domain of influence inside its longitudinal limits, the maximum influence being shifted eastward by 10 to 20° relative to the basin center, which is consistent with the cyclonic circulation that supplies moisture to Antarctica. Each basin contribution decreases rapidly poleward, the 50% isolines are generally not far from the coast. Moisture from the Indian Ocean, however, penetrates far inland during austral winter, and Pacific moisture largely dominates West Antarctica.

Figure II.18 shows, as a function of month, the breakdown of the tracer contributions to precipitation in the regions surrounding Vostok on the Central Plateau and the EPICA drilling site in Dronning Maud Land (75-77°S; 0-10°E). Results shown are averages over several grid cells (see caption). The Vostok region is mainly under the influence of the Indian Ocean, which contributes 30% of the moisture during austral summer and 60% during austral winter. The high latitude ocean source is important during austral summer, supplying up to 25% of the moisture then. The model simulates similar contributions (not shown) for Dome Concordia, the other EPICA drilling site (74.5°S; 123°E), but with a higher contribution from the Indian Ocean (75% in July).

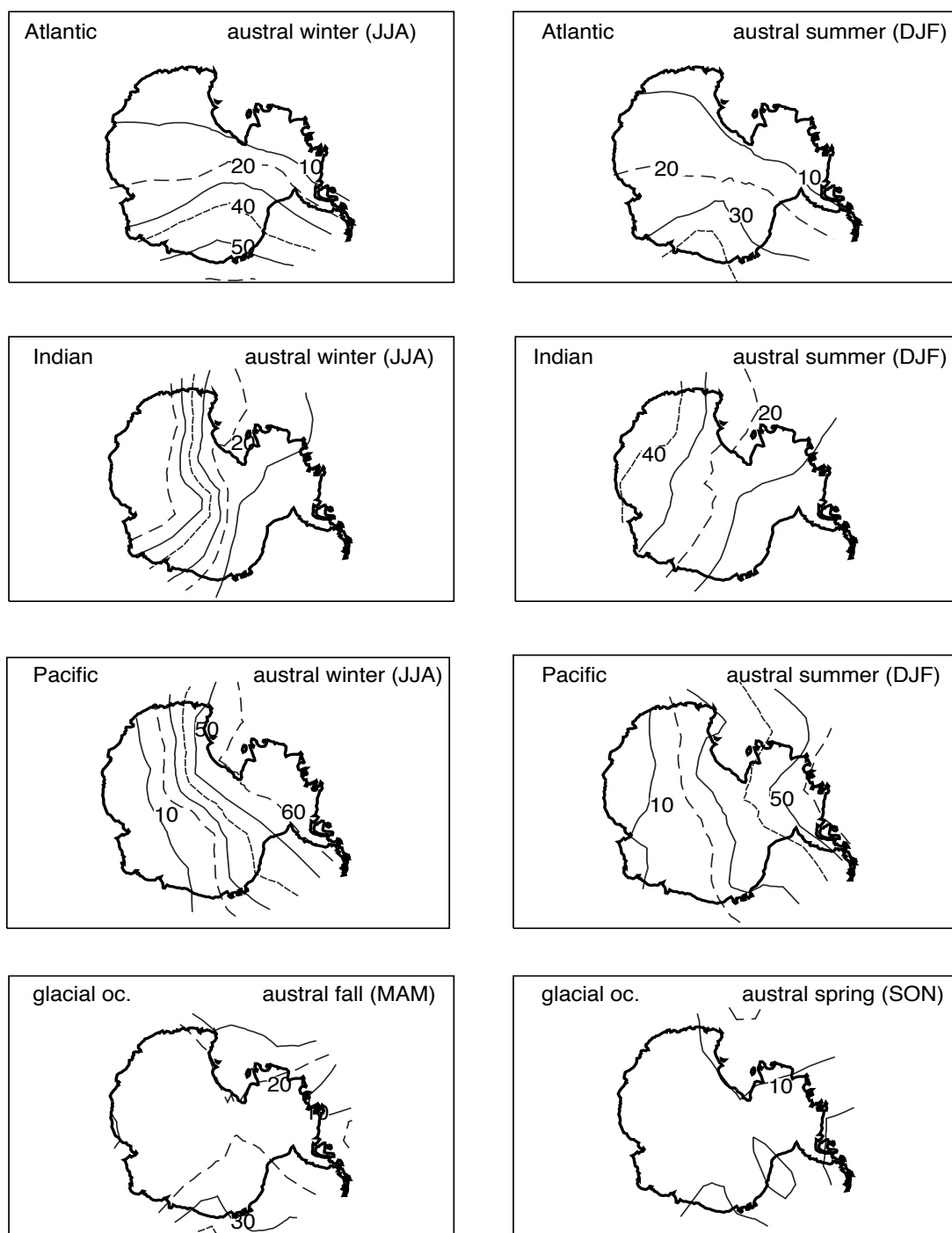


Figure II.17. 1979-1988 average of the contributions of different ocean basins (see Figure II.10) to the precipitation simulated by the GISS model, shown as a percent of total precipitation. The two seasons with the most extreme differences are shown for each ocean basin. Isolines are at every 10%, from 10 to 60%. *Contributions des différents bassins océaniques (Figure II.10) aux précipitations antarctiques, simulées par le modèle du GISS, pour la période 1979-88. Les saisons les plus contrastées sont figurées. Isolignes de 10 à 60% des précipitations totales, tous les 10%.*

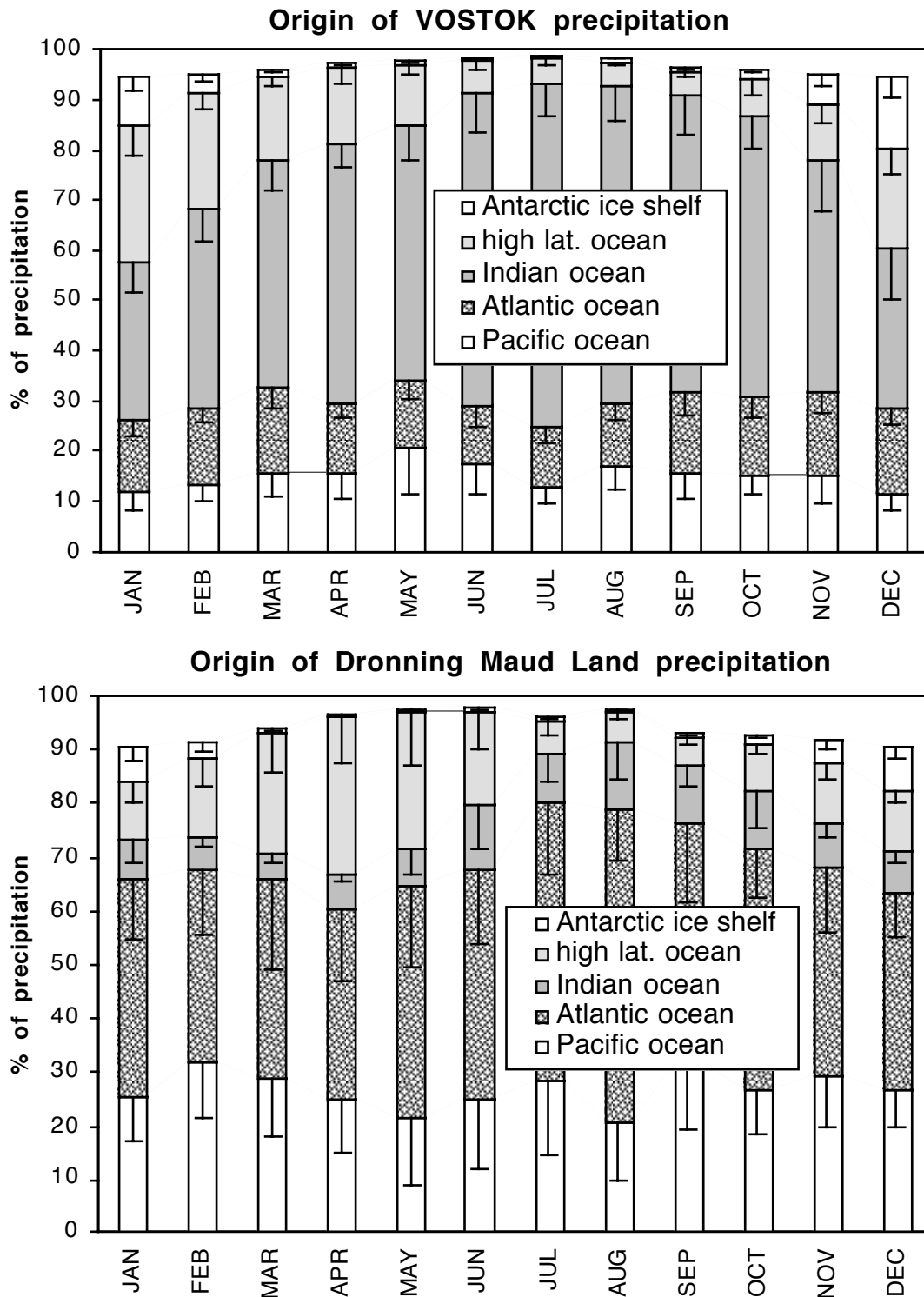


Figure II.18. Annual source contributions to two areas: the Vostok region (on the Central Plateau, with a simulated annual temperature of -49°C) and the potential drilling site of EPICA in Dronning Maud Land ($75\text{-}77^{\circ}\text{S}$, $0\text{-}10^{\circ}\text{E}$; simulated annual temperature: -40°C). Results shown are weighted averages over 4 and 2 grid points, respectively. Each error bar represents one standard deviation, as determined from the 10 simulation years. Contributions from the source missing in the figure

(nonpolar continents) would bring the total to 100%. *Contributions annuelles des différents bassins océaniques aux précipitations de deux régions: celle de Vostok, sur le plateau central, avec une température simulée de -49°C ; et celle du site potentiel de forage EPICA dans Dronning Maud Land ($75\text{-}77^{\circ}\text{S}$, $0\text{-}10^{\circ}\text{E}$, température simulée de -40°C). Les moyennes spatiales sont faites sur 4 et 2 points de grille respectivement. La déviation standard sur les 10 ans est représentée par la barre d'erreur. Le total des précipitations (100%) est obtenu avec la source continentale non polaire.*

Precipitation in the Dronning Maud Land region is less dominated by a single ocean basin source. The closest ocean, the Atlantic, does supply most of the moisture (42% on average and up to 60% at the end of austral winter), but the Pacific Ocean supplies 20-30% of the moisture throughout the year, and the high latitude ocean source is strong in austral fall, when it provides 30% of the moisture. Such a strong contribution from a high latitude source was inferred by Turner et al. (1995) for a different coastal region (the Rothera station on the west coast of the Peninsula) from synoptic observations: about half of the depressions that led to precipitation at this station during a year of study had formed south of 60°S . Seasonality in the high latitude source contribution is clearly seen at Dronning Maud Land, which lies near the coast; the maximum contribution is in austral fall, when the sea ice cover is smallest. On the Central Plateau (Vostok, Dome C), such seasonality is damped by the lower latitude contributions, which increase in austral fall due to a more intense cyclonic activity.

Our simulation for present-day suggests that places characterised by low accumulation rates (where long ice records are possible) and dominated by moisture contributions from a single oceanic basin are restricted to the eastern end of the Central Plateau. The western end is at a crossroads of different influences. But simulations for the Last Glacial Maximum, in the following, show that the contribution of the most important source, at each place, increases with ice age conditions.

SIMULATION FOR THE LAST GLACIAL MAXIMUM CONDITIONS

Description of experiments and simulated climates

As noted in the introduction, a better understanding of how evaporative source temperature changes with climate may improve our ability to interpret isotope paleodata. With this in mind, we performed two additional simulations with the tracer GCM, each one focusing on the climate of the Last Glacial Maximum (LGM, about 21 thousands of years -ka- ago). The first simulation used the CLIMAP (1981) reconstruction of topography, sea surface temperatures and sea ice cover. The reconstructed Antarctic elevation was generally increased by

several hundred meters and up to a thousand meters in the west. An ablation of 200-500 meters took place along the eastern coast. CO₂ concentration was lowered to 200 ppmv (Raynaud et al., 1993) and orbital parameters were set to values corresponding to 21 ka ago (Berger, 1978). Aside from this last change, by the way, the climatic aspects of this simulation are identical to those in the ice age simulation described by Rind (1987), which used insolation parameters corresponding to 18 ka years ago.

The second LGM simulation was performed to address uncertainty in the reconstructed intertropical SSTs provided by CLIMAP --- some (e.g. Rind and Peteet, 1985; Pinot et al., 1999) believe that these SSTs are significantly too high. The nature of the intertropical SSTs is important in our analysis, of course, given the sensitivity of the global hydrologic cycle to the spatial distribution of SSTs and particularly to their meridional gradient. In the second LGM simulation, we cooled intertropical SSTs by 2 to 3° relative to modern conditions: (a) in the Atlantic Ocean we applied a 3° cooling between about 40°S to 25°N; (b) in the Pacific Ocean we applied a 2° cooling from about 48°S to 38°S; and (c) in the Indian Ocean, we applied a 2° cooling in each cell north of 26°S. This somehow arbitrary reconstruction is based on independent proxies, such as alkenones and corals (Bard, 1999), and it is roughly consistent with output from coupled atmosphere-ocean simulations of LGM climate (e.g. Ganopolski et al., 1998). This imposed cooling lies between the severe cooling seen on the continent and the sea surface stability that can be inferred from faunal assemblages.

The prescribed conditions in both LGM simulations have no interannual variability, so both simulations were integrated for only 5 years, after a one month spin-up period. The analysis below focuses on the monthly averages derived from these 5 years. The interannual variability of the simulated fields is found to be comparable to that in the present-day run, which uses interannually varying SSTs. Hence, we infer that glacial conditions increase the intrinsic atmospheric variability, partly through the transient eddy circulation (Rind, 1987).

The meridional vapour flux simulated with standard CLIMAP conditions is very similar to that simulated in the present-day run (Figure II.19), except for a 10° southward shift of the transport maximum consistent with the largest latitudinal gradient of temperature (Rind, 1987). Compared to the CLIMAP simulation, the cooler tropics imposed in the second LGM simulation lead to lower high latitude temperatures (by 1-2°), but the net effect of this cooling in low and high latitudes is a weaker meridional temperature gradient. The southward flow is reduced in this "cooler tropics" simulation (by 15%) compared to present-day, due to the decrease of both global evaporation and meridional transport.

In both LGM simulations, the net accumulation over Antarctica is reduced by about 20% - the 50% reduction in annual sublimation induced by lower surface temperatures is not enough to overcome a concurrent reduction in precipitation (-22% for the CLIMAP simulation, -28% for the cool tropics one). Due to a drop in sea level, however, Antarctica's area as reconstructed for the LGM is larger by 18%. Averaged over this larger area, reductions in both precipitation

and evaporation are smaller (-6% and -22% respectively for CLIMAP conditions, -20% and -34% with cooler tropics). The seasonal variation of precipitation is shifted into phase with the solar cycle, with extrema in summer and winter concurrently with sublimation. As a result, the seasonal cycle of accumulation is quite muted since precipitation and sublimation are in antiphase. This seasonal shift of precipitation, which is also seen in the tracer contributions, may reflect our seasonal interpolation of the CLIMAP SSTs and sea ice cover, which assumes extrema in February and August and a sinusoidal cycle in between, and is different from the modern seasonality at least for the sea ice cover.

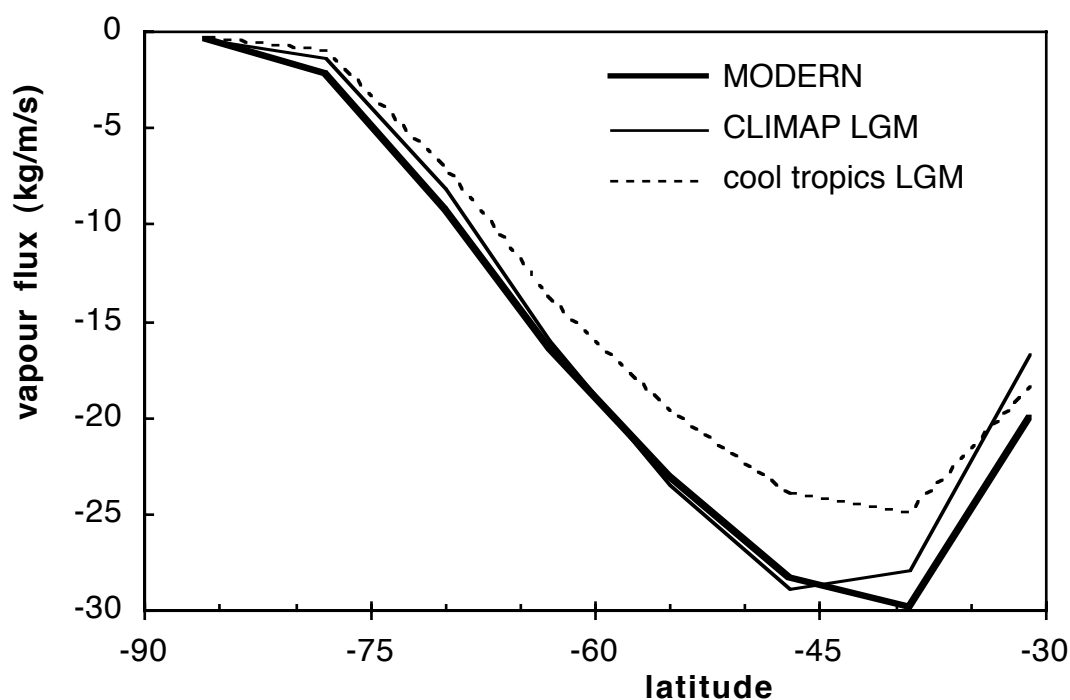


Figure II.19. Annual zonally-averaged northward flux of vapour (in kg/m/s) simulated by the GISS model for three different climates: present-day, representing the 1979-1988 period, the LGM using the CLIMAP reconstruction, and the LGM using a CLIMAP with 'cooler tropics' reconstruction (see text for details). *Flux méridien annuel de vapeur, en moyenne zonale, simulé par le modèle du GISS pour les climats moderne et glaciaires.*

In the CLIMAP simulation, the simulated cooling over Central Antarctica (-7° annually) appears to cause the simulated decrease in precipitation there. We conclude this from an analysis in which we scaled the LGM precipitation rates by a factor equal to the ratio of the present-day saturated vapour pressure (as inferred from surface air temperature and pressure) to that of the LGM. These scaled precipitation rates are quite similar to the simulated present-day rates in Central Antarctica, with a regression slope of 0.95 ($r^2=0.85$, $n=575$). Such a correlation

between surface temperature and precipitation in Central Antarctica was already inferred from estimates of past accumulation and temperature in deep ice cores (e.g. Yiou et al., 1985). This correlation, however, does not hold over all of Antarctica; simulated LGM precipitation in West Antarctica is higher than expected from the cooling alone. This might be explained by higher cyclonic activity in the west and its provision of greater amounts of moisture there. Indeed, in an LGM simulation with a stretched-grid AGCM, Krinner and Genthon (1998) simulated a smaller decrease of this cyclonic activity along the coast of West Antarctica than anywhere else on the continent.

Contributions from tracer source regions

For consistency, we used the geographical definition of the moisture sources shown in Figure II.10 in the two LGM simulations, despite the fact that the SSTs within these regions are less homogeneous during the LGM. Results are shown in Table II.4 for the whole Antarctic continent. The relative contribution of each source is similar to that found for present-day conditions. The similarity in the relative source contributions between climates also holds at each grid cell in Antarctica. Small differences between the runs are generally comparable in magnitude to the interannual variability and thus must be considered with care. Still, they form a consistent picture when considered along with other climatic differences.

In the CLIMAP simulation, the moisture contribution from low latitudes is generally increased, particularly from the Pacific in West Antarctica. This is perhaps related to the CLIMAP SST reconstruction in the tropics, which: (1) increases tropical evaporation, primarily through a warming of the Pacific, and (2) increases wind strength in the Atlantic through a larger meridional gradient of SST (Miller and Russell, 1990). Outside of the tropics, the simulated increase in the atmospheric transport of energy is quite limited (Rind, 1987).

In the CLIMAP simulation with cooler tropics, the meridional temperature gradient is more similar to that in the present-day simulation, and the *relative* contributions from the source regions are in better agreement with those for the present-day climate. Still, though, the LGM gradient is a little higher than the present-day gradient due to a large cooling at high latitudes. The result is a slightly higher relative contribution of subtropical moisture to Antarctic precipitation. Note that in this LGM simulation, the evaporation itself is reduced at all latitudes.

Table II.4 details the source contributions to total Antarctic precipitation. At the regional scale, when going from present-day to LGM conditions, the changes in the relative contributions are much larger than implied in the table. For example, in the Central Plateau, in the regions surrounding Vostok and Dome Concordia, the contribution of the Pacific source doubles under CLIMAP conditions at the expense of the high latitude ocean and Indian Ocean sources. This is probably due to (i) the increase in sea ice cover at high latitudes, and (ii) the warming of the tropical Pacific associated with a stronger meridional temperature gradient. In contrast, though it also shows a weakening of the high latitude ocean contribution, the ‘cool

tropics' LGM simulation features a dramatic increase in the Indian Ocean contribution (up to 60% on annual average, and never less than 40%). In Dronning Maud Land, with CLIMAP SSTs, the decrease of the high latitude moisture supply slightly enhances the Pacific and Atlantic proportions, by about 5% annually. The 'cooler tropics' simulation decreases the Pacific contribution and increases that of the Atlantic to about 50% of the annual precipitation.

The annual weighted-average oceanic source temperatures, as defined in previous section, are shown for both LGM simulations in Figure II.16. Differences between the LGM and present-day T-ave values are also shown. As expected, the CLIMAP reconstruction increases the average source temperatures. The average of T-ave across the continent (weighted by precipitation amount) is 13.4°C, which is 2.1° higher than that for the present-day simulation. On the other hand, the 'cooler tropics' LGM simulation shows slightly lower values of T-ave, with a continental average of 11.1°C. These differences reflect the complex interplay between two separate factors controlling the changes in T-ave: the general decrease in SSTs, which tends to decrease T-ave, and the greater importance of more remote sources, which tends to increase it. For both LGM simulations, the highest increase in T-ave is seen at the strongest stationary low location, in Ross Sea and off the east coast (see Figure II.12), secondly in Weddell Sea. In essence, this increase results from the replacement of cold high latitude moisture by warm subtropical moisture. These regions of highest increase of T-ave also show the warmest T-ave for LGM. It suggests that these cyclonic regions are especially able during glacial climates to transfer moisture from low to high latitudes through the Circumpolar Trough.

SUMMARY AND DISCUSSION

We have used an atmospheric general circulation model (AGCM) fitted with water tracer diagnostics to quantify the sources of Antarctic precipitation for both present-day and ice-age climates. Before summarizing the results, two important caveats must be underlined. First, this AGCM has a low horizontal resolution and was not built explicitly for polar studies. Our analysis could perhaps be improved through the use of a stretched-grid model (a 'zoom' version of the AGCM) and by taking better account of the complex interactions known to exist between the atmosphere, sea ice, and ocean. Second, the realism of our tracer results can only be estimated indirectly through a comparison of the overall simulated hydrology with observed hydrological variables. Fortunately, the basic character of the simulated water cycle in the southern hemisphere and Antarctica is in many ways similar to that ascertained from data and numerical analyses (e.g. Jones and Simmonds, 1993; Bromwich et al., 1995), and it is deemed adequate for the first-order analyses performed here.

For the present-day climate, most of the moisture that precipitates in Antarctica originates in the 'subtropical' and 'midlatitude' zones defined in Figure II.10. The relatively small contribution of equatorial and tropical moisture to this precipitation mirrors similar results found for Greenland with this model (Koster et al., 1986; Charles et al., 1994). When the Last Glacial

Maximum (LGM) climate is simulated with two different SST reconstructions, we find that the increased latitudinal temperature gradient and the increased sea ice extent result in a slightly higher contribution of low latitude moisture to Antarctic precipitation. This is particularly true in the CLIMAP simulation, which includes a warm intertropical zone (especially in the Pacific) that provides significant moisture. Cooling this intertropical zone in the second LGM simulation intensifies the cooling in high latitudes (by 1 to 2°) and decreases slightly the meridional gradient, so the increase in the low latitude contribution is not quite as strong.

The breakdown of source contributions in Table II.4 is reflected in the average oceanic source temperature (T-ave) for annual Antarctic precipitation, computed to be 11.3°C for the present-day climate. An average source temperature can also be computed at each Antarctic grid cell. Figure II.16 shows that grid cells closer to the coast have a slightly higher tendency to derive moisture from colder (less remote) ocean surfaces. The figure also shows that the average source temperature can vary significantly with climate.

Our AGCM results show that in present-day and even more in LGM climates, a given region within Antarctica derives much of its moisture from the proximal ocean basin, especially if the region lies near the coast. In the eastern part of the Plateau, the Dome Concordia site is dominated by Indian Ocean moisture, with a weak seasonality in the Indian Ocean's contribution stemming from coastal and local (ice sheet) contributions. In the western part of the Plateau, Dronning Maud Land receives moisture mainly from the Atlantic and the Pacific Oceans, with a contribution from high latitude ocean that varies seasonally with the presence of ice cover. Note that potential model errors increase toward the pole, so that results there must be considered with more caution.

The next step in our research is to examine how the seasonal and climatic variations in the contributions of the moisture sources relate to isotopic variations in ice core measurements. The AGCM simulations discussed above suggest some important clues and issues. In particular, the different values of T-ave computed for the two LGM simulations (Figure II.16) suggest that the nature of intertropical SSTs during the LGM must be firmly established if the interpretation of isotope paleodata is to account properly for changes in source temperature.

II.2.3. L'estimation de Werner et al. avec le modèle ECHAM.

Une étude similaire a été menée dans le cadre de la thèse de Martin Werner avec le modèle de circulation générale ECHAM du Max-Planck Institute de Hambourg (Werner et al., 1999c, manuscrit soumis à Tellus). Deux différences majeures entre ces études doivent être soulignées. L'une tient à la résolution spatiale des modèles: $8^\circ \times 10^\circ$ pour le GISS, environ $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ pour ECHAM. L'autre concerne la définition des sources de vapeur: par des limites géographiques pour le GISS (définition statique), par une 'plage' de température pour ECHAM (définition dynamique). La meilleure résolution spatiale de ECHAM permet d'une part une comparaison quantitative entre observations et simulations (accumulation, température, teneurs isotopiques), d'autre part une régionalisation plus fine des résultats. La définition des sources par leur température moyenne la rend constante à travers les variations climatiques.

Les résultats obtenus avec ECHAM pour le climat actuel sont similaires aux nôtres, même si la comparaison des sources n'est pas très facile. D'une part, pour le climat actuel, les précipitations antarctiques proviennent de zones océaniques à des températures inférieures à 25°C , c'est-à-dire que la région intertropicale ne contribue que très peu (moins de 10%). Les sources de hautes latitudes (température océanique inférieure à 10°C) sont importantes pour l'Antarctique de l'ouest, particulièrement pour les mers de Weddell et Ross. En terme de bassins océaniques, l'influence indo-pacifique est la plus forte, tandis que celle de l'Atlantique est restreinte à la région de Dronning Maud Land.

La simulation glaciaire avec ECHAM utilisant les reconstructions CLIMAP indique une diminution de la contribution des sources entre 10 et 25°C dans le domaine indo-pacifique (antarctique de l'ouest et plateau central), au profit des sources plus froides ($<10^\circ\text{C}$). Ce résultat est en contradiction avec l'augmentation de l'influence de cette même zone ('tropicale' et 'subtropicale', Figure II.10), passant de 41 à 54%, simulée avec le modèle du GISS. Néanmoins, la comparaison entre les deux modèles est biaisée par la définition différente des sources. Ainsi dans ECHAM la plage de température définissant chaque source est très large, de sorte que la moyenne de température des différents points de grille au sein d'une même source (moyenne pondérée idéalement par l'évaporation) a pu fortement varier. Ceci pourrait réconcilier, en partie au moins, les deux modèles: la source froide ($<10^\circ\text{C}$) dans ECHAM recouvre partiellement les sources subtropicales du GISS qui, en période glaciaire, ont une plage de températures de 4° à 20°C environ. Ce recouvrement partiel des deux zones pourrait expliquer leur comportement proche. La seule façon valable, d'un point de vue isotopique, pour comparer les deux modèles est d'utiliser la température moyenne de source, qui combine températures et contributions relatives des différentes sources. Malheureusement ceci n'a pas été encore fait pour ECHAM.

Le refroidissement de la zone intertropicale joue dans le même sens dans les deux modèles, en favorisant les sources de plus hautes latitudes.

Ces deux modèles s'accordent donc au moins sur les points suivants: la contribution importante des moyennes et hautes latitudes; l'impact de la température intertropicale sur la contribution de cette zone; et la restriction de l'influence de chaque bassin océanique à la zone la plus 'proche' longitudinalement. Ce dernier point semble indiquer que l'origine sud-américaine des poussières glaciaires à Vostok (voir II.1.4) tient plus à l'effet de source qu'au transport lui-même.

II.2.4. Le recyclage des précipitations: une validation des modèles ?

L'estimation de la source des précipitations par les modèles permet de calculer leur recyclage (voir II.1.1) à l'échelle des sources. Il suffit, pour chaque source, de calculer le pourcentage de précipitations issues de cette source par rapport aux précipitations totales. Pour le modèle du GISS, un telle estimation correspond à une échelle de plusieurs milliers de kilomètres: la dimension de chaque maille étant en gros mille kilomètres, et une source ayant une taille en latitude de 2 à 4 mailles environ, l'échelle en latitude est de 2000 à 4000 kilomètres. Par rapport aux valeurs de la Figure II.4, on attend donc des valeurs 2 à 4 fois supérieures. Si l'ordre de grandeur correspond à peu près, avec des valeurs de 40 à 80%, la distribution latitudinale du recyclage estimé par le modèle du GISS présente une différence notable par rapport à celle de la Figure II.4. Le recyclage le plus intense se trouve en effet dans la zone intertropicale et non au niveau des tropiques 'thermiques' (30°). Ceci pourrait provenir en partie de la formulation adoptée par Trenberth pour calculer ce recyclage.

La comparaison de l'estimation de Trenberth (1999) avec celle du modèle du GISS n'est en fait pas très facile. Il faudrait réaliser une simulation en considérant chaque maille du modèle comme une source, afin de travailler à une échelle spatiale constante et suffisamment 'petite' (1000 kilomètres) pour qu'elle ait un sens.

Quelle conclusion cette estimation de l'origine des précipitations antarctiques permet-elle d'apporter par rapport au thermomètre isotopique ? Le paragraphe suivant aborde ce problème en considérant les précipitations comme un mélange issu de plusieurs sources.

II.3. Les précipitations polaires comme mélange de plusieurs origines : impact sur leur composition isotopique.

La première partie montre, à partir d'une modélisation simple, qu'une des conditions nécessaires à la validité du thermomètre isotopique est l'invariance de la température moyenne des sources de vapeur, puisque la teneur isotopique des précipitations dépend de la différence entre leurs températures initiale et finale. La deuxième partie estime l'origine des précipitations antarctiques à l'aide du modèle de circulation générale du GISS (travail déjà réalisé pour le Groenland, par Charles et al., 1994), pour le climat actuel et différents climats glaciaires. Cette étude permet de montrer que, malgré un refroidissement général de la Terre lors des périodes glaciaires, donc de la température initiale des précipitations, la contribution des sources plus chaudes -plus éloignées- augmente, et compense à peu près leur refroidissement dans la température moyenne des sources (Figure II.16). Cette compensation est meilleure avec un scénario glaciaire comportant une zone intertropicale un peu plus froide qu'actuellement, scénario confirmé à la fois par l'interprétation des archives glaciaires (par exemple Bard et al., 1997, Mix et al., 1999, Pierrehumbert, 1999, Pinot et al., 1999) que par la modélisation (Bush et Philander, 1998, Ganopolski et al., 1998). Ce résultat, la stabilité de la température de source, est important car il renforce le bien-fondé du thermomètre isotopique pour le centre de l'Antarctique, région où le faible refroidissement glaciaire (environ 5°C) rend critique la température de source. Il faut souligner que ce résultat provient d'un modèle, et n'est peut-être pas confirmé par l'utilisation d'ECHAM. Tout au plus est-il cohérent avec les changements climatiques simulés par le modèle du GISS, changements qui ont été discutés par de nombreux travaux utilisant ce modèle (voir référence en II.2.2) et semblent correspondre avec notre connaissance des conditions glaciaires.

Cette condition, nécessaire, n'est pas suffisante pour écarter un biais dans le thermomètre isotopique. En supposant qu'elle soit vérifiée, d'autres problèmes 'locaux', c'est-à-dire relatifs au site de précipitation, se posent. Ces problèmes sont passés en revue dans Jouzel et al. (1997), et ont été en partie évoqués en I.4. L'un d'eux concerne la relation entre température de condensation et température de surface, la première affectant directement les isotopes, la seconde étant enregistrée par les stations de mesure et servant à définir le thermomètre isotopique. Un autre problème, déjà évoqué, est celui de la saisonnalité des précipitations par rapport à celle de la température. Un autre, souvent avancé mais qui reste entièrement ouvert, est le contrôle de la sursaturation par la charge de poussière atmosphérique. Ces problèmes sont plutôt d'ordre météorologique, et il est souhaitable de les aborder avec des modèles de ce type, comme l'ont fait Krinner et al. (1997a). Avec le modèle du GISS, de faible résolution spatiale, nous avons plutôt essayé d'étendre l'étude isotopique du modèle simple. La prise en compte de plusieurs sources pour les précipitations Antarctiques, ainsi que de possible variations climatiques de leur contribution, permet de distinguer les différents paramètres

controlant leur composition initiale. Dans le texte qui suit, réalisé en collaboration avec Jean Jouzel et Valérie Masson du LSCE, Randy Koster du GSFC et Edouard Bard du CEREGE, et soumis à *Geophysical Research Letters*, nous essayons de clarifier ces paramètres. L'effet de la saisonnalité des précipitations sur l'enregistrement de la température de condensation est aussi testé. Cette étude, incomplète par rapport à tous les problèmes envisageables, apporte quelques éléments de réponse à la question suivante: la bonne correspondance des pentes temporelle et spatiale en Antarctique provient-elle d'une stabilité des conditions ou d'une compensation entre plusieurs effets ?

II.3.1. Validity of the isotopic thermometer in central Antarctica : limited impact of glacial precipitation seasonality and moisture origin.

Résumé

L'interprétation classique des isotopes stables de la glace, issue des forages, en variations de la température locale repose sur l'utilisation d'une relation spatiale isotope/température (le thermomètre isotopique) au lieu de la relation temporelle. Alors que cette utilisation a été mise en cause par une technique thermométrique indépendante au Groenland, elle est toujours considérée comme valide en Antarctique. Nous utilisons ici un modèle de circulation générale pour étudier deux paramètres dont l'impact sur ce thermomètre isotopique a été montré précédemment. Nous montrons que le changement de saisonnalité des précipitations et le refroidissement de leurs sources ont des effets limités et opposés qui ne sont pas susceptibles de biaiser le thermomètre isotopique. Une telle conclusion renforce la validité de l'interprétation classique des isotopes en Antarctique centrale.

Introduction

The oxygen 18 (H_2^{18}O) and deuterium (HDO) composition of ice cores recovered in Greenland and Antarctica give access to continuous records of past temperature changes over these ice caps. However, the classical interpretation based on the assumption that the present-day spatial isotope / surface temperature slope (hereafter the spatial slope) holds true in temporal sense and can be used for interpreting paleodata, is now being challenged, at least for Greenland. Borehole paleothermometry shows that the cooling between present-day and the Last Glacial Maximum (LGM, about 21000 years ago) was about twice larger in Central Greenland (GRIP and GISP2 cores) than predicted using the spatial slope (Cuffey et al., 1995, Johnsen et al., 1995). Isotopic anomalies (nitrogen and argon isotopes) recorded in the entrapped air bubbles indicate that the temporal slope is also weaker than the spatial slope for the rapid changes that occurred during the last glacial, the following deglaciation and the early Holocene (e.g., Severinghaus et al., 1998, and see Jouzel, 1999, for a review).

Both simple Rayleigh-type isotopic models and complex atmospheric General Circulation Models (GCM) implemented with water isotopes are helpful to shed light on this difference between temporal and spatial slopes (see Jouzel et al., 1997 for a review). LGM simulations performed with the GISS and ECHAM (Hoffmann et al., in press) isotopic GCMs show lower temporal than spatial slopes over Greenland. In complement, it is interesting to examine separately the influence of the various processes that can affect the temporal slope, i.e. changes in the origin, seasonality and intermittency of the precipitation as well in the microphysical processes that lead to their formation and in the relationship between cloud and surface temperature. Previous process studies suggest that the low temporal slopes derived for Central Greenland could result from a modification of the precipitation seasonality (Krinner et al., 1997a; Werner et al., 1999a, submitted), or alternatively from changes in its origin (Charles et al., 1994; Boyle, 1997).

The situation appears different in Antarctica. Borehole paleothermometry (Salamatin et al., 1998) also suggest lower temporal than spatial slope but this result is subject to large uncertainties because of signal diffusion due to low precipitation rates (Rommelaere, 1997). Unlike Greenland, Antarctic temporal slopes calculated from LGM and present-day isotopic GCM experiments are, although quite noisy, slightly higher on the average than present day spatial slopes over Antarctica (Hoffmann et al., in press). Changes in precipitation seasonality seem to have little influence on the Antarctic temporal slope (Krinner et al., 1997a). It hence still appears justified to use the modern spatial slope as a surrogate for the temporal slope in Antarctica (Petit et al., 1999). However, this critical assumption needs obviously to be further examined either in developing alternative empirical ways of estimating the temporal slope and/or in extending the isotope modeling approach. Here we use new GCM simulations and diagnosis to quantify the influence of changes in local (seasonality) and remote parameters (moisture sources) on the Antarctic temporal slope.

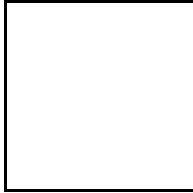
Methodology

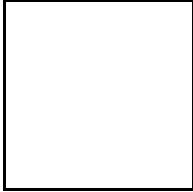
We use the GISS $8^\circ \times 10^\circ$ tracer atmospheric GCM and built on the experiment of Koster et al. (1992) who analysed the origin of Antarctic precipitation and its influence on deuterium content for a present-day July. This model has then been applied for experiments dedicated to Greenland precipitation (Charles et al., 1994 ; Armengaud et al., 1997). Here, we conduct multiannual experiments for three different climates (modern, LGM and LGM with cooler tropical oceans). This allows us to examine the influence of both seasonality and origin of polar precipitation on its isotopic content. We define 19 evaporative sources in each hemisphere based on their modern annual mean temperature and oceanic basin (Delaygue et al., 2000). For the LGM, two different sea surface temperature (SST) reconstructions are used : CLIMAP (1981), and CLIMAP cooled by 2° to 3° in the intertropical zone, which seems to be more realistic (e.g. Mix et al., 1999; Pinot et al., 1999; Ganopolski et al., 1998).

Simple Rayleigh type isotopic models show that the isotopic content of a precipitation δp (δ , which stands for either $\delta^{18}\text{O}$ or δD , is the deviation in permil of this isotopic content compared to the V-SMOW standard) depends both on the temperature of the oceanic evaporative source, T_e , and of its temperature of condensation T_c , itself closely related to the surface temperature at the precipitation site, T_s : $\delta P = \alpha \cdot T_c - \beta \cdot T_e$ (equation 1; Aristarain et al., 1986).

Figure II.20 illustrates the influence of source temperature on the precipitation oxygen 18 in central East Antarctica (top) and central Greenland (middle). As expected from the simple Rayleigh model, the relationship between source temperature and isotopic content is nearly the same for the different oceans, with a rough dependency of the isotopic content to the source temperature of $-0.6/-0.7 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$. This confirms for a full annual cycle the results obtained by Koster et al. (1992) for a single month ($-4.8 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$ in δD , equivalent to a $-0.6 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$ dependency in $\delta^{18}\text{O}$). However, unlike predicted by simple models, δp also depends on the distance between the source and the precipitation site: the $\delta^{18}\text{O}$ values are shifted by about 20 ‰ between the nearest ocean and the furthest one. This shift is comparable to the isotopic range between the warmest and coolest sources of each ocean. This apparently large effect is partly counterbalanced by the lowest contribution of remote sources. Indeed, central East Antarctica receives precipitation mainly from the closest Indian Ocean (about 50%, Delaygue et al., 2000) and central Greenland from the nearby Atlantic (33%, as in Charles et al., 1994). The shifts between oceanic basins is not caused by differences in the isotopic composition of the first vapor but mainly result from moisture transport at different vertical levels. For the same evaporative temperature, further is the source, higher is the vapor transported and cooler it condensates (Figure II.20c). By comparison, the Rayleigh isotopic model ('simple model', stippled lines) does not distinguish these temperatures of condensation from different oceans and predicts an intermediate relationship, with the same slope.

To exploit the full GCM information on the role of precipitation origin on δp , we write

δp as the sum  (Equation 2), with δ_i the isotopic composition of the precipitation originating from source i with a relative contribution p_i . This allows to write the climatic change

Δ of δp as:  (Equation 3), where the first term approximately represents the effect of changing the relative contributions p_i , and the second one the effect of changing each individual composition δ_i (through variations of T_e and T_c , Equation 1). We thus estimate the

ratio $\frac{\Delta\delta_p}{\Delta T_c}$ which gives the proportion of the total isotopic change which can be attributed to the change in precipitation origin. Expanding Equation 2 with Equation 1:

$\Delta\delta_p = \Delta T_c \left(\frac{\delta_p}{T_c} \right) + \Delta T_e \left(\frac{\delta_p}{T_e} \right)$ (Equation 4) allows to separate the effect of local T_c change, the actual interpretation of the isotopic change (first term), versus remote T_e change (second term). We

thus calculate the change $\Delta\delta_p$ which indeed biases the imprint of ΔT_c on the isotopic change $\Delta\delta_p$.

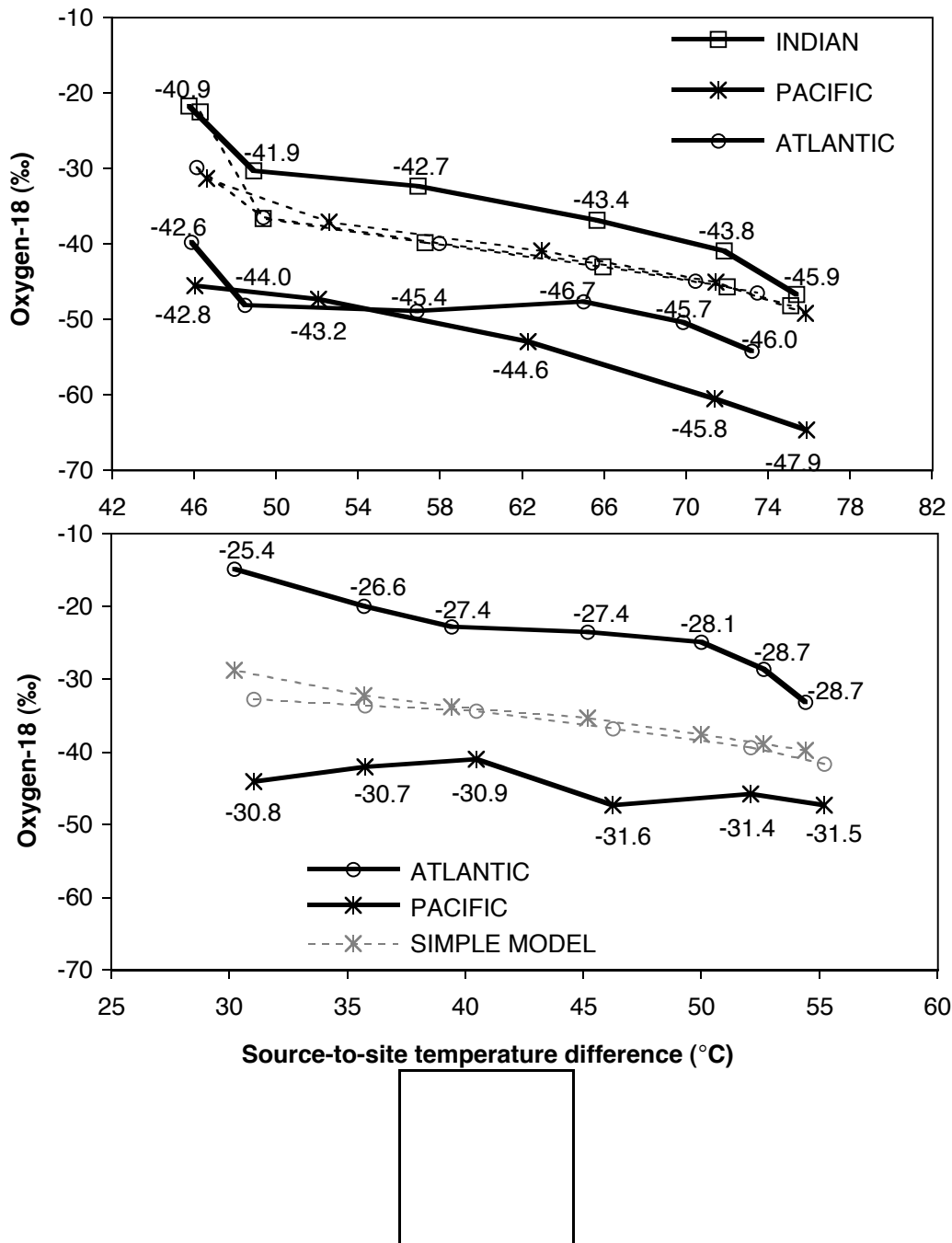


Figure II.20 (previous page). a) Oxygen-18 content of precipitation, for central East Antarctica (top) and central Greenland (bottom), originating from oceanic sources different in (i) annual temperature (latitude) and (ii) distance to the site of precipitation (oceanic basins). Full lines: simulation with the GISS 8°x10° AGCM for the present-day climate (10-year average). Stippled lines: simulation with a simple isotopic model, initialized with the GISS GCM conditions. Source annotation is the vertically averaged temperature, at the site of precipitation, of the vapor from this source: this temperature decreases with the distance to the source, which explains the second-order fractionation of the vapor. b) Relationships

between the vertically averaged temperature (at the site of precipitation) of the vapor originating from different sources and the distance to these sources, for two sites: central East Antarctica (circles) and central Greenland (squares). Least square fitting lines are also shown. The average temperature of moisture originating from each source decreases (ie, its average elevation increases) with the distance to this source, since away from its source moisture is no longer supplied by the surface.

To assess the role of seasonality on δp , we follow Krinner et al. (1997a) in defining a precipitation weighted condensation temperature T_c , which physically controls the isotopic fractionation. The simulated condensation temperature is strongly spatially correlated with the surface temperature with a slope of $0.75^\circ\text{C}/^\circ\text{C}$ comparable to the observed 0.67 in Adélie Land

(Lorius and Merlivat, 1977). We calculate the contribution of the difference

(Equation 5) to the total simulated $T_{c_0} - T_{c_{LGM}}$ change (the difference between present-day, '0', and glacial, 'LGM').

Results

Despite its low horizontal resolution, the GISS model reasonably simulates the main features of the vapor transport and is thus appropriate for our present purpose of examining the influence of the seasonality and origin of Antarctic precipitation on the isotope/ temperature temporal slope (Jouzel et al., 1997; Delaygue et al., 2000).

Accumulation seasonality

The present-day cycle of accumulation arises from the change in meridional temperature gradient, with a fall peak when the ocean temperature is at maximum, the continent begins to cool, and the minimum sea ice cover allows a strong evaporation. The model realistically simulates the observed seasonality of modern Antarctic accumulation, and accounts for the interplay between sublimation and precipitation (Delaygue et al., 2000). Simulated climatic accumulation changes (Figure II.21) agree with the predictions of other models (Krinner and Genthon, 1998).

Figure II.21 shows that glacial conditions strongly decrease the winter precipitation; the resulting higher summer proportion favours warmer precipitation-weighted annual temperatures (positive ratio in Figure II.22). This means that, in our simulations, the annual condensation temperature recorded by the isotopes is slightly (typically less than 1°C in the central Plateau, i.e. 15% of the temperature change) biased towards warmer values compared to present-day

climate. These results confirm the study of Krinner and Genthon (1998) showing limited impacts of local parameters in central Antarctica.

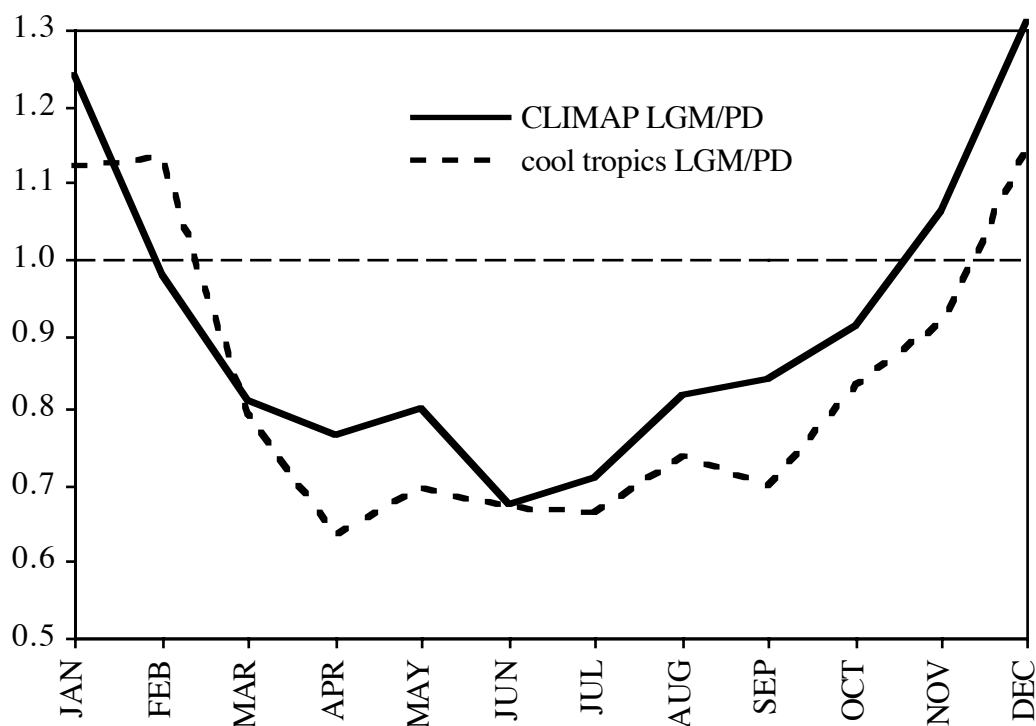


Figure II.21 Climatic change of the Antarctic precipitation seasonality: we show the monthly ratio of (full line) CLIMAP LGM (5-year average) to present-day (10-year average) precipitation, and (dashed line) cool tropics LGM (5-year average) to present-day precipitation.

Change in the origin of precipitation

With the strong meridional air temperature gradient due to the prescribed glacial conditions, Antarctica receives more isotopically depleted moisture from lower latitudes sources (Figure II.20). This effect is therefore attenuated with cooler intertropical SSTs.

We use now the decomposition introduced by Equation 3 to quantify the relative roles of temperature and moisture source effects on the isotopic change. This decomposition is not rigorous since changes in source to site temperature gradient and in precipitation origin are not independent. However, the error due to their correlation is weak since: (i) both terms show quite different geographical patterns, (ii) these patterns are conserved by cooling the ‘tropics’, and (iii) these patterns are not altered by exchanging present-day and glacial weights (respectively δ and p in first and second terms) in Equation 3. The GISS GCM simulates a dominant role of the moisture origin term ($R_{\text{orig}} > 50\%$) only along the Antarctic Coast, where the present-day local supply from high latitude is replaced by contributions from remote (and more

depleted) sources during glacial time, and where the local cooling of T_c is offset by the source cooling of T_e (Equation 1). However, in central Antarctica, the total isotopic variations are mostly influenced by the temperature effect (second term of Equation 3) and the change in moisture origin accounts for less than 30% of the signal.

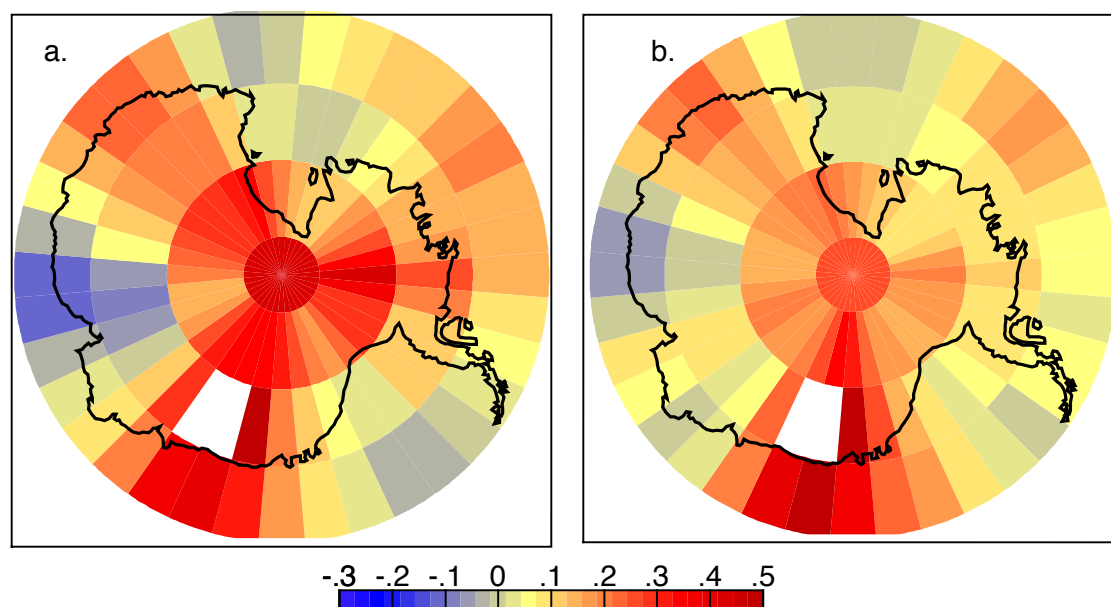


Figure II.22. Effect of Antarctic precipitation seasonality change, between glacial and present-day climates, on the annual condensation temperature which is physically imprinted in the isotopic content of ice. We show here the ratio of this effect to the total temperature change. Weighting the condensation temperature with the accumulation instead of precipitation leads to a weaker seasonality effect. Calculating this ratio with T_{c0} or T_{cLGM} (Equation 5) gives the same results, which means that other parameters controlling the record of T_c , like precipitation intermittency, do not change significantly. Values out of the range in East Antarctica (about 30°E) is due to an elevation decrease of 500 m in the glacial CLIMAP reconstruction.

Boyle (1997)'s sketch popularized the idea that glacial source cooling could explain the lower temporal slope in Central Greenland by offsetting the site cooling (hence reducing δp in Equation 1). This idea was based on a unique source, given that all moisture sources cooled down at the LGM. In our simulations, δp results from the combination of several sources, with different relative contributions in modern and glacial climates. Thus the average source temperature change (ΔT_e , the second term of Equation 4) also depends on these contribution variations. In fact, we show that the Antarctic mean source temperature slightly warms

($\Delta T_e \approx 2^\circ\text{C}$) when using CLIMAP reconstruction, and remains close to its modern value (within 0.5°C) when cooling the tropics (Delaygue et al., 2000, fig.8). This is due to the compensation of the individual source cooling by changes in source contributions (Figure II.23). Thus the actual change of the Antarctic average source temperature (second term of Equation 4) is probably very small compared to the -5° put forward by Boyle (1997), and thus unlikely to bias the isotopic record of the local temperature change (first term of Equation 4).

Discussion and conclusion

With the GISS atmospheric GCM, we show here that the change between Last Glacial Maximum and present-day local and remote parameters have limited and opposite impacts on the Antarctic isotope-temperature relationships. Indeed, the central Antarctic temperature change derived from the isotopic change is weakened by 15% due to the precipitation seasonality change but increased by 10 to 30% (depending on the tropical SST reconstructions used) due to the moisture source temperature effect. Given this situation, it still appears justified to use the present-day spatial slope as a surrogate of the temporal slope to interpret Antarctic ice core isotopic profiles (Petit et al., 1999).

This second-order uncertainty appears quite limited compared to the 100% error of the isotopic thermometer in Greenland. The complexity of the moisture transport to central Greenland from adjacent oceanic and continental sources allows to expect a large sensitivity of the isotopes to local parameters. Indeed, high resolution GCMs are able to explain this error by a drastic change in precipitation seasonality (Krinner et al., 1997a; Werner et al., 1999a, submitted to GRL). We have not quantified this seasonality effect given that, due to its poor resolution, the GISS model does not capture the modern seasonal isotopic cycle in central Greenland (Charles et al., 1995). As for the moisture source effect, we find a warming of the average oceanic source temperature by 3 to 4°C with glacial conditions, opposite to Boyle's scheme. However, the design of the moisture sources, with one single continental source, is not adapted for Greenland where a significant proportion of moisture comes from northern America, even under glacial climates (Charles et al., 1994). Still, this preliminary result reinforces the role of local parameters (i.e. seasonal cycle) on the temporal isotope-temperature slope in Greenland.

This work deserves being repeated with high resolution models specifically designed for high latitudes (e.g. Krinner et al., 1997a) and with alternative reconstructions of glacial oceanic surface conditions.

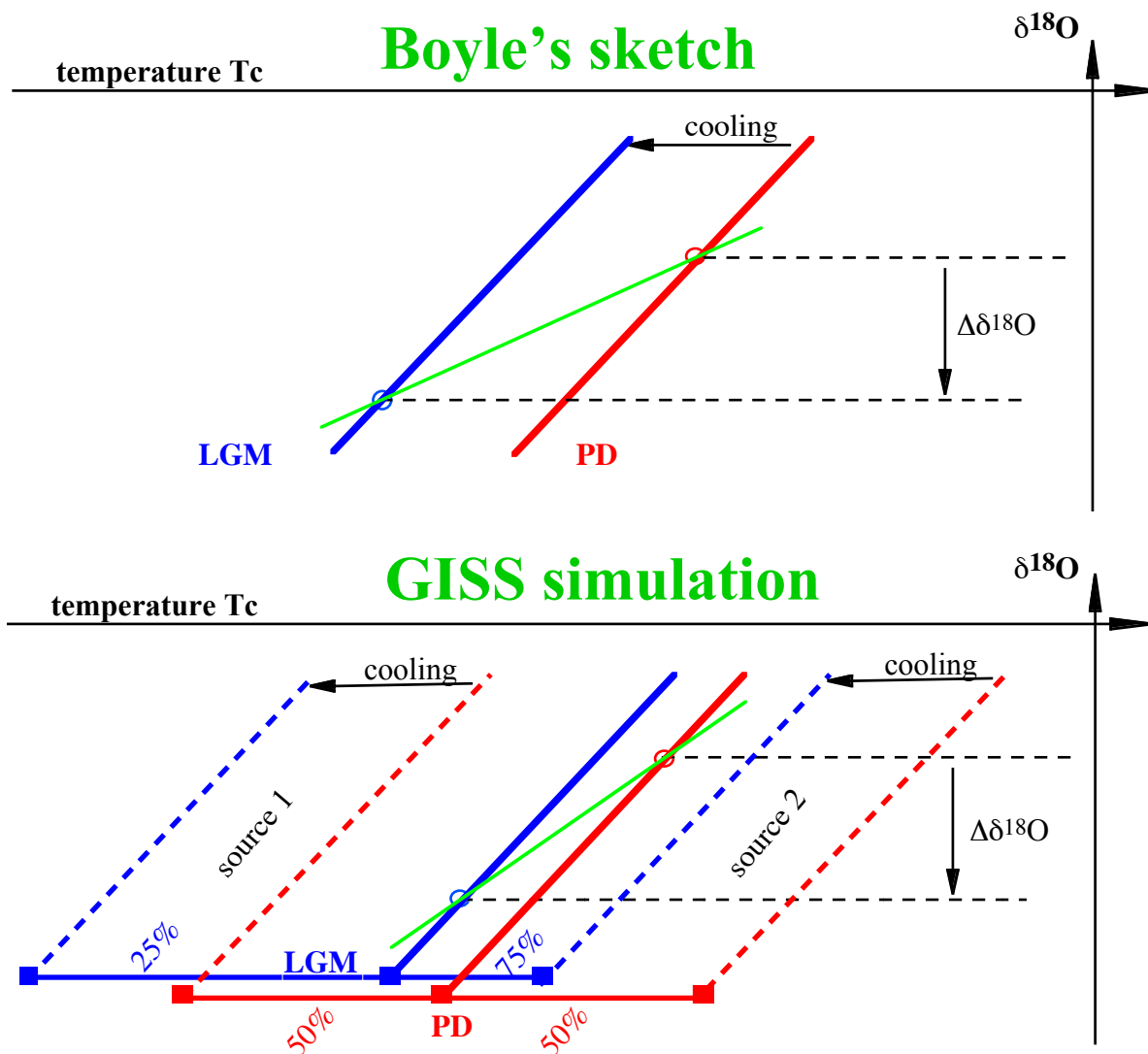


Figure II.23 Boyle (1997)'s sketch (cooling of the vapor source lowering the temporal slope), compared to what happens in our simulation with several (here two for clarity) vapor sources: the cooling of each source is compensated by change in their contribution. Green lines represent the temporal slopes, defined by the same $\delta^{18}\text{O}$ and temperature LGM-to-modern changes.

II.4 Conclusion: prendre en compte la diversité de sources est nécessaire pour comprendre les variations climatiques.

Le principal résultat de cette étude est d'avoir montré les limites du modèle simple isotopique. Celui-ci prédit une bonne sensibilité de la teneur isotopique des précipitations à la température de source (T_e). Par contre il ne permet pas de simuler correctement un mélange des sources, pour deux raisons. D'une part le même trajet thermodynamique est appliqué aux

sources de même température (T_e), alors que le modèle du GISS prédit en plus une dépendance à la distance source-site des précipitations. D'autre part les précipitations de compositions différentes de celle observée sur le site ne sont pas considérées dans le cadre du modèle simple, alors que c'est le mélange de ces précipitations, issues de différentes sources, qui est calculé par le modèle. La contribution de plusieurs sources au signal isotopique permet d'envisager la stabilité de la température de source globale, à cause d'une compensation entre les changements de température individuelle et les changements de contribution (Figure II.23). Une telle compensation est simulée pour la dernière déglaciation en Antarctique. Au Groenland, si le mécanisme semble jouer de la même façon, la définition géographique des sources ne permet pas d'apporter une conclusion fiable.

La variation de la saisonnalité des précipitations, estimée ici pour l'Antarctique, ne semble pas non plus biaiser le thermomètre isotopique. Au Groenland au contraire, elle est susceptible de jouer un rôle majeur dans l'inaptitude du thermomètre isotopique à rendre compte des variations de température, comme l'ont montré d'autres modèles, plus adaptés (par leur résolution notamment) à représenter les conditions météorologiques locales autour du Groenland. Une telle inaptitude reste donc non démontrée en Antarctique.

PARTIE 3

MODELISATION DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE OCEANIQUE DE L'OXYGENE : LE ROLE DU BILAN HYDROLOGIQUE.

La composition isotopique de l'océan relève à la fois de l'hydrologie et de la paléocéanographie. La reconstitution de cette composition à partir des sédiments marins permet d'estimer les variations passées de la température océanique, de la salinité, mais aussi la variation globale du volume océanique due aux calottes. Pour comprendre les processus qui contrôlent cette composition isotopique océanique, il faut confronter observations et modélisation. La modélisation ne peut se substituer aux observations : elle ne prétend pas reproduire la réalité, mais représente un moyen unique pour étudier la sensibilité des différents paramètres en jeu. Nous essayerons ici de mieux comprendre quels processus règlent cette composition isotopique.

D'après les observations, la teneur isotopique de l'océan varie parallèlement avec la salinité. On peut donc s'attendre à ce que ces deux traceurs soient modifiés de la même façon, avec la différence que la salinité modifie la densité de l'eau et agit donc sur la circulation océanique. Pour cette raison, c'est un traceur dit 'actif', à la différence des isotopes qui sont 'passifs'. La teneur isotopique résulte donc, comme la salinité, d'une interaction entre le bilan hydrologique qui modifie les compositions de surface (la différence évaporation moins précipitation, E-P) et la circulation qui redistribue ces modifications. Des études antérieures ont utilisé des modèles simplifiés de l'océan pour montrer que les échanges avec l'atmosphère suffisent à expliquer la composition de la surface (Craig et Gordon, 1965, Broecker, 1986, Juillet-Leclerc et al., 1997). En fait les modifications locales de la surface, induites par le bilan E-P, sont équilibrées dans ces modèles par un échange vertical avec l'océan profond, qui sert de réservoir 'infini'. La circulation océanique joue donc un rôle important, et de fait la distinction entre redistribution verticale et horizontale n'est pas simple. Les variations de cette circulation ont pu modifier de façon importante la répartition des isotopes et ainsi biaiser l'interprétation du signal isotopique des sédiments en terme de paléotempérature (Fairbanks et al., 1992).

Nous avons réalisé une simulation de la composition isotopique océanique à l'aide d'un modèle océanique de circulation générale. Ce travail correspond à plusieurs objectifs : se doter d'un outil 'évolutif', capable de s'adapter à des conditions passées, ou d'être intégré dans un modèle couplé océan-atmosphère; estimer les impacts respectifs des échanges de surface et de la circulation océanique sur la composition de surface; étudier la relation isotope-salinité de façon cohérente. Un premier paragraphe rappelle les principales caractéristiques de la composition isotopique de l'océan. Un deuxième paragraphe décrit les façons de modéliser cette teneur isotopique, et plus précisément celle que nous avons utilisée. Un troisième paragraphe en montre les résultats, il s'agit d'un manuscrit sous presse dans le journal 'Earth and Planetary Science Letters', augmenté de quelques graphes et remarques. Le quatrième paragraphe étudie spécifiquement la relation salinité-isotope dans l'océan indien, en comparant des observations avec les résultats de notre simulation. Il s'agit là d'un manuscrit en révision au 'Journal of Geophysical Research'.

III.1. La composition isotopique de l'océan et sa relation avec la salinité.

La composition de référence pour les isotopes de l'eau, celle qui correspond à une déviation de 0‰, a été choisie dans l'océan profond. En effet, les mesures réalisées sur les collectes des différentes campagnes océanographiques ont montré l'homogénéité des eaux profondes dont les variations sont typiquement de l'ordre de $\pm 0.2‰$ pour l'oxygène, par rapport à la surface variant de $\pm 1‰$. La référence isotopique a été nommée 'Standard Mean Oceanic Water' (SMOW) car elle est censée représenter les 3/4 du volume océanique (75% sous 1000m).

La campagne GEOSECS des années 70 a été menée afin de mieux connaître la circulation océanique globale, à partir de la distribution de différents traceurs géochimiques (carbone 14, carbone 13, phosphates, etc). Les isotopes stables de l'eau ont été mesurés par Harmon Craig (Östlund et al., 1987), et sont restés un peu anecdotiques en raison notamment de leur difficulté de mesure. De fait la couverture, tant horizontale que verticale, de la composition isotopique reste très lâche, même si elle constitue la base de données la plus complète de l'océan global. Depuis, en effet, d'autres campagnes ont apporté leur contribution, mais de façon très régionalisée. Ainsi, le groupe de l'Université East Anglia à Norwich a pu rassembler 6000 mesures de l'oxygène 18 (Bigg et Rohling, 1999, bientôt disponibles en ligne sur le site du GISS à l'aide de Gavin Schmidt).

La seule étude extensive de la composition de l'océan globale est celle de Craig et Gordon, 1965. Elle s'appuyait sur un nombre limité de mesures, avant GEOSECS, mais les campagnes postérieures ont confirmé les conclusions visionnaires de Craig ... Une différence de standard isotopique doit être cependant soulignée pour la bonne compréhension de cette étude. Le standard utilisé alors pour l'oxygène 18 est appauvri de 0.10‰ par rapport au

SMOW, la référence de GEOSECS (remarque de Craig, in Östlund et al., 1987). La Figure III.1 illustre la variabilité de la composition des eaux selon leur profondeur, à partir des mesures GEOSECS. L'homogénéité des eaux profondes apparaît bien, à la fois en salinité et isotope, avec des valeurs moyennes proches de 34.7 pour la salinité et 0‰ pour $\delta^{18}\text{O}$. Les teneurs de ces traceurs sont beaucoup plus variables dans les eaux intermédiaires et de surface, mais restent corrélées dans un rapport de 1:2 approximativement. L'Atlantique se distingue doublement. D'une part les maxima de surface sont plus enrichies, de 0.5 en salinité. D'autre part, les eaux profondes sont partagées entre deux pôles de compositions différentes, l'un issu de l'hémisphère nord (eaux profondes nord-atlantiques, plus enrichies, placées dans le diagramme sur la droite des eaux de surface), l'autre de l'hémisphère sud (eaux de fond antarctiques, décalées par rapport aux eaux de surface).

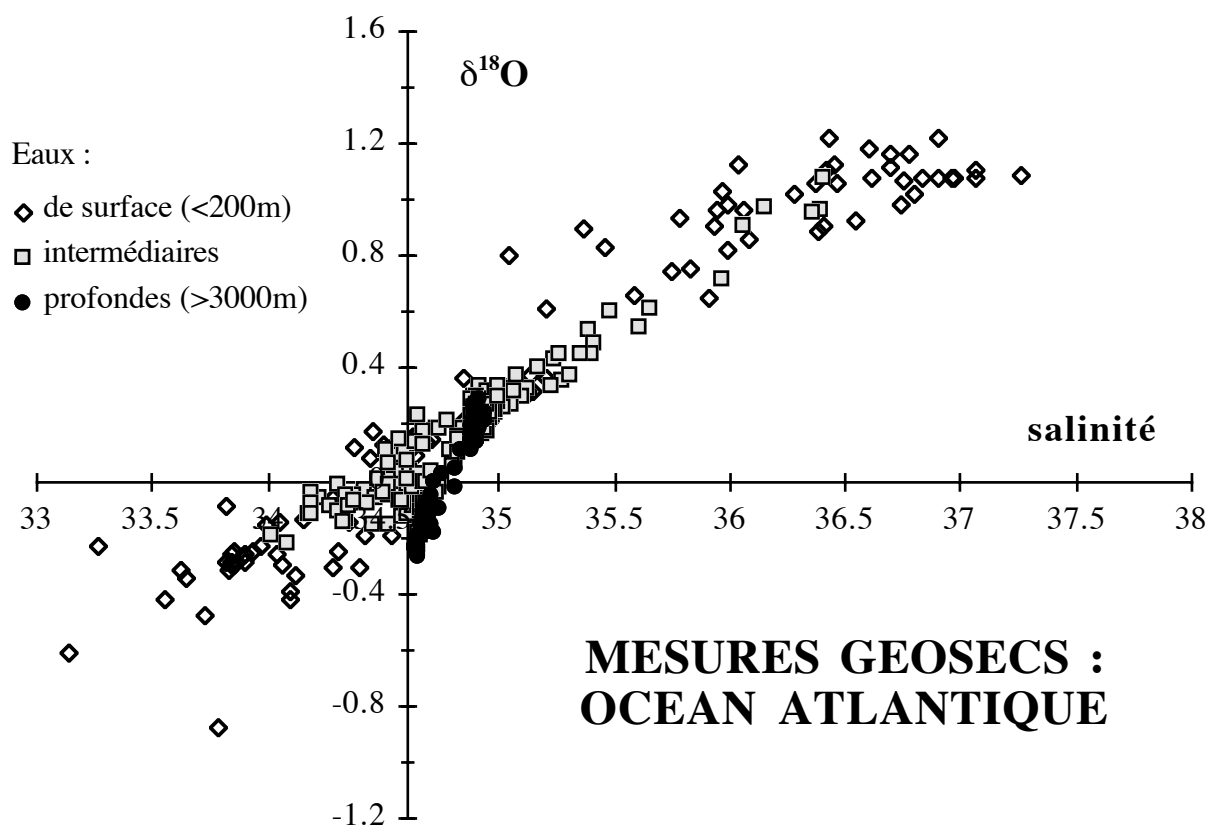
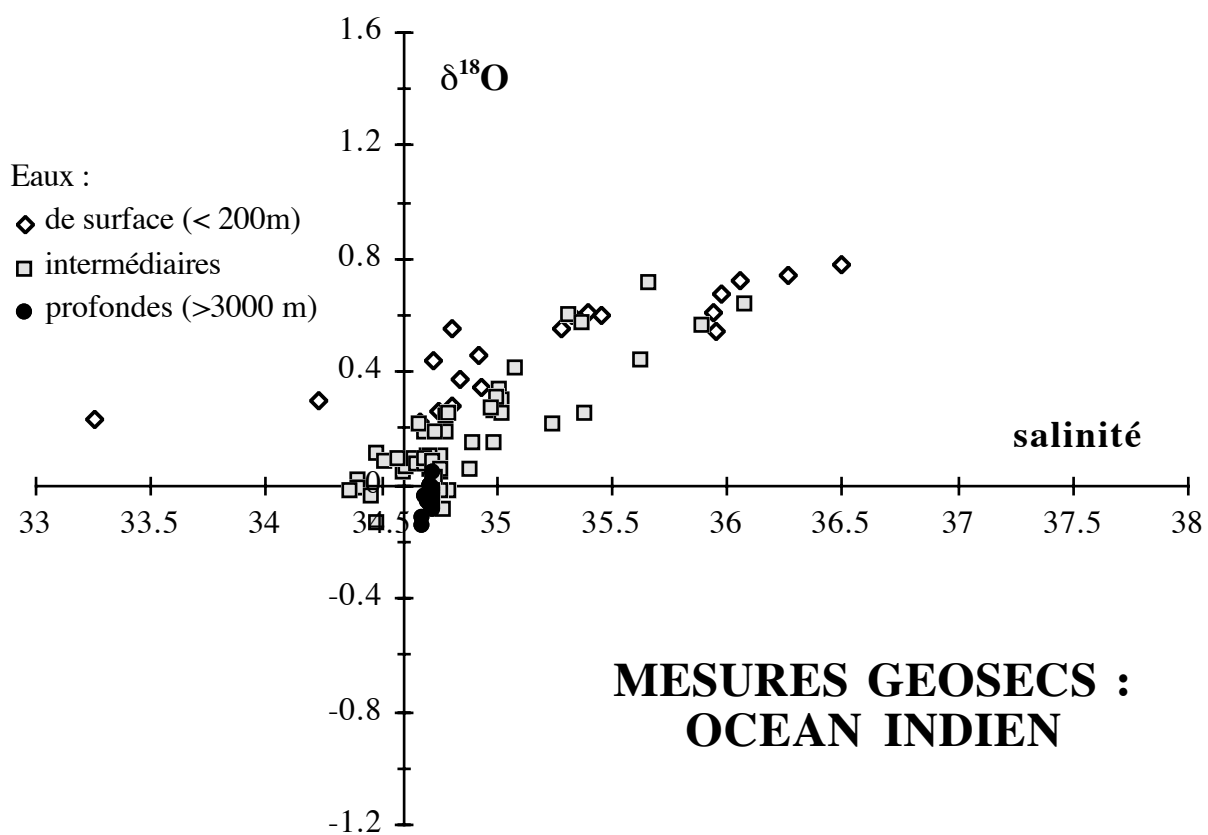
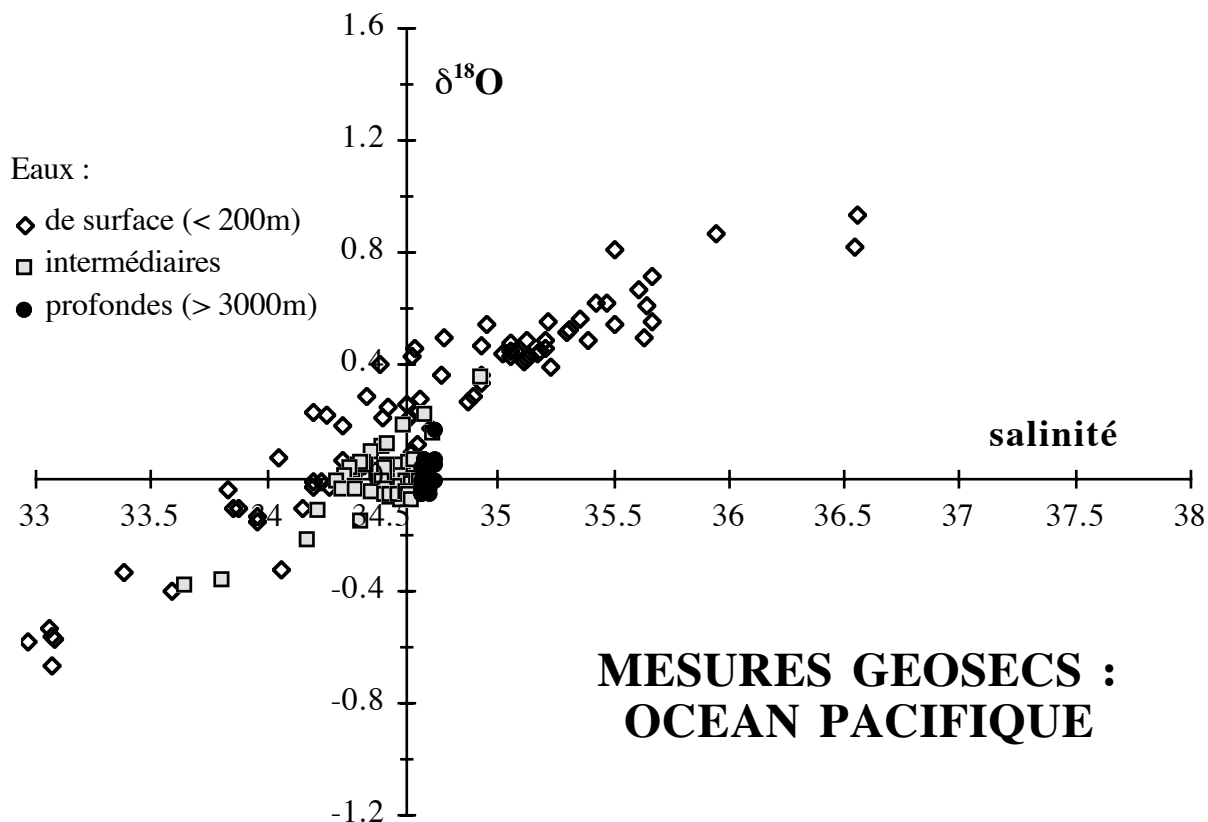


Figure III.1 (et page suivante). Composition isotopique en oxygène 18 de l'océan: mesures de la campagne GEOSECS (Östlund et al., 1987) pour les trois bassins océaniques, à la même échelle. Le standard isotopique est le SMOW, enrichi de 0.10‰ par rapport aux mesures présentées par Craig et Gordon (1965). Cette valeur de 0‰ sert d'origine à l'axe de salinité. L'axe isotopique passe par la salinité moyenne de 34.6‰.



En fait, si la relation $\delta^{18}\text{O}$ -salinité est globalement dans un rapport de 1:2, des variations importantes de ce rapport sont observées, notamment en fonction de la latitude. Craig et Gordon (1965) ont ainsi montré qu'il décroît aux basses latitudes, d'un facteur 2 (1:4), en même temps que la corrélation entre les deux compositions diminue. D'autres études ont montré que le rapport tend à croître aux hautes latitudes (par exemple Fairbanks et al., 1992). Les nouvelles mesures font apparaître quelques variations par rapport à ces grandes lignes, entre bassins orientaux et occidentaux par exemple. La Figure III.2. illustre ces variations latitudinales dans l'Atlantique. Derrière cette variabilité spatiale se cachent aussi des variabilités saisonnières et interannuelles très mal connues, sauf de façon locale comme l'effet saisonnier de la glace de mer (Strain et Tan, 1993).

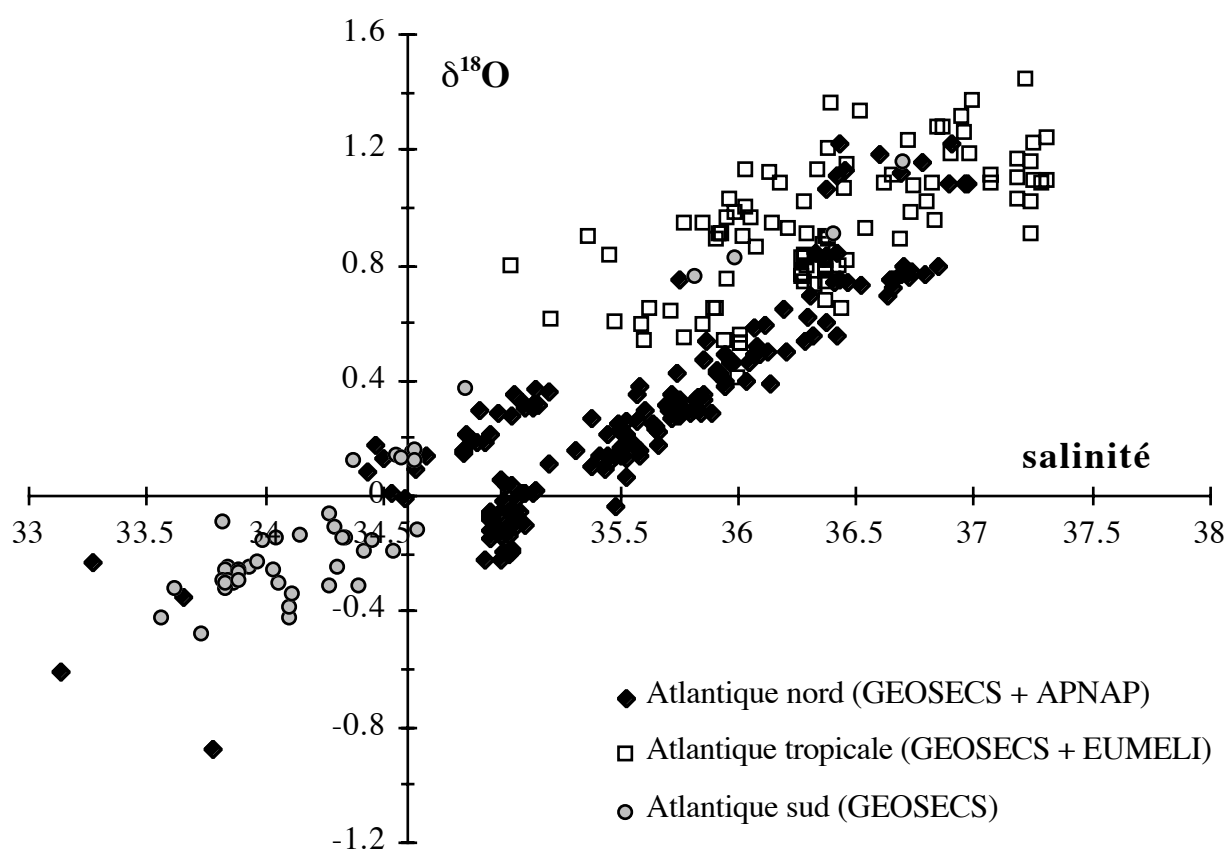
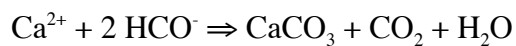


Figure III.2. Relation oxygène 18-salinité (en pourmil) pour les eaux de surface de l'Atlantique (20 premiers mètres). La pente diminue aux basses latitudes, avec une moins bonne corrélation. Des décalages, avec une pente proche, entre les façades est et ouest des bassins existent aussi. Données GEOSECS issues de Östlund et al. (1987), APNAP de G. Ganssen (communication personnelle, 1999), et EUMELI de Pierre et al. (1994).

Cette distribution isotopique dans l'océan, ainsi que la relation avec la salinité, sont importantes pour contraindre les variations de la température océanique, du volume des calottes polaires, ainsi que de l'hydrologie de surface (E-P).

Les variations de composition isotopique des foraminifères ont permis d'estimer les variations de la température océanique au cours des derniers cycles climatiques (Emiliani, 1955). Cette estimation reposait sur la calibration du fractionnement biologique de l'oxygène 18 des carbonates en fonction de la température (Epstein et al., 1953). Ce fractionnement intervient lors de la calcification des organismes, foraminifères et coraux sont les plus utilisés, à partir des carbonates de l'eau :



La composition isotopique de l'oxygène des carbonates formés dépend de trois paramètres : la température de calcification; la composition isotopique de l'eau (en équilibre avec celle des carbonates dissous); et le contrôle de la réaction par l'organisme qui l'éloigne de l'équilibre thermodynamique ('effet vital'). En fait l'interprétation en terme de température passée s'est révélée compliquée par de nombreuses corrections, celle de la variation globale de l'océan due à la formation des calottes (Shackleton, 1967), de la variation de température des eaux profondes (Broecker, 1986). La paléotempérature océanique est donc plutôt estimée à partir de la composition faunistique (ou floristique) et de traceurs comme les alkénones, strontium, etc. Les variations de la composition isotopique des carbonates marins sont tout de même très utilisées : comme cadre temporel, afin de synchroniser -voire dater- différentes séries, mais aussi pour étudier des phénomènes rapides et locaux (par exemple la convection profonde nord-atlantique, Dokken et Jansen, 1999), et pour estimer de faibles variations de température en conditions stables (coraux). Dans tous ces cas, l'interprétation des variations isotopiques n'est possible qu'à condition de pouvoir séparer les effets de la température et de la composition isotopique de l'eau. C'est là une des motivations de notre travail de modélisation.

Parmi les causes de variation de la composition isotopique de l'océan, le volume des calottes polaires est au centre d'un problème à plusieurs composantes. La formation des calottes en périodes glaciaires, au nord des continents américain (Laurentide) et européen (Fennoscandie), stocke de l'eau appauvrie isotopiquement, ce qui enrichit d'autant l'océan (Figure III.3). Ces variations sont supposées homogènes dans tout l'océan, à cause d'un temps de mélange relativement court (de l'ordre de 1000 ans) par rapport à la durée du stockage. Cette variation océanique doit être prise en compte lorsque l'on interprète des signaux isotopiques, en terme de température (voir la première partie) ou plus encore de conditions à la source (voir la quatrième partie avec l'excès en deutérium). Le volume des calottes est encore lié avec leur étendue géographique, le niveau des mers, la sensibilité des différentes calottes aux variations climatiques, le déphasage de ces variations entre les régions du globe, la flexuration de la croûte terrestre, etc. C'est un paramètre qui n'a pas été abordé dans notre simulation, car il nécessiterait de représenter les variations isotopiques des flux de surface tout au long d'une période glaciaire. En effet la valeur maximale de l'enrichissement océanique (environ 1.2‰)

résulte du stockage de neige de plus en plus appauvrie lors de la progression de chaque glaciation.

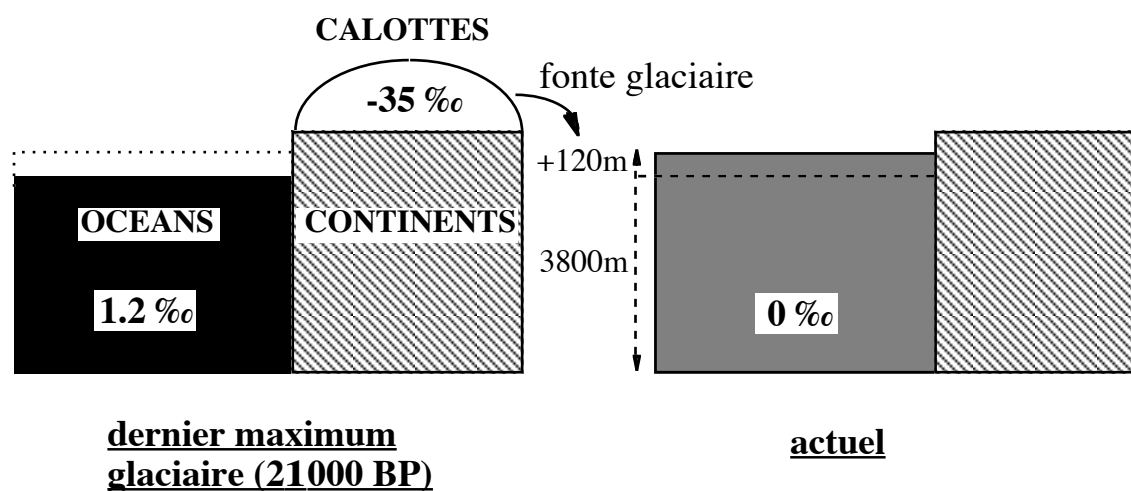


Figure III.3. Le stockage d'eau, appauvrie isotopiquement ($\delta^{18}\text{O} \approx -35\text{‰}$), dans les calottes fennoscandienne et laurentide lors des périodes glaciaires enrichit la composition globale de l'océan. En considérant un volume équivalent à 120m du niveau de la mer (sur un total de 3800m environ), l'enrichissement en oxygène 18 est de $120/3680 * 35 \approx 1.2\text{‰}$.

Enfin la variation de salinité en surface est une autre application du signal isotopique. La salinité peut être modifiée par le bilan E-P mais aussi le mélange avec des eaux de salinités différentes. Duplessy et al. (1991), Rostek et al. (1993) et Wang et al. (1995) ont estimé et interprété de telles variations en terme de bilan hydrologique et/ou du fonctionnement de certains courants. Une telle estimation est délicate car elle fait intervenir plusieurs relations. La Figure III.4 illustre la procédure utilisée. Brièvement, la variation isotopique mesurée dans les sédiments est corrigée, à l'aide d'une estimation indépendante de la température, afin d'isoler la variation isotopique de l'eau. Celle-ci est interprétée en variation de salinité en utilisant la relation observée entre isotope et salinité. L'hypothèse la plus 'forte' est la constance de cette relation isotope-salinité dans le temps, qui induit une incertitude importante. Mais l'incertitude majeure semble provenir de l'estimation de la température, par une méthode indépendante des isotopes (Schmidt, 1999a). La modélisation de la relation isotope-salinité peut permettre de mieux comprendre son origine et donc de préciser sa stabilité dans le temps.

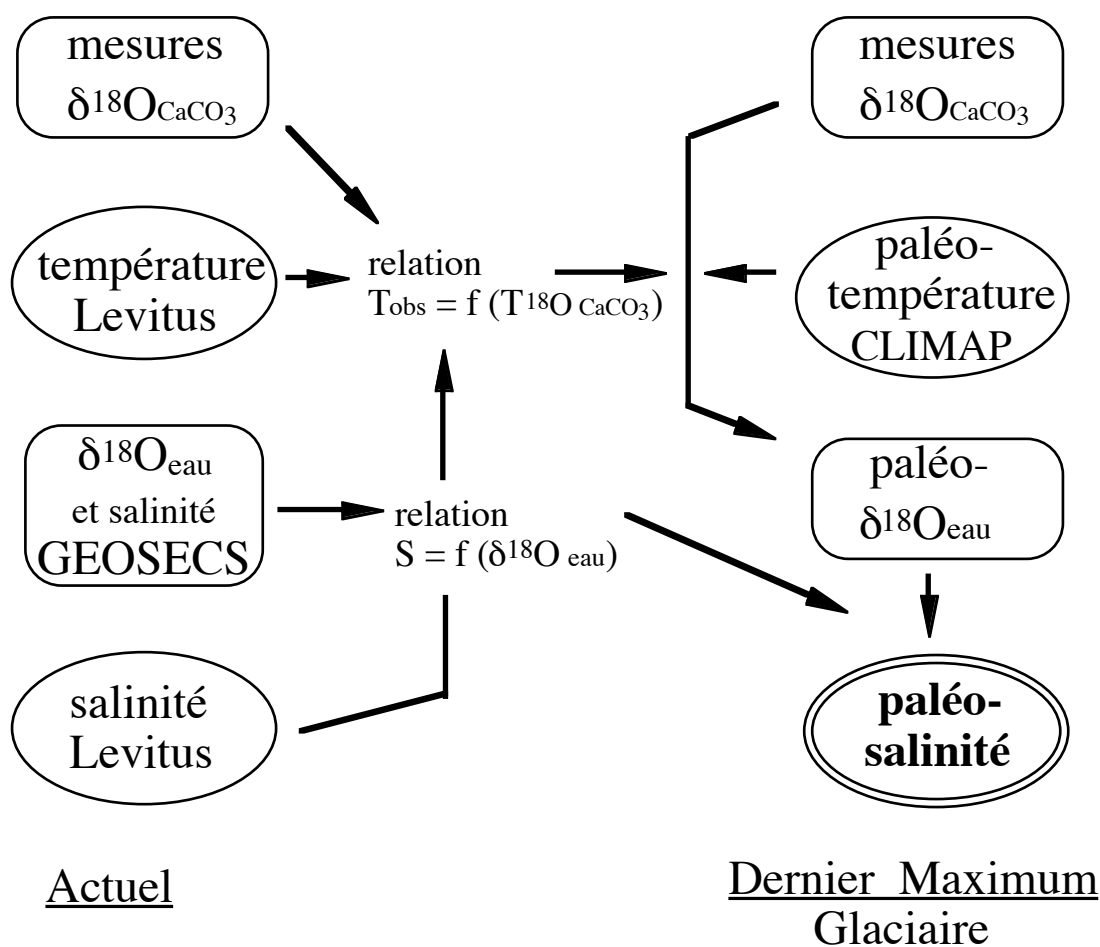


Figure III.4. Procédure de calcul des variations de salinité à partir des variations isotopiques sédimentaires, utilisée par Duplessy et al. (1991) pour reconstruire le champ de salinité en Atlantique nord au dernier maximum glaciaire. L'estimation de la paléotempérature de CLIMAP est basée sur des assemblages faunistiques.

III.2. Simuler la composition isotopique de l'océan.

Parmi les différents flux d'oxygène 18 modifiant la composition de l'océan, les flux atmosphériques sont les plus importants quantitativement. Les flux 'géologiques' liés à la sédimentation, aux métamorphismes de la croûte océanique, etc, représentent un flux en ^{18}O de 250 moles/s environ (Jean-Baptiste et al., 1997). Les flux atmosphériques, au premier ordre 1m d'eau évaporée et précipitée sur toute la surface océanique par an, représentent 10 Sv (1 Sverdrup= 10^6 m³/s) de flux en eau, soit 10^9 moles/s de ^{18}O . Ce sont donc eux qui créent des hétérogénéités isotopique spatiales dans l'océan, et à l'échelle des glaciations, en modifiant la composition globale. Sur des échelles de temps de plusieurs milliards d'années par contre, comme ces flux atmosphériques s'équilibrent globalement, les flux 'géologiques' sont susceptibles d'avoir modifié durablement la composition océanique globale.

Dans toute la suite, on s'intéressera à l'état moyen de l'océan actuel. Les flux hydrologiques en jeu sont donc atmosphériques et de trois types : l'évaporation, qui concentre le sel en soustrayant de l'eau douce, les précipitations et l'apport des fleuves qui ont l'effet inverse d'apporter de l'eau douce et de diminuer la salinité. Les effets isotopiques vont dans le même sens, à cause du fractionnement de la vapeur à sa formation puis lors de son transport atmosphérique (voir Encart I.1). L'évaporation soustrait de la surface une eau appauvrie en isotope lourd et l'enrichit en cet isotope. Les précipitations et les rivières, en moyenne plus appauvries que l'océan, diluent au contraire sa surface en isotope lourd. La façon la plus simple de modéliser la composition de l'eau consiste à prescrire ces flux hydrologiques à une boîte représentant tout ou partie de la surface océanique. En terme de flux, les fractionnements s'expriment dans le rapport entre chaque isotope : pour l'évaporation par exemple, le rapport entre les flux d'isotope lourd (H_2^{18}O) et d'eau (H_2^{16}O) est inférieur au rapport de l'eau de mer. Si l'on considère la surface océanique globale, les flux de l'évaporation et des précipitations (avec les rivières) se compensent exactement et ne modifient pas la composition de l'océan. Il est donc nécessaire de considérer les déséquilibres locaux de ce bilan si l'on veut créer des variations spatiales de composition dans l'océan. Un tel déséquilibre doit être compensé par un échange avec l'océan sous-jacent, comme le montre la Figure III.5.

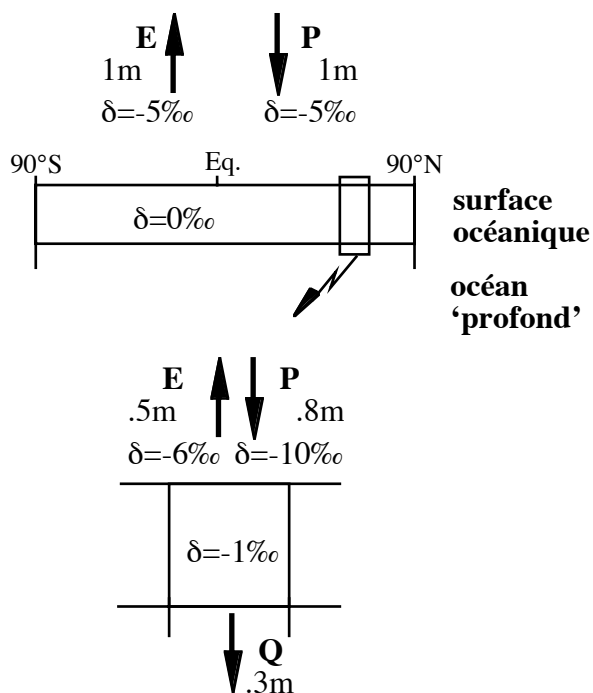


Figure III.5. Bilan hydrologique à la surface de l'océan à différentes échelles : globalement, les flux d'évaporation (E) et de précipitations (P, incluant les rivières) s'équilibrent en eau (exprimés en mètre par an) et en isotope (exprimés par la composition isotopique δ); localement ces flux sont équilibrés par échange avec l'océan sous-jacent (Q).

III.2.1. La modélisation à une boîte.

Le modèle le plus simple utilise le schéma de la Figure III.5 basé sur une boîte de surface, développé par Craig et Gordon (1965), puis utilisé dans différentes études (par exemple Juillet-Leclerc et al., 1997). Ce schéma permet d'exprimer non seulement la composition de l'eau mais aussi la relation isotope-salinité. L'Encart III.1 rappelle brièvement les équations en jeu. Plusieurs caractéristiques dans ce modèle sont remarquables. Le 'mélange' océanique vertical est plus intense d'un ordre de grandeur que les flux atmosphériques, mais les bilans en surface et au fond de la boîte sont égaux. De cette égalité provient le fait que la relation salinité-isotope ($S-\delta$) peut s'exprimer uniquement avec les flux atmosphériques, alors même que chacun des termes S et δ dépend du rapport entre flux atmosphérique et 'mélange' océanique.

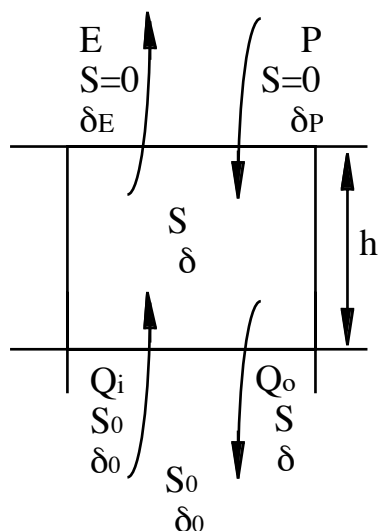
L'un des problèmes liés à ces variations isotopiques est l'identification du 'mélange' océanique, représenté dans le modèle par une diffusion verticale. En effet l'advection horizontale est beaucoup plus intense, de 6 ordres de grandeur supérieure à la diffusion verticale dans notre modèle en terme de flux d'eau. Mais le flux isotopique dépend aussi de son gradient spatial, qui, à l'échelle de la couche de mélange (la centaine de mètres), est plus faible horizontalement que verticalement. Si le transport vertical (la diffusion) est bien le plus important, alors le modèle présenté suffit pour estimer la composition de la surface océanique. Si c'est le mélange horizontal (l'advection), alors il faut prendre en compte les courants océaniques pour estimer cette composition. C'est là une des questions seulement accessibles avec un modèle de circulation générale.

Craig et Gordon (1965) pensaient que les mesures des teneurs isotopiques, moins variables spatialement et temporellement que les flux d'eau, serviraient à estimer ces flux (P et E) de façon plus fiable que par leur mesure directe. Trente ans après, force est de constater que les mesures et estimations des flux hydrologiques ont dépassées l'isotopie... Les équations de l'Encart III.1 peuvent en effet s'écrire en fonction du rapport E/P , notamment la pente s de la relation isotope-salinité : $s = \frac{1}{S_0} \cdot \left(\delta_0 - \delta_E - \frac{\delta_P - \delta_E}{1 - E/P} \right)$. Analytiquement, un problème se pose aux latitudes où $E=P$, vers $40^\circ N$ et S . En fait, le modèle du GISS prédit l'égalité des compositions isotopiques δ_P et δ_E à ces mêmes latitudes.

Même si cette modélisation simple permettait de simuler la composition isotopique de l'océan, il a manqué une estimation des différents flux en jeu. En effet ce sont des bilans isotopiques (des différences) qui interviennent dans les équations, il faut donc pouvoir estimer les différents flux de manière cohérente, plutôt que de manière juste. Rappelons que les mesures hydrologiques au-dessus des océans restent éparées, quasi inexistantes pour les compositions isotopiques. Juillet-Leclerc et al. (1997) ont utilisé les sorties du modèle de circulation générale atmosphérique du GISS, modèle qui estime tous ces flux. Ils ont estimé le terme de 'mélange' océanique en cherchant la meilleure corrélation avec les données GEOSECS, en moyenne zonale. L'intensité du 'mélange' océanique ainsi dérivée est de 15 m/an, soit un coefficient de

diffusion verticale k de $4.8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ en supposant une profondeur $h=100\text{m}$ de la couche de mélange (à noter une erreur sur cette valeur de diffusion dans l'article original). Une telle valeur est cohérente avec les estimations pour le plein océan, de l'ordre de $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ (eg Polzin et al., 1997, ce qui est remarquable compte tenu de l'approche extrêmement simple.

Encart III.1. Le modèle de surface à une boîte



Les flux entrants et sortants, prescrits, sont représentés sur la figure ci-dessus : P représentent les précipitations et fleuves, Q_i et Q_o les échanges avec l'océan sous-jacent de composition fixe S_0 et δ_0 . Seules la salinité S et la composition δ de la surface varient. Les flux en eau (E , P , Q_i et Q_o) sont exprimés en hauteur d'eau (m/an) pour pouvoir les comparer à la hauteur de la surface h . On suppose les échanges à l'état stationnaire.

Les valeurs de S et δ dérivent de la conservation de l'eau, du sel et des isotopes, exprimée par des tendances nulles:

$$\Delta h = P - E + Q_i - Q_o$$

$$\Delta S = S - \frac{h \cdot S + Q_i \cdot S_0 - Q_o \cdot S}{h + P - E + Q_i - Q_o}$$

$$\Delta \delta = \delta - \frac{h \cdot \delta + P \cdot \delta_P - E \cdot \delta_E + Q_i \cdot \delta_0 - Q_o \cdot \delta}{h + P - E + Q_i - Q_o}$$

On en tire les valeurs S et δ , ainsi que la pente s de leur relation linéaire :

$$S = \frac{Q_i \cdot S_0}{P - E + Q_i}$$

$$\delta = \frac{P \cdot \delta_P - E \cdot \delta_E + Q_i \cdot \delta_0}{P - E + Q_i}$$

$$\text{et } s = \frac{1}{S_0} \cdot \left(\delta_0 - \frac{P \cdot \delta_P - E \cdot \delta_E}{P - E} \right)$$

Physiquement, cette surface de composition variable représente la couche de mélange d'épaisseur typique 50-200m. Q_i et Q_o proviennent de la diffusion verticale à travers la base de la couche de mélange. Un coefficient de diffusion $k=10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et $h=100\text{m}$ donnent un flux $Q \sim 30 \text{ m/an}$, ce qui est en général très grand par rapport au terme $P-E$, inférieur à 1m/an . Craig et Gordon (1965) et Juillet-Leclerc et al. (1997) ont ainsi utilisé l'approximation suivante pour estimer des moyennes zonales:

$$\delta = \frac{P \cdot \delta_P - E \cdot \delta_E}{Q_i} + \delta_0 \quad (\text{avec } Q_i = \rho \cdot k/h)$$

En fait cette approximation n'est pas toujours valable localement, notamment près des côtes où un fleuve peut fortement augmenter le terme $P-E$.

La composition de l'océan profond est estimée à $\delta^{18}\text{O}=0.22\text{‰}$, ce qui est tout à fait compatible avec les mesures existantes (Figure III.1). Le coefficient de corrélation spatiale accompagnant ce calcul est $r^2=0.75$. La conclusion de cette étude est que les flux atmosphériques expliquent largement la composition de la surface océanique.

Néanmoins, simuler la composition globale de l'océan est un pas nécessaire vers une meilleure compréhension.

III.2.2. La modélisation avec un modèle de circulation générale : prendre en compte le transport océanique.

Cette modélisation utilise une circulation océanique globale, déjà calculée et à l'équilibre, pour transporter les isotopes de l'eau comme traceurs passifs. Il s'agit donc de simulation dite 'off-line'. Cette technique permet de gagner beaucoup de temps de calcul, puisque la mise à l'équilibre d'une circulation représente un coût calculatoire important.

Deux approches très différentes ont été utilisées. La première est de type 'robuste-diagnostics', c'est-à-dire que la distribution isotopique calculée par le modèle est fortement contrainte par un rappel sur une distribution a priori. Cette approche est utilisée dans certains modèles pour calculer la circulation océanique, car les distributions de la salinité et de la température océaniques, les traceurs dynamiques, sont assez bien connues. Cette technique a été utilisée par Wadley et Bigg (2000). Ils ont utilisé une compilation de 6000 mesures environ de la composition océanique (Bigg et Rohling, 1999) pour constituer une distribution globale par interpolation. Le rayon d'interpolation, nécessaire notamment pour couvrir les zones en profondeur dénuées de mesures, est de 100° , mais limité au même bassin. Cette distribution (annuelle) constitue l'état initial, puis l'état de rappel pendant 100 ans avec un coefficient de rappel allant de un mois^{-1} en surface à un an^{-1} en profondeur. Après ces 100 ans, le rappel n'est effectué qu'en surface, c'est-à-dire que toute la masse océanique est libre, pendant 2200 ans. Les auteurs notent que la bonne structure initiale est largement modifiée, notamment en profondeur, tout comme la relation isotope-salinité. Ils reconnaissent que cette approche par 'assimilation' est limitée par la disponibilité en observations, notamment par leur variation saisonnière. De plus elle ne s'applique qu'à l'étude de l'océan moderne.

La seconde approche est pronostique, c'est-à-dire que les contraintes ne sont appliquées qu'en surface (de façon plus générale aux limites de l'océan), comme dans la seconde partie de la simulation de Wadley et Bigg (2000). Ces contraintes peuvent s'appliquer sous forme de valeurs ou de flux. Wadley et Bigg (2000) ainsi que Paul et al. (1999) ont prescrit une distribution isotopique, issue pour les premiers d'observations et de l'application de relations régionales isotope-salinité pour les seconds. Cette distribution représente aussi l'état initial. Au contraire, Lehman et al. (1993), Mikolajewicz (1996), Schmidt (1998) et notre simulation utilisent des flux atmosphériques, de façon similaire au modèle en boîte détaillé dans la section précédente (Encart III.1). Lehman et al. (1993) impose un flux de traceur 'isotopique' égal à la

moitié du flux hydrologique, afin de reproduire la relation isotope-salinité de 1:2. Mikolajewicz (1996) fixe, lui, la teneur isotopique de ce flux hydrologique (du flux net, fixée à $\delta^{18}\text{O} = -17.4\text{‰}$) ce qui correspond à l'ordonnée à l'origine dans un diagramme isotope-salinité. Ces deux études simulent un apport d'eau douce en Atlantique nord, avec notamment des effets isotopiques. Ils considèrent donc des anomalies, et n'ont pas besoin d'une modélisation très poussée des flux isotopiques. Schmidt (1998) calcule ces flux à partir d'une relation entre composition isotopique des précipitations et paramètres atmosphériques (température, précipitation). Cette relation est issue des mesures du réseau IAEA, principalement continental, ce qui est susceptible d'introduire un biais. La composition de l'évaporation est estimée à partir d'un modèle de flux hydrologique (Craig et Gordon, 1965), en supposant la vapeur en équilibre isotopique avec les précipitations (ce qui est différent de la fermeture globale de Merlivat et Jouzel, 1979). Schmidt (1999b) et notre simulation utilisent les compositions isotopiques issues du modèle atmosphérique du GISS (Jouzel et al., 1987). Schmidt (1999b) estime les flux isotopiques en combinant ces compositions isotopiques avec les flux hydrologiques prescrits au modèle océanique (l'évaporation est en fait pronostique, humidité relative et vitesse des vents étant les conditions prescrites). Les flux isotopiques qui en résultent ne sont donc pas tout à fait cohérents. Par contre cette combinaison fait le lien entre isotope, salinité et température du modèle. Nous avons choisi d'utiliser les flux isotopiques, et non seulement les compositions, issus du modèle du GISS. L'avantage de cette approche réside dans la cohérence et l'équilibre global entre ces flux d'évaporation et de précipitation. Par contre le lien avec les paramètres du modèle océanique, salinité et température, est perdue. Nous avons ainsi défini un traceur passif additionnel, issu du bilan E-P (avec les flux du GISS) et comparable de ce point de vue à la salinité. L'idée est de pouvoir comparer isotope et salinité générés par les mêmes flux atmosphériques et transportés par la même circulation océanique. Le Tableau III.1 récapitule ces différences entre simulations.

	E, P	$\delta E, \delta p$	salinité	température océanique	δ initial
Schmidt, 1999b	climato- logies	modèle du GISS	modèle océanique	modèle océanique	moyenne zonale GEOSECS
ce travail	modèle du GISS	modèle du GISS	E-P, traceur passif	modèle océanique	$\delta = 0\text{‰}$

Tableau III.1. Calcul des flux isotopiques (E. δE , P. δp) prescrits au modèle océanique pour deux études. 'modèle océanique' représente un traceur dynamique calculé par le modèle. 'modèle du GISS' représente les sorties du modèle atmosphérique, équipé des isotopes de l'eau, de Jouzel et al. (1987).

Ces différences d'approche expliquent notamment les différences de durée de simulation. Les flux isotopiques que nous prescrivons sont probablement mieux équilibrés globalement (ils le sont exactement dans le modèle atmosphérique du GISS, mais leur interpolation sur la grille océanique leur fait perdre cette qualité), ce qui nous a permis une intégration longue (2000 ans), alors que Schmidt (1999b) est limité à moins d'un siècle.

Un écoulement fluvial est prescrit dans ces deux simulations, en combinant la composition isotopique des précipitations issue du modèle du GISS avec les flux des rivières sur la surface continentale. De la même façon que pour les flux d'évaporation et des précipitations, une certaine cohérence doit être obtenue entre le flux en eau et la composition isotopique. Avec la différence que les fleuves ne représentent que 10% du cycle hydrologique, que l'effet de leur flux côtier est plus ou moins bien traité par les modèles océaniques, et qu'il n'est donc probablement pas nécessaire d'y apporter autant d'importance. Rappelons que ce flux côtier comme sa teneur isotopique résultent de l'intégration spatiale et temporelle (saisonniers) du bilan hydrologique (P-E et $P\delta p - E\delta E$) sur tout le bassin versant concerné. Schmidt (1999b) a utilisé le modèle d'écoulement continental couplé au module atmosphérique, développé pour le modèle couplé atmosphère-océan du GISS. Nous avons utilisé le schéma d'écoulement de Russell et Miller (1990), qui décrit les principaux bassins versants ainsi que les vitesses et directions d'écoulement en chaque point de grille. Estimer les compositions isotopiques des rivières avec ce schéma aurait nécessité de réaliser une simulation complète en prescrivant de manière saisonnière les flux du modèle du GISS. Nous avons simplifié la procédure en intégrant ces flux en moyenne annuelle avec ce schéma d'écoulement. Les valeurs isotopiques ainsi calculées aux débouchés des bassins versants sont portées sur la Figure III.6. Deux problèmes se posent à l'utilisation de ce modèle d'écoulement. L'intégration des flux continentaux du modèle du GISS entraîne des biais importants sur les débits des fleuves (Tableau III.2), et sa paramétrisation est basée sur les grands fleuves pour lesquels des observations existent (une vingtaine). En essayant de simuler leur débit, les fleuves mineurs sont oubliés. Or des bilans hydrologiques montrent qu'ils représentent presque un tiers de l'écoulement fluvial total. Baumgartner et Reichel (1975) estiment ainsi cet écoulement total à 40000 km³/an (1.26 Sv), une compilation du GFDL 41500 km³/an (1.31 Sv), alors que le schéma d'écoulement appliqué aux flux du modèle du GISS fournit un écoulement total de 33000 km³/an (1.05 Sv, Russell et Miller, 1990). Perry et al. (1996) estiment ainsi, en s'appuyant sur le bilan de Baumgartner et Reichel (1975), que leur compilation des débits (presque 1000 fleuves) ne représente que 65% du débit total. Nous avons d'abord prescrit les valeurs issues d'une compilation d'observations distribuée par le GFDL de Princeton ('Dataset Atlas for the use of numerical ocean modelers', version 1992). Il s'agit d'un travail de Solomon Hellerman, non publié, initié au GFDL en 1973 selon une méthode de bilan méridien proche de celui suivi par Baumgartner et Reichel (1975). La comparaison avec d'autres compilations comme Milliman et Meade (1983) (Tableau III.2) ou Perry et al. (1996) montre que celle du GFDL contient des valeurs raisonnables. En fait les sorties du modèle d'écoulement de Russell

et Miller (1990) ont été préférées, même si elles sont plus éloignées de la réalité, pour deux raisons : elles permettent de mieux boucler le cycle hydrologique prescrit à l'océan, et cette approche peut être facilement appliquée à d'autres climats passés. Ces valeurs ont été combinées aux compositions isotopiques de la Figure III.6 pour constituer les flux isotopiques côtiers prescrits au modèle océanique.

EMBOUCHURES	DEBIT en km³/an		
	Atlas GFDL	modèle du GISS (Russell et al., 1990)	Milliman and Meade (1983)
Amazone	6091	2332	6300
Congo + Ogooue	1225	2165	1250
Orinoco	942	474	1100
Gange-Brahmapoutre	1068	1229	970
Yangtze Yiang	942	1304	900
Mississippi	753	517	580
Yenessei	594	501	560
Lena	408	544	514
Mekong	345	712	470
La Plata	660	404	470
St Lawrence	286	462	447
Irrawady	534	769	428
Ob	377	504	385
Columbia + Fraser	439	453	363
Amour	345	316	325
Hsi Chiang	408	400	302
Magdalena	502	314	237
Indus		300	238
Zambeze		253	223
Danube	232	298	206
Yukon	226	492	195
Niger	377	351	192
Fly + Purari	267		154
Fl. Rouge (Hung Ho)	345		123
Senegal	223		
total mondial	41540	33100	

Tableau III.2. Débits des principaux fleuves dans le monde. Comparaison d'observations et des résultats de simulation. Seules les embouchures clairement identifiées de la compilation GFDL sont indiquées.

La formation de glace de mer n'est pas représentée dans notre simulation. Elle joue pourtant un rôle fondamental en créant des saumures qui participent à la formation des eaux profondes autour de l'Antarctique (Toggweiler et Samuels, 1995). Cet effet est d'ailleurs accentué artificiellement dans le modèle océanique en augmentant légèrement la salinité de rappel. La faible résolution spatiale des modèles océaniques empêche en effet, de manière générale, une bonne description de la densification, très localisée. Un tel 'coup de pouce' est critiqué par Toggweiler et Samuels (1995) qui avancent que la salinité élevée des eaux de fond antarctiques ne provient pas de ces saumures mais d'un mélange des eaux profondes pacifiques et indiennes, salées, avec de l'eau de fonte continentale, très appauvrie isotopiquement. Ceci expliquerait la position des eaux de fond antarctiques en dehors de la séquence principale dans un diagramme isotope-salinité (Figure III.1), alors que cette position est classiquement (Craig et Gordon, 1965, Broecker, 1986) interprétée par la formation de saumures (plus salées que l'eau de mer mais de composition isotopique presque identique). Le fait de ne pas simuler la formation de glace de mer ne biaise donc peut-être pas la composition, en isotope et salinité, des eaux de fond antarctique dans notre modèle. En fait une telle simulation a été tenté, avec l'aide de M.-A. Filiberti du LODYC (Laboratoire d'Océanographie Dynamique et du Climat, Paris) qui a développé un modèle thermodynamique de glace de mer. La formation puis la fonte saisonnière de la glace de mer ont été exprimées en équivalent E-P. Ces variations simulées par M.-A. Filiberti ont été comparées à celles prescrites dans le modèle atmosphérique du GISS, sous la forme d'épaisseur de glace. Mais les amplitudes diffèrent notablement (d'un facteur 2), suffisamment pour avoir abandonné cet effet de la glace.

Les flux atmosphériques prescrits au modèle océanique sont donc issus du modèle du GISS. Ils ont été interpolés par une méthode simple, basée sur un rayon d'influence de 500km, sur la grille du modèle océanique, sans conservation de la masse. En effet les masques continent/océan des deux grilles sont suffisamment différents (en surface et limites géographiques) pour ne pas permettre une telle conservation. De plus la grille du GISS est fractionnaire (voir section II.2.1), c'est-à-dire que les flux côtiers représentent une moyenne des flux océaniques et continentaux, très différents. La grille du modèle océanique est représentée en Figure III.7. Elle est déformée (mais orthogonale) afin de positionner le pôle nord, l'un des deux points singuliers de la grille, sur une zone continentale, en l'occurrence la Sibérie.

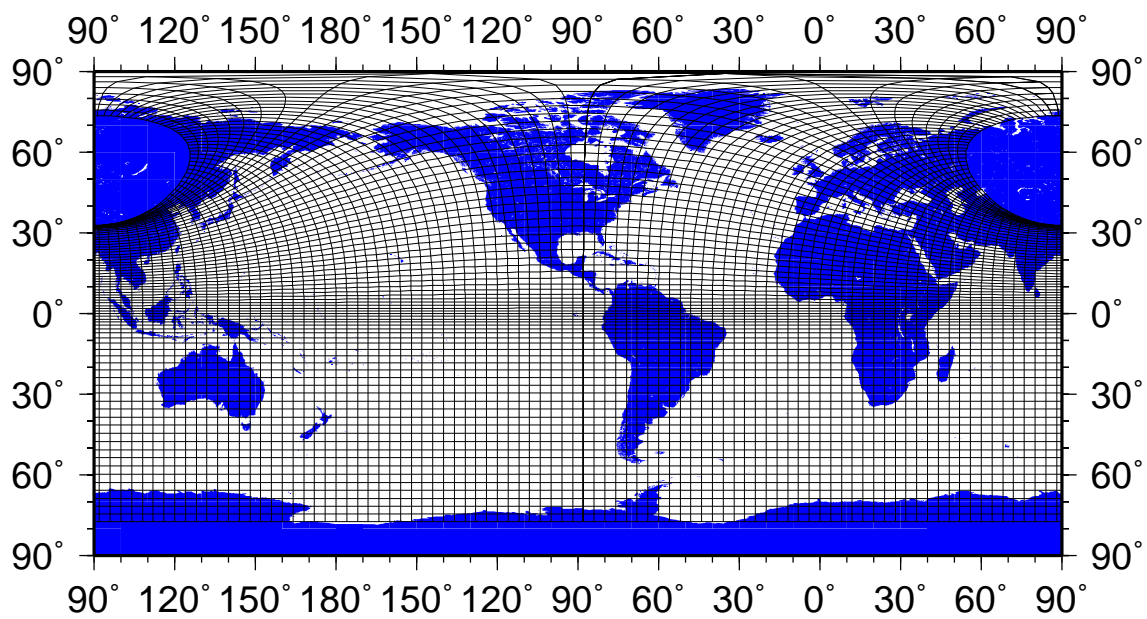


Figure III.7. Grille du modèle océanique OPA, du LODYC, dans la résolution utilisée pour notre simulation (92x76).

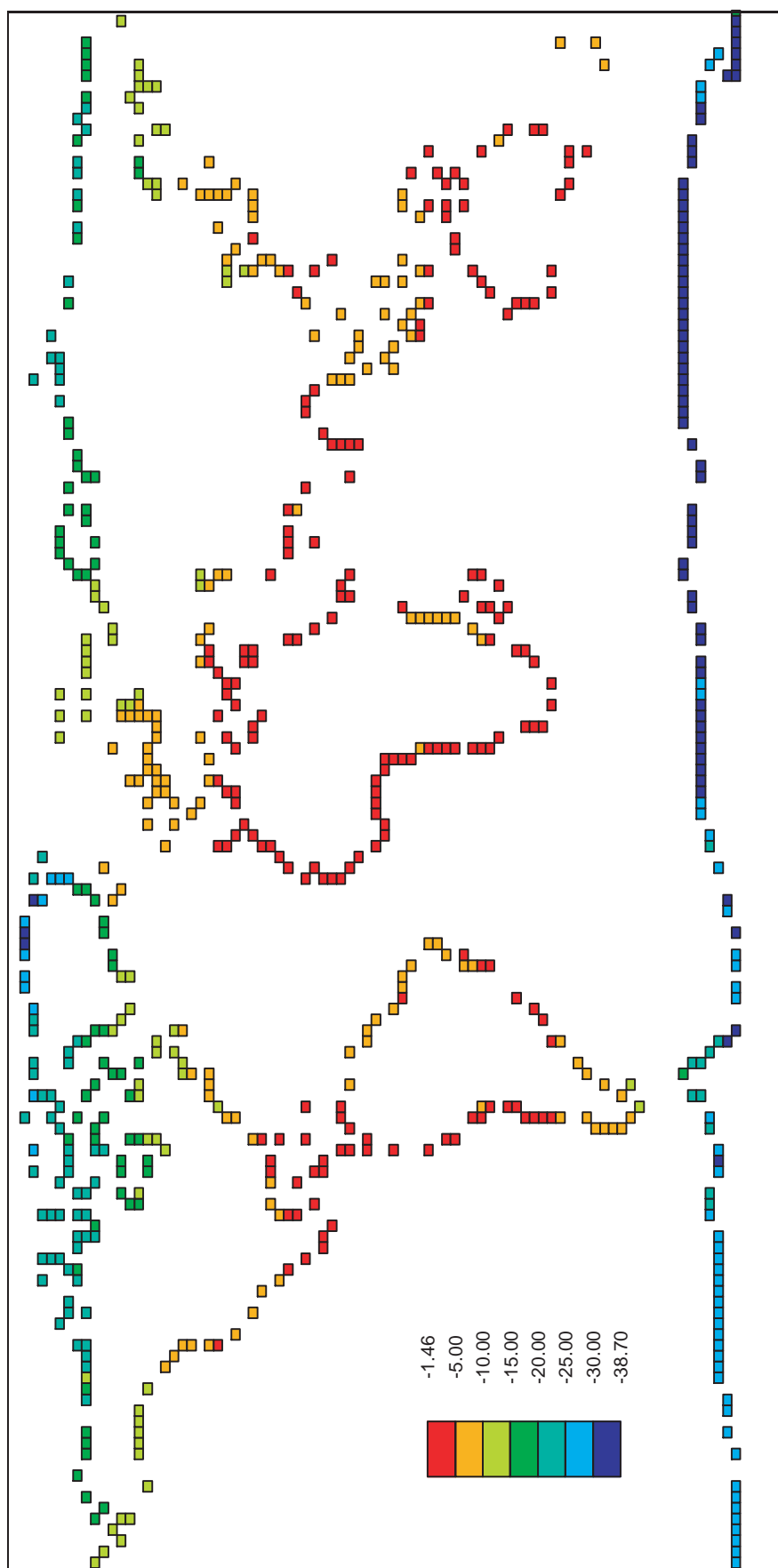


Figure III.6. Composition isotopique en oxygène 18 des fleuves formés sur le schéma d'écoulement de Russell et Miller (1990) avec les flux isotopiques annuels du modèle du GISS.

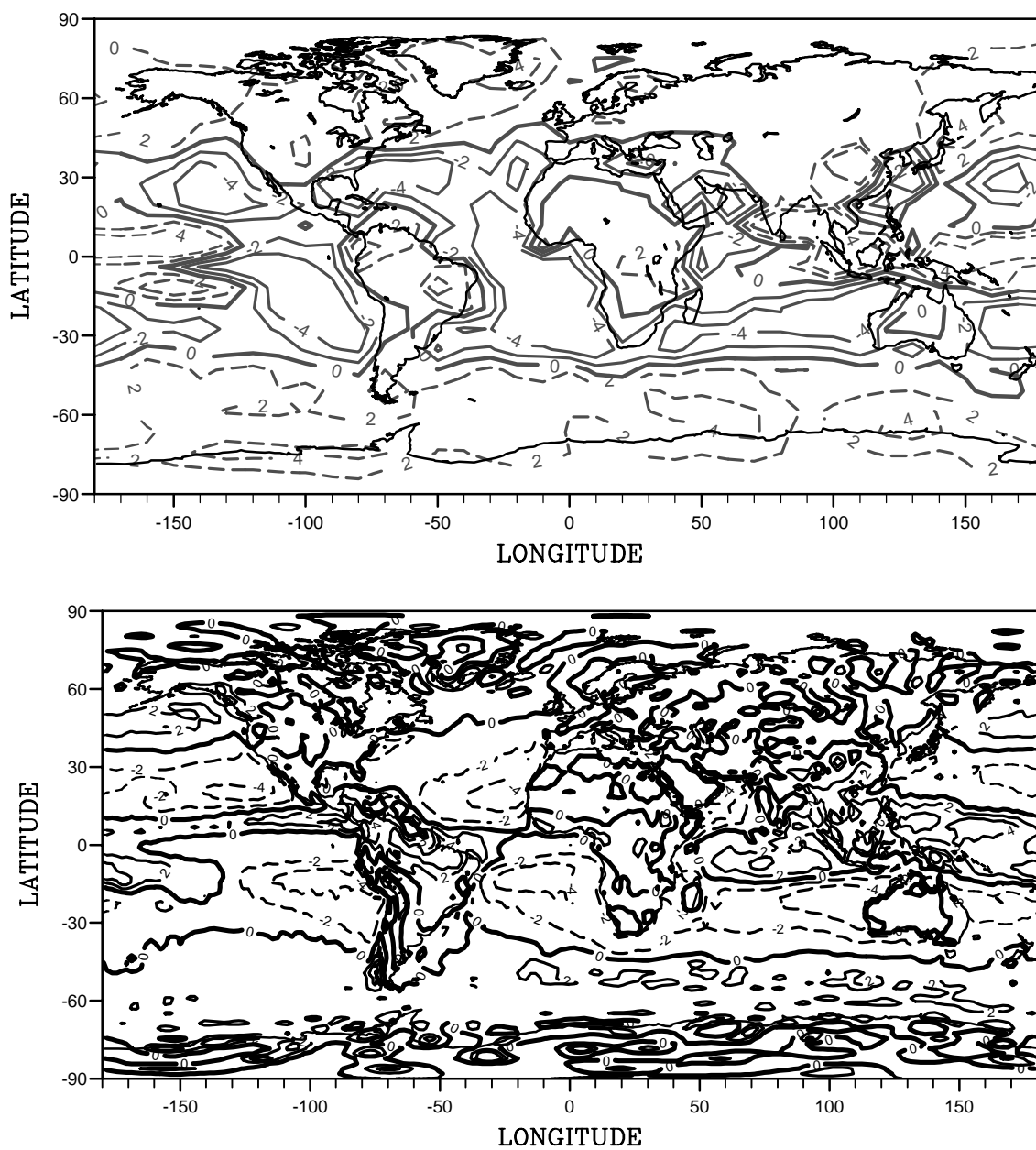


Figure III.8. Flux net annuel en eau (P-E, en mm/jour) simulé par le modèle atmosphérique du GISS, prescrit à la surface océanique, comparé aux estimations des réanalyses NCEP sur la période 1979-95 (Trenberth et Guillemot, 1998).

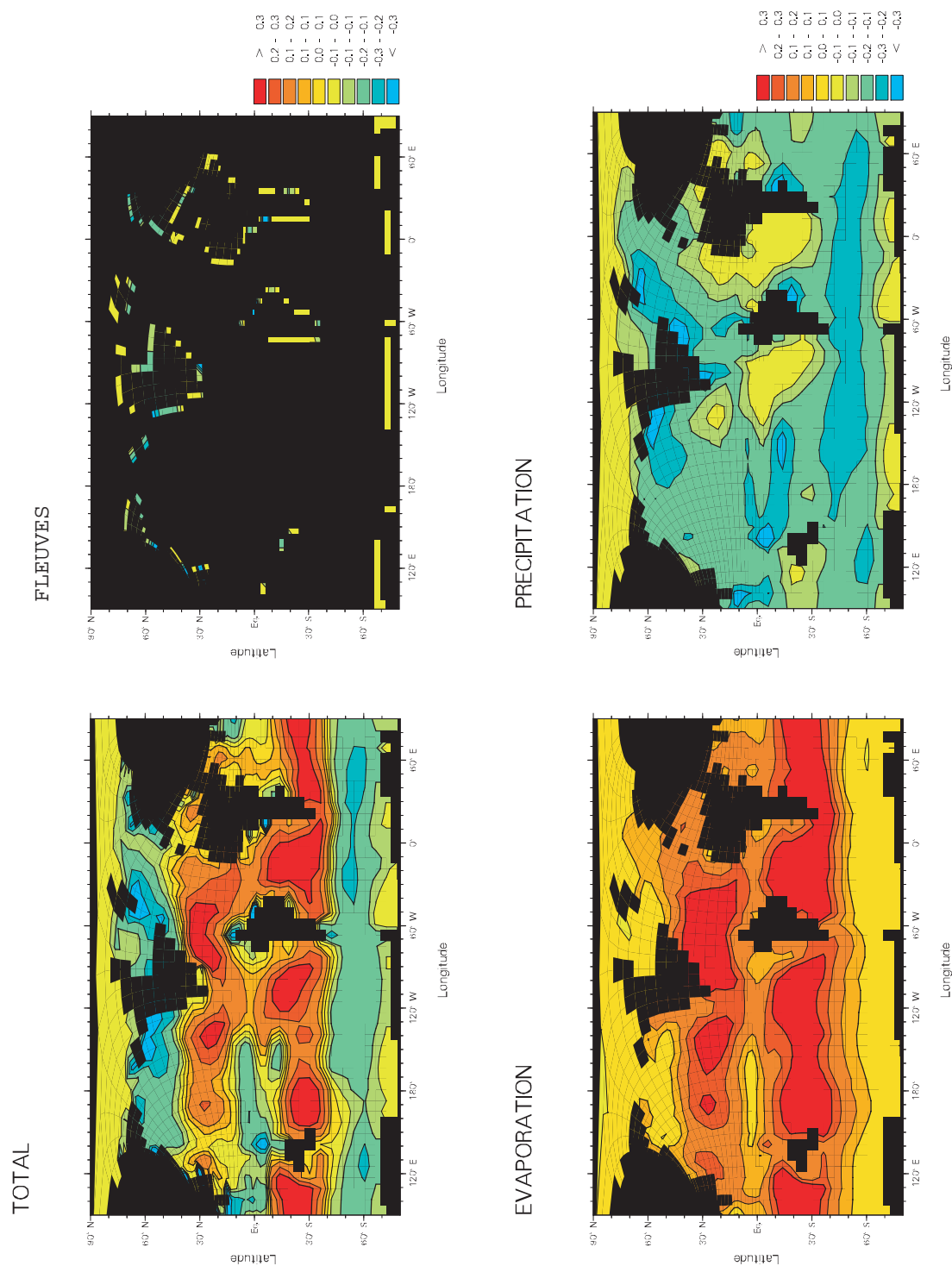


Figure III.9. Flux isotopiques prescrits à la surface du modèle océanique (version dm2, 47x39), en début de simulation. Les valeurs sont exprimées en rapport isotopique ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) x flux d'eau (en m^3/s).

Le flux net en eau, précipitation moins évaporation (P-E), prescrit à la surface océanique pour simuler la 'salinité' passive est représenté sur la Figure III.8. Les flux isotopiques, d'évaporation (E.RE, avec R le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), de précipitation (P.Rp), d'écoulement fluvial (F.Rf), ainsi que leur somme sont en Figure III.9. Il s'agit des flux en début de simulation, puisque leur valeur dépend de la composition de la surface, comme cela est expliqué dans le paragraphe suivant. Les effets respectifs de ces flux apparaissent bien, dilution en sel et oxygène-18 par les précipitations et les fleuves, concentration par l'évaporation. La comparaison du bilan P-E avec les assimilations de données (réanalyses) montre que le modèle atmosphérique du GISS prédit des différences trop prononcées, notamment en faveur de l'évaporation, d'un facteur deux dans certaines régions. Par contre la structure spatiale du bilan est plus raisonnable, notamment la position en latitude des limites E=P, situées vers 40° et décalée vers le nord par la dérive nord-atlantique. Deux régions ne sont pas assez 'diluées', le Pacifique ouest-équatorial, et l'océan indien sud-est.

Ces flux sont appliqués à la surface d'une version de transport de traceur passif du modèle OPA du LODYC. Il s'agit de la version 7 d'OPA, un modèle tridimensionnel résolvant les équations primitives et utilisant les approximations de Boussinesq et du toit rigide (Madec et al., 1998). Il bénéficie d'une bonne description de la couche de mélange, d'une part à cause d'une résolution de 10 niveaux dans les 100 premiers mètres (30 au total), d'autre part avec un schéma pronostique de la turbulence verticale. Dans sa résolution nominale, la taille des mailles varie entre 0.5° et 2° selon la latitude. La circulation est obtenue de manière semi-diagnostique, c'est-à-dire en utilisant un rappel sur les températures et salinités climatologiques dans toute la colonne, de manière saisonnière, mais avec un rappel très 'lâche' dans certaines régions clés. Cette circulation modélisée est utilisée par un modèle d'advection de traceurs dont la comparaison avec les observations permet d'étudier les caractéristiques de la circulation (Marti, 1992; Dutay, 1998). La formation d'eau profonde antarctique se révèle ainsi trop faible, diminuant la ventilation des eaux profondes. Ce code de transport a été récemment accéléré par Aumont et al. (1998) en utilisant des résolutions dégradées de la circulation originale. Cette technique permet un gain de temps de calcul appréciable (facteur 17 pour une simulation avec le carbone 14) en approchant l'état d'équilibre avec une version à plus faible résolution. L'équilibre de la distribution du traceur est obtenu avec la circulation originale. La différence par rapport à une simulation menée entièrement avec la circulation originale est faible (pour le carbone 14), notamment parce qu'il s'agit d'une dégradation spatiale de cette circulation et non d'une circulation calculée avec une grille à plus faible résolution, ce qui la changerait notablement. Plus précisément, deux dégradations sont effectuées, pour former des versions 'dm1' avec une résolution de 92x77, et 'dm2' en 47x39. Ce sont ces deux versions qui ont servi pour nos simulations. La version dm1 suffit en effet pour notre étude, de plus l'évaluation sur le carbone 14 montre qu'elle donne des résultats peu différents de ceux obtenus avec la version originale.

III.3. Les résultats de notre simulation globale.

Ce paragraphe est issu d'un manuscrit soumis au journal *Earth and Planetary Science Letters*, cosigné avec Jean Jouzel et Jean-Claude Dutay du LSCE, et en cours de correction.

La distribution océanique de $H_2^{18}O$ est simulée avec le modèle de circulation générale du LODYC. Les flux prescrits à sa surface sont issus d'un modèle atmosphérique afin d'en assurer la cohérence. La distribution est initialisée de façon homogène puis s'équilibre avec les flux prescrits. Elle correspond relativement bien avec les observations, notamment en ce qui concerne le gradient entre bassins, l'Atlantique étant enrichi, et la relation isotope-salinité.

III.3.1. Introduction.

Information inferred from distributions of stable water isotopes (HDO and/or $H_2^{18}O$) are extensively used by paleoclimatologists. This includes both scientists interested in reconstructing past climates in polar regions and over the continents, as well as paleoceanographers aiming to reconstruct past ice volume changes, paleotemperatures and paleosalinities. In this latter approach, most of the relevant paleoceanographic data come from the measurement of the oxygen 18 content of the fossil carbonate in foraminifera (benthic and planktic) and in corals.

The carbonate isotopic content depends on three factors: the temperature -the water-carbonate isotopic fractionation being temperature dependent-, the seawater isotopic content, and -secondarily- the species. Once accounted for any species offset, the change in carbonate oxygen 18 gives access to either the temperature, assuming that the seawater isotopic change is known from the benthic foraminiferas, or to the seawater isotopic variation providing temperature change is independently derived. In both cases, the seawater isotopic change comprises a global part due to the excess ice stored on the continent, and a local part due to the evaporation minus precipitation balance -sometimes called the "salinity effect" because salinity changes in the same way- as well as to the oceanic circulation. Thus in order to assess either temperature, ice volume or salinity variations from carbonate oxygen 18, some assumptions about the isotopic variations of seawater are necessary: usually that the 'global' variation due to ice volume is homogeneously distributed in the oceans, or that the gradients (horizontal and vertical) of the oxygen 18 in water have not changed (Fairbanks et al., 1992).

Largely thanks to the pioneering work of Craig and Gordon (1965) and to the GEOSECS program (Östlund et al., 1987) both the water oxygen 18 distribution and the oxygen 18-salinity relationship are documented at a global scale for present-day ocean. The driving factors are also relatively well understood: the fractionation at the surface due to atmospheric exchanges and the mixing by the ocean mentioned above, but also river runoff in coastal areas and ice processes (sea ice formation and iceberg discharge) in polar regions. This basic understanding is however not sufficient for an entirely correct interpretation of paleodata.

For example (Broecker, 1986), the difference of salinity (and of isotope) between surface and deep waters has, for a given ocean, a different value for Present-day and Last Glacial Maximum (21000 years Before Present) climates. Recently, Rohling and Bigg (1998) critically assessed the reconstruction of paleosalinity based on the assumption of a constant and linear oxygen 18-salinity relationship. Instead, they concluded that both the spatial and temporal variabilities of this relationship need to be constrained.

One way to approach these problems is to model the oxygen 18 distribution in the ocean and its relationship with salinity for different climates. This strategy, parallel to that followed to interpret polar and continental paleoprecipitation (Jouzel et al., 1999), has been suggested by various authors (Juillet-Leclerc et al., 1997, Rohling and Bigg, 1998). The most promising results have been obtained by Schmidt (1999b), thereafter SC99 using the GISS (Goddard Institute for Space Studies) oceanic general circulation model (GCM) forced by isotopic fluxes derived from the GISS atmospheric GCM (Jouzel et al., 1987). An alternate approach, by assimilating observed surface isotopic content, has also been successfully applied (Wadley and Bigg, 2000, Paul et al., 1999). But this method remains sensitive to the number and distribution of observations, and precludes any paleoclimatic development.

Hereafter, we follow a similar modelling approach to SC99, with a different oceanic GCM. Our work is specific in that 1) we use consistent hydrologic fluxes predicted by an atmospheric GCM implemented with water isotopes (whereas SC99 uses water fluxes -salinity-calculated by the GISS coupled model), 2) we perform long experiments (> 2000 years) which allows us to investigate oxygen 18 distributions in surface to deep waters (instead runs presented in SC99 cover less than 100 years which limits interpretation to surface characteristics), and 3) the ocean starts with an homogeneous isotopic composition (the oceanic composition in SC99 is instead initialized to observed values), which is somewhat an insurance that realistic mechanisms are simulated by the model. Based on a present-day simulation, we mainly discuss the consequence of the ocean dynamics on the isotope distribution, compared to the 'static' box model of Craig and Gordon (1965), to extend the work of Juillet-Leclerc et al. (1997). This simulation leads to substantial improvement compared to this box model, and reasonably captures the main observed characteristics of the oxygen 18 distribution and of the oxygen 18 - salinity relationship.

III.3.2. The atmospheric fluxes and the oceanic tracers.

Atmospheric hydrologic fluxes (evaporation and precipitation, and their isotopic content) are taken from the isotopic version of the NASA/GISS atmospheric GCM ($8^\circ \times 10^\circ$) developed by Jouzel et al. (1987). This ensures the consistency between water (evaporation and precipitation) and isotopic fluxes, of primary importance here since their balance generate our tracers, as discussed in Juillet-Leclerc et al. (1997). Continental runoff (including iceberg

discharge) is taken from a work of Russell and Miller (1990) who modelled the continental drainage using the GISS GCM. The annual isotopic content of the river discharges is calculated by combining the GISS isotopic outputs with the drainage map of Russell and Miller. Hydrological fluxes due to sea ice formation and melting are not taken into account because of their complex seasonal variations. Although they play an important role in forming bottom waters, they probably have a limited effect on both salinity and oxygen 18 characteristics of these waters in the real world (Toggweiler and Samuels, 1995).

The oxygen 18 flux to the oceanic surface is expressed as :

$$\mathcal{F}^{18\text{O}} = \mathcal{E} \cdot (R_S - R_E) - \mathcal{P} \cdot (R_S - R_P) - \mathcal{R} \cdot (R_S - R_R)$$

where R_S is the isotopic ratio of the oceanic Surface, R_E , R_P and R_R are the isotopic ratios of Evaporation (\mathcal{E}), Precipitation (\mathcal{P}) and Runoff (\mathcal{R}).

Since an important issue of this work is the oxygen 18 - salinity relationship, it is necessary to simulate a salinity tracer consistent with the oxygen 18 one, in that both originate from the same atmospheric fluxes and undergo the same oceanic mixing. Therefore, we define another tracer by its atmospheric flux \mathcal{F}^S , similar to $\mathcal{F}^{18\text{O}}$ above but with R_s being the surface salinity and others R equal to zero. This passive tracer, called 'salinity' in the following, has no dynamical effect since we calculate it offline, but it is transported by the model in the same way than the dynamical salinity is. The basic understanding of these atmospheric fluxes, $\mathcal{F}^{18\text{O}}$ and \mathcal{F}^S , is that evaporation tends to enrich the surface in salt as well as in oxygen 18 with respect to oxygen 16, contrary to precipitation and runoff.

Both fluxes, $\mathcal{F}^{18\text{O}}$ and \mathcal{F}^S , are prescribed monthly to a tracer version of the OPA oceanic GCM of the Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODyC, Paris-France), a primitive equation model described by Madec et al. (1998), run in 'robust-diagnostic' mode. Atmosphere-ocean interaction is described in detail by a fine subsurface resolution (10 levels in the first 100m) and a turbulent kinetic energy parameterization of the vertical diffusion. Although the degraded version used here has a medium horizontal 92x77 resolution, it benefits from its parent (180x150) dynamics averaged on its own resolution, and reasonably simulates distribution of geochemical tracers like ^{14}C (Aumont et al., 1998). This seasonal ocean dynamics serves here to mix 'offline' the tracer variations generated by the atmospheric fluxes. Note that this dynamics is not consistent with our water atmospheric flux (\mathcal{F}^S) since it is calculated by restoring to observed temperature and salinity, and not by flux forcing.

The simulation begins with an homogeneous oceanic composition of 34.6 permil for the salinity and V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water with an $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ ratio, RSMOW, of $2005.2 \cdot 10^{-6}$) for the oxygen isotopic ratio. The tracer model is first run, for a spin-up period of 2000 years, with a lower resolution version (47x39) but with the same dynamics degraded to this resolution. Outputs from this simulation serve as initial conditions for the 92x77 version run, which lasts 200 years (this acceleration procedure is described in Aumont et

al., 1998). At this time, because the atmospheric fluxes are not corrected and thus not exactly balanced, a slight drift of the salt and isotope masses remains, but it is considered as negligible for our first order study : over the last 100 years of simulation, both salinity and oxygen isotopic ratio increase by only 0.004 permil in the first layer. Averaged over the whole oceanic surface, the precipitation flux is about 1.22 m/yr, evaporation 1.28 m/yr and runoff 0.09 m/yr, so that the global water flux imbalance is +.03 m/yr. The time step for the tracer transport is one day.

To illustrate how the atmospheric fluxes, $\mathcal{F}^{18\text{O}}$ and \mathcal{F}^{S} , force the oceanic surface composition, isotopic content and salinity are first estimated without oceanic horizontal advection. This estimation is established from the conceptual 2-box model described by Craig and Gordon (1965) where the surface box composition is forced by the atmospheric fluxes and buffered by exchange with an underneath box reservoir. The model parameters are derived from an empirical correlation between the GISS AGCM isotopic flux and GEOSECS observed surface $\delta^{18\text{O}}$, computed by Juillet-Leclerc et al. (1997). They infer a vertical mixing flux of $4.8 \cdot 10^{-4}$ mm/s, and a deep water $\delta^{18\text{O}}$ of 0.22 permil. To compute the salinity, we use a deep value of 34.6 permil. This box model is expected to represent an ideal ocean where the prescribed atmospheric fluxes are balanced only by vertical mixing, so that the simulated tracer fields (Figures III.10a and b with the isotopic content expressed as the deviation δ with respect to the V-SMOW, in permil : $\delta = (R/R_{\text{SMOW}} - 1) \cdot 1000$) are representative of the atmospheric forcing. The main enrichment zones are centered above subtropics, along both basin sides in the Pacific, along the south-east side and north-west side (Gulf of Mexico) in the Atlantic. The Indian and western Pacific equatorial zones show up a strong depletion due to precipitation, not seen in the Atlantic. In subglacial latitudes, the limit between enrichment and depletion lies around 40° . In higher latitudes, fluxes are markedly lower because the sea ice cover artificially prevents them in the model, except where runoff from rivers (northern hemisphere) or ice shelf (southern hemisphere) is prescribed.

III.3.3. Isotopic field and relation to salinity.

The seasonal variability of salinity and oxygen 18 will not be described here since we are interested only in their average characteristics. An important point is that the simulated oxygen 18 - salinity relationship, on a basin scale, appears stable over the seasons. Overall the salinity variability seems underestimated compared to observed one, probably because the coarse resolution of the atmospheric GCM somehow smooths the prescribed fluxes.

Figures III.10c and d show the surface (first model level) salinity and oxygen 18 fields simulated by the GCM after 2200 years. Characteristics similar to those of the atmospheric fluxes (Figures III.10a and b) are obvious : a strong latitudinal gradient results from enriched subtropics and depleted higher latitudes, with intermediate values in the intertropical zone except in the Atlantic which is much more enriched than the two others basins.

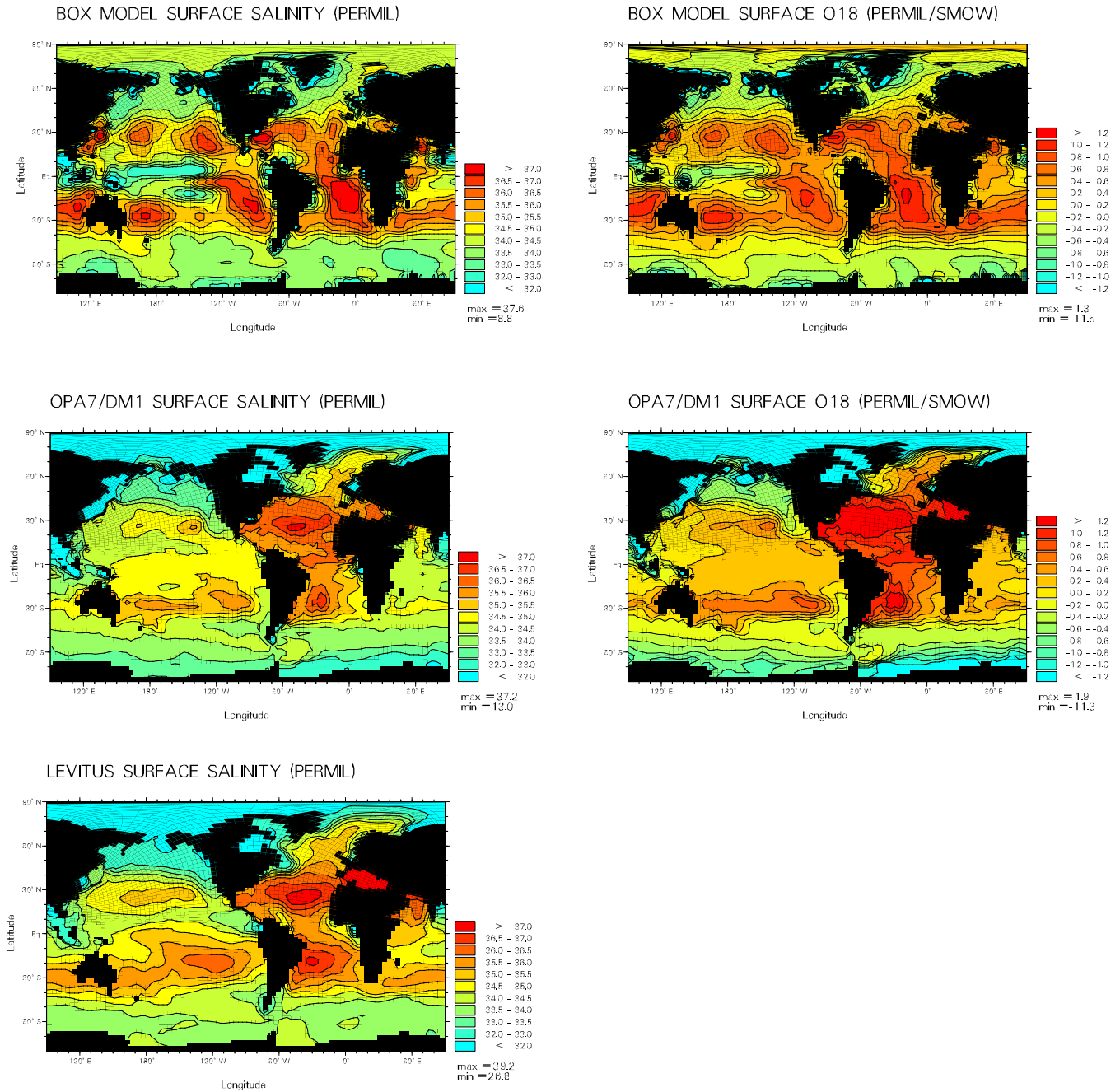


Figure III.10. Results from the 2200 year simulation with OPA oceanic GCM and from a 2-box model (where a deep homogeneous reservoir balances the atmospheric fluxes). All fields concern the surface (i.e. the first 10 m level) and are annual averages. Oxygen 18 is expressed as deviation to V-SMOW (in permil). a. salinity simulated with a box model; b. oxygen 18 simulated with a box model; c. salinity simulated with the oceanic GCM; d. oxygen 18 simulated with the oceanic GCM; e. salinity compilation from observations (Levitus, 1982).

These features are summarized by the Figure III.11 which compares the latitudinal distribution of the oxygen 18 GEOSECS surface data (1987) with the modelled ones. Although these data are not likely to be representative of the whole ocean, they give an idea of the spatial variability of its isotopic content. There is a quite good agreement between observed and modelled values, especially in the Atlantic although the latter are too enriched there in the subtropics. In the Pacific, the very low modelled values in the intertropical zone correspond to the monsoonal south-eastern Asia characterised by a strong P-E budget ($P-E > 1.3$ m/year). The large number of points there is due to the highest spatial resolution of the model at the lowest latitudes. The Atlantic is clearly more enriched, by more than 0.5 ‰, compared to the Pacific. This difference corresponds to a net freshwater export from the Atlantic to the Pacific basin through Central America, in the real world as well as in our fluxes, since this imbalance is reasonably simulated by the GISS AGCM (1987).

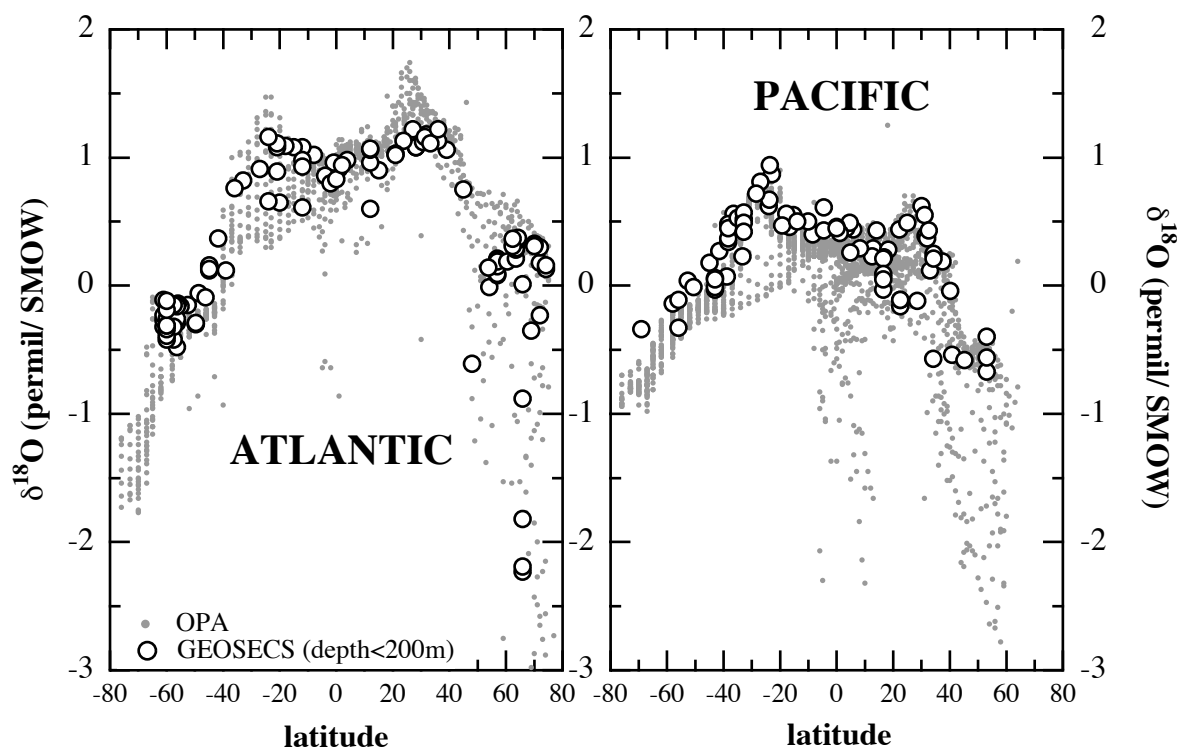


Figure III.11. Latitudinal gradients of zonally averaged surface oxygen 18, from GEOSECS and our GCM simulation.

Because oxygen 18 observations are very sparse, in space as well as in time, a comparison between observed (Figure III.10e, very close to the dynamic model salinity) and modelled (Figure III.10c) salinities is more reliable. Of course absolute values are not well reproduced, but the spatial structures are strikingly close. The main deficiencies include too saline waters (by 1 permil) in the west Pacific along 10°N (because of too low precipitation), along the north-eastern coast of the USA and the equatorial west African coast; too fresh waters (by 1 permil) in the tropical south Pacific, in the Indian ocean, along the Antarctic coast. Since

salinity and oxygen 18 have basically the same spatial structure, and because of their positive correlation, we can expect similar agreement and difference between real and modelled oxygen 18, the amplitude of the difference depending on the oxygen 18 - salinity slope. A comparison of our simulation with both the observation assimilation of Paul et al. (1999) and the observation interpolation of Wadley and Bigg (2000) shows this is certainly the case.

Figures III.12 and III.13 compares the observed (GEOSECS) and simulated compositions of deep waters for the same location (nearest grid point of the model). In the Atlantic basin (Figure III.12b), the model clearly forms two deep water masses comparable to the North Atlantic Deep Waters (NADW) and the Antarctic Bottom Waters (AABW) apparent in the GEOSECS profiles (Figure III.12a), but the AABW-like water is too enriched by 0.3 ‰ in the model. Note that the Craig and Gordon (1965) estimation of deep water composition matches the GEOSECS measurements in the case of the NADW (around 0.2 ‰ wrt V-SMOW), but not in the case of the AABW (estimated at -0.35‰ wrt V-SMOW by Craig and Gordon from measurements in the Weddell Sea, and slightly higher -by .1‰- from the GEOSECS campaign). These values published by Craig and Gordon account for a standard correction (-0.1 ‰ wrt the V-SMOW as explained by Craig in Östlund et al., 1987, p.7). The location of the simulated surface waters in these $\delta^{18}\text{O}$ -S diagrams is also consistent with the observations: in the northern high latitudes, surface waters are enriched compared to deeper ones because of the north Atlantic drift; conversely to the southern high latitudes where surface waters are depleted by the Antarctic runoff and the precipitation minus evaporation imbalance. In the Pacific ocean, the few GEOSECS vertical profiles (5 deep profiles, located in high south latitudes) do not allow a precise comparison, we just note that the simulated deep water compositions are quite close to these observed ones (Figure III.13). The too enriched content of the southern deep Atlantic waters (and of the deep waters in general, by 0.05/0.1 ‰) contrasts with the too depleted surface waters at the same latitudes. This cannot be due to a positive bias in the salinity, which seems a bit too low in deep waters (by 0.2 ‰). The lack of sea ice effect could explain the low salinity but not the high oxygen 18 bias. Thus, this isotopic enrichment is certainly bound to the weak ventilation of the deep waters in high southern latitudes, a known deficiency of the oceanic model. Besides, since the atmospheric fluxes are not globally balanced in our simulation, we do not expect the average oceanic composition (close to the deep water one) to match the actual one, for oxygen 18 as well as for salinity. Actually the isotopic imbalance is slightly positive and slightly negative for the salinity, this could explain opposed shifts of 0.1‰. Figure III.14 shows an Atlantic section of the modelled oxygen 18 tracer. Compared to the estimated GEOSECS section proposed by Paul et al. (1999), an enrichment by 0.1‰ clearly appears, due to a too pronounced convection off the subtropical north waters, and a too limited convection of the high latitude south waters.

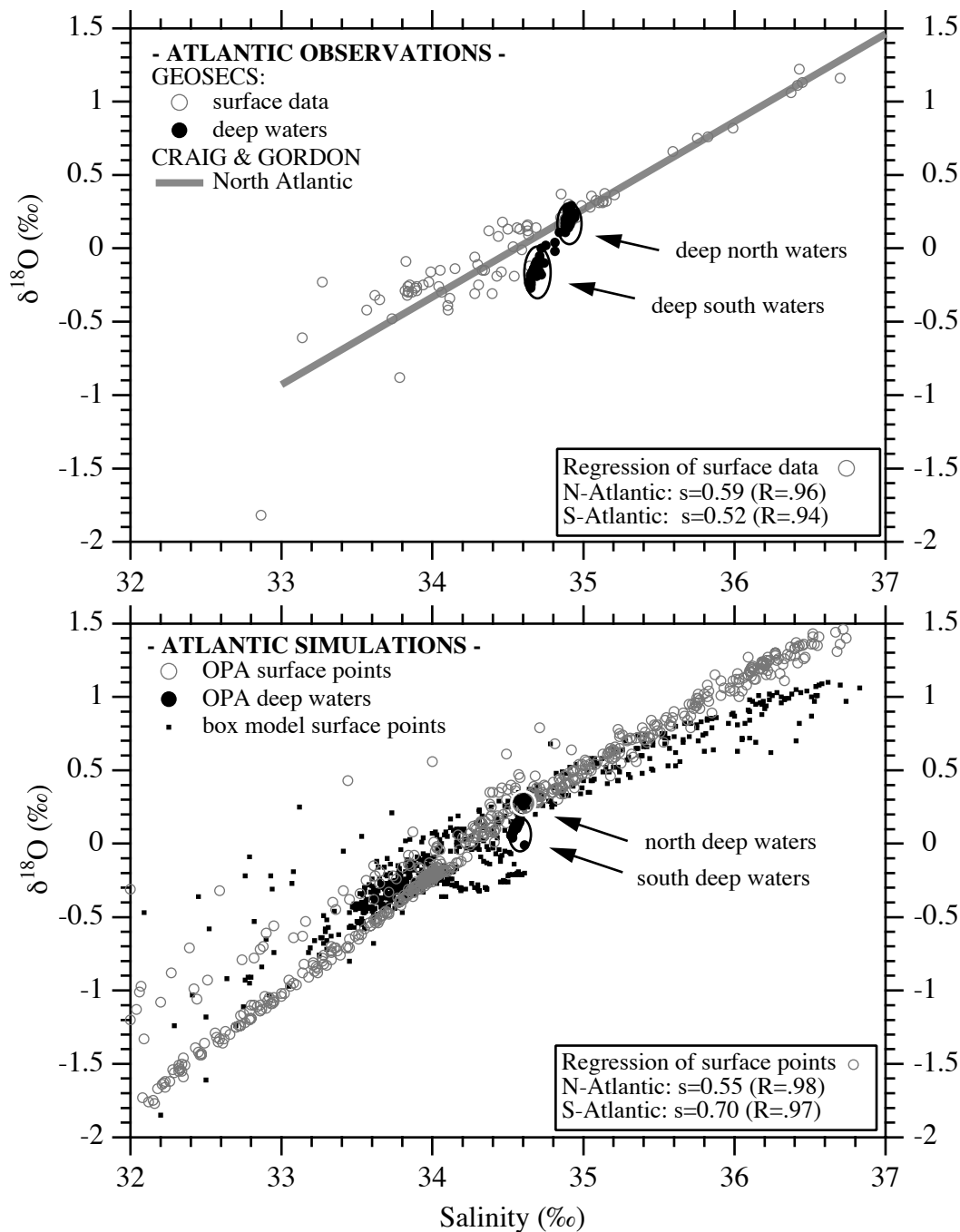


Figure III.12. Oxygen 18 - salinity relationship in the north and south Atlantic surface, from a) data (Craig and Gordon, 1965, Östlund et al., 1987) and b) simulations (OPA; box model). Data from the first 200 m for GEOSECS, the first level (10 m) for OPA. Values of deep waters (depth < 3000 m) are also indicated. Model deep values correspond to the nearest grid location. Tropical points have been omitted for clarity.

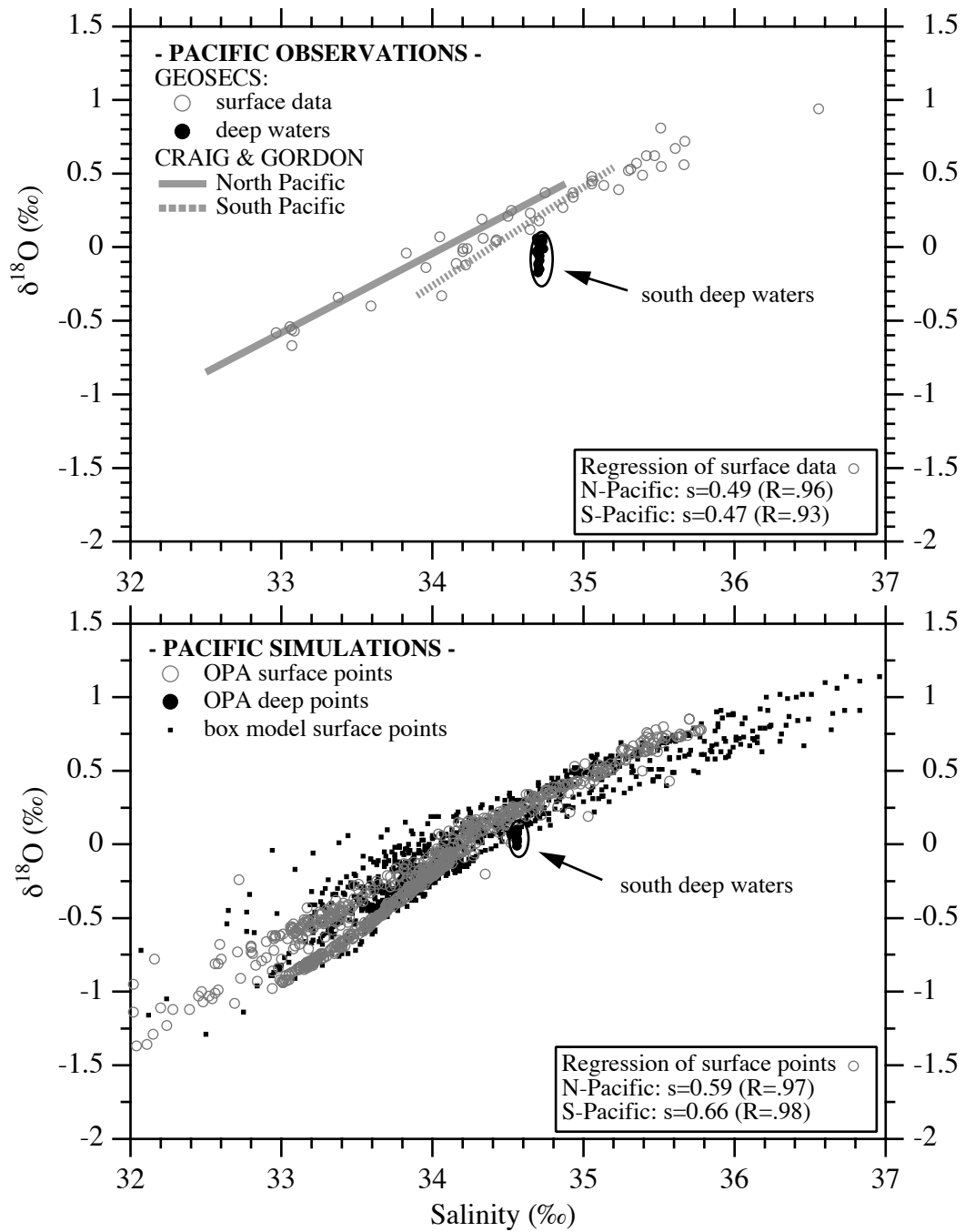


Figure III.13. Same as Figure III.12 but for the Pacific Ocean.

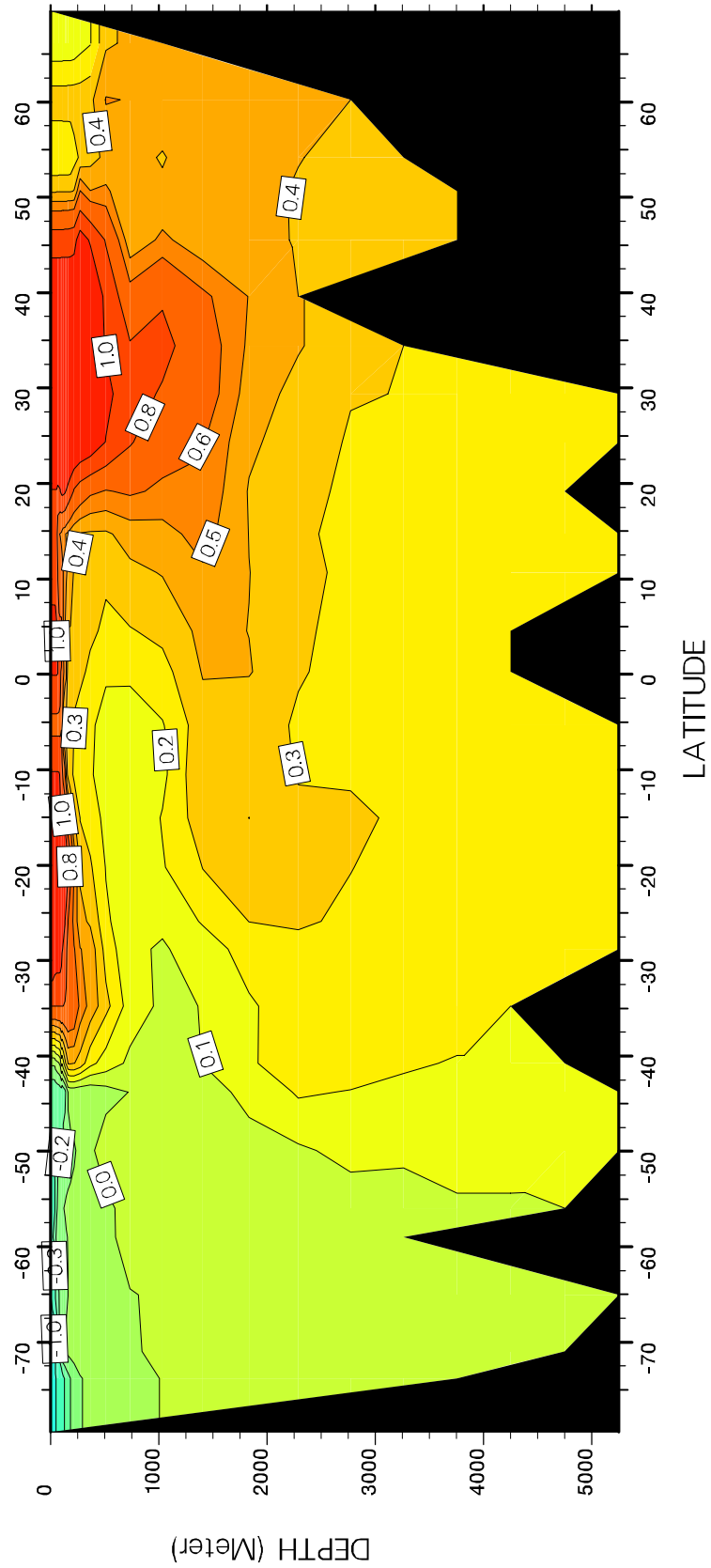


Figure III.14. Oxygen 18 section in the Atlantic Ocean along 30°W, from OPA simulation (in permil, vs SMOW).

The relationship between oxygen 18 and salinity in surface waters has been extensively studied by Craig and Gordon (1965) with the currently available data. Since then, GEOSECS expeditions and limited other ones have brought new data, without any global analysis. Basically they confirm the values and main conclusions of Craig and Gordon, especially the oxygen 18 - salinity slope increase with latitude. The relationship between surface $\delta^{18}\text{O}$ and salinity is represented in Figure III.12 for the Atlantic and Figure III.13 for the Pacific. The agreement with the regressions proposed by Craig and Gordon is quite good in each basin, but not as good compared to the GEOSECS values. Especially, the model predicts a higher slope close to 0.7 in latitudes south of 40°S which does not clearly appear in this set of data, but has been reported in other studies (Craig and Gordon, 1965, Fairbanks et al., 1992). Figure III.15a shows the spatial oxygen 18 - salinity slope from our simulation, which clearly increases with latitude. Low values (~ 0.2) as well as a weak correlation (see the caption) in the intertropical zone, higher values in the extratropical latitude (0.5 to 0.8) correspond to observation characteristics shown by Craig and Gordon and following studies. If this latitudinal simulated trend seems in agreement with observations, we note some systematic longitudinal variations of the slope, particularly in the intertropical area between the eastern side (~ 0.3) and the center of each basin (~ 0.5).

III.3.4. Atmospheric vs oceanic control of the surface :

Following Juillet-Leclerc et al. (1987), we try to separate the effects of atmospheric fluxes and oceanic circulation on determining both the surface fields and their relationship. We again base our reasoning on the salinity, which can be compared to observed values over the whole ocean, by contrast to the less documented oxygen 18. Both fields respond to similar forcings and are qualitatively very close. Figure III.10a shows the influence of atmospheric fluxes alone on salinity, 10c includes the full oceanic circulation, and 10e represents climatological observations of Levitus (1982). Note that realistic values are not expected from the simple parameterisation of the box model. Although the box model (Figure III.10a) captures some basic features of the salinity field, ie the zonal distribution and the Atlantic enrichment, the GCM-simulated field is much more closer to the observations. The ocean dynamics readily explains the difference. The tropical gyres smooth and displace the maximal subtropical values by transporting depleted water i) from the equatorial band along the western part of the basins and ii) from the high latitudes along the eastern parts. Upwelling of deep waters characterised by mean values contributes to strongly smooth surface waters, either depleted as in the equatorial Pacific or enriched as along the western coasts of Africa and South America. In the north Atlantic basin, the net transport of surface waters originating in the Gulf of Mexico increases the salinity, and the north Atlantic drift brings enriched waters northern than 60°N . The same differences between figures III.10b and III.10d suggest similar mechanisms for the oxygen 18.

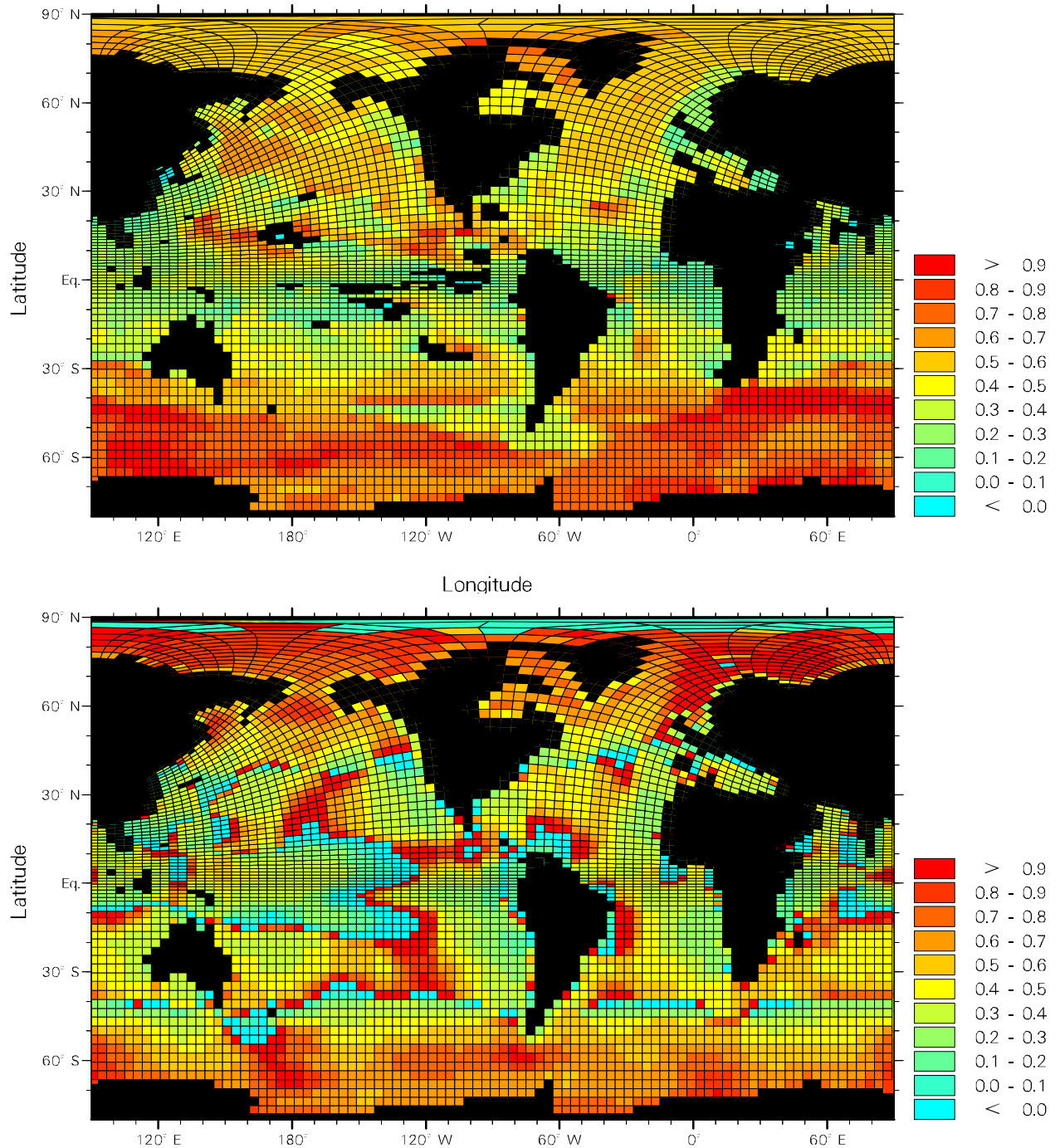


Figure III.15. Estimation of the surface oxygen 18 - salinity slope from our simulations. a. (top) Spatial slope calculated from the OPA GCM outputs, by a linear fit of the 15 closest points around each grid point. No value is shown when the relative deviation on the slope is higher than 20%, ie for a poor correlation, which happens in the intertropical Pacific and Indian oceans. b. (bottom) Box model slope calculated at each grid point, which represents the sensitivity of oxygen 18 to salinity, and not a spatial slope. It is calculated as $[\frac{0.22 - (P \cdot \delta p - E \cdot \delta E)}{(P - E)}] / 34.6$ according to the model of Craig and Gordon, and the parameters of Juillet-Leclerc et al. (1997), where 0.22‰ and 34.6‰ stand for the deep water $\delta^{18}\text{O}$ and salinity mean values. The extreme values (blue and red colors) are found in area where $P \sim E$.

The box model allows to clarify the origin of the oxygen 18 - salinity relationship, in two different ways. In each grid box, it allows to estimate an oxygen 18 - salinity sensitivity, based on the ratio $(P \cdot \delta_p - E \cdot \delta_E) / (P - E)$, shown by Figure III.15b. The extreme values (red and blue boxes) correspond to region where $P \sim E$, especially at 40° of latitude, along the coasts, and in the central tropical Pacific. Alternatively to this sensitivity, a spatial slope can be estimated by computing separately the oxygen 18 and salinity fields (Figures III.10b and a) and plotting them in a $\delta^{18}\text{O}$ -S diagram (Figures III.12b and III.13b). Both modelling ways give similar values and trend with latitude when compared with observations (Figures III.12a and III.12a) and with the full oceanic simulation (Figure III.15a). But we note two differences : (i) the scatter of the points in Figures III.12b and III.13b is higher than with the ocean dynamics, and (ii) the slopes are lower, especially for the highest salinities. These differences can be conceptually explained by the oceanic advection, as described above, which (i) limits the range of values created by spatially contrasted atmospheric fluxes, and (ii) forces these values towards a general fit (slope ~ 0.5). Thus the box model concept of an oxygen 18 - salinity relationship as a mixing line, between a 'pure' oceanic source (close to the average deep ocean) and a 'pure' freshwater source (consisting of the atmospheric isotopic flux) seems the main control of this relationship compared to the oceanic advection, which increases slightly the slope and the spatial correlation. Practical determination of the freshwater isotopic content (the intercept of this mixing line) is not trivial, since this includes both precipitation and evaporation. Continental runoff can also play an important role, but only in coastal region and not in the open ocean, as explained by Craig and Gordon (1965) for the high latitudes. This can be simulated with our model by shutting off the runoff (see next paragraph).

Modelling the distribution of oxygen 18 also allows to separate the different terms of its oceanic transport, diffusion, advection, which must balance the atmospheric flux. Although the advective fluxes entering and leaving each surface box are individually three orders of magnitude higher than the other fluxes, they compensate each other. It happens that the net advective flux is of the same order of magnitude, but generally lower, than the net diffusive flux (mainly vertical) which thus balances the atmospheric flux, as in the box model (Figure III.16). However, the advective term can be higher than the diffusive one in area where the oxygen 18 concentration presents strong horizontal gradients : this happens (Figure III.10b) at temperate and equatorial latitudes where the atmospheric flux sign changes from positive (tropical zone) to negative (high/equatorial latitudes) values. This advective mixing mainly explains the differences between Figures III.10b and 10d.

Since the surface is close to equilibrium, the horizontal fluxes must compensate each others. This is particularly easy to understand for the subtropical gyres, which are enriched in salt and oxygen 18 in the tropical latitudes by the strong evaporation, and depleted in higher latitudes by the precipitation. As schematised by Figure III.17, this oceanic advection brings enriched water to higher latitudes and is continuously depleted by the precipitation formed by exhaustion of the vapour formed at tropical latitudes.

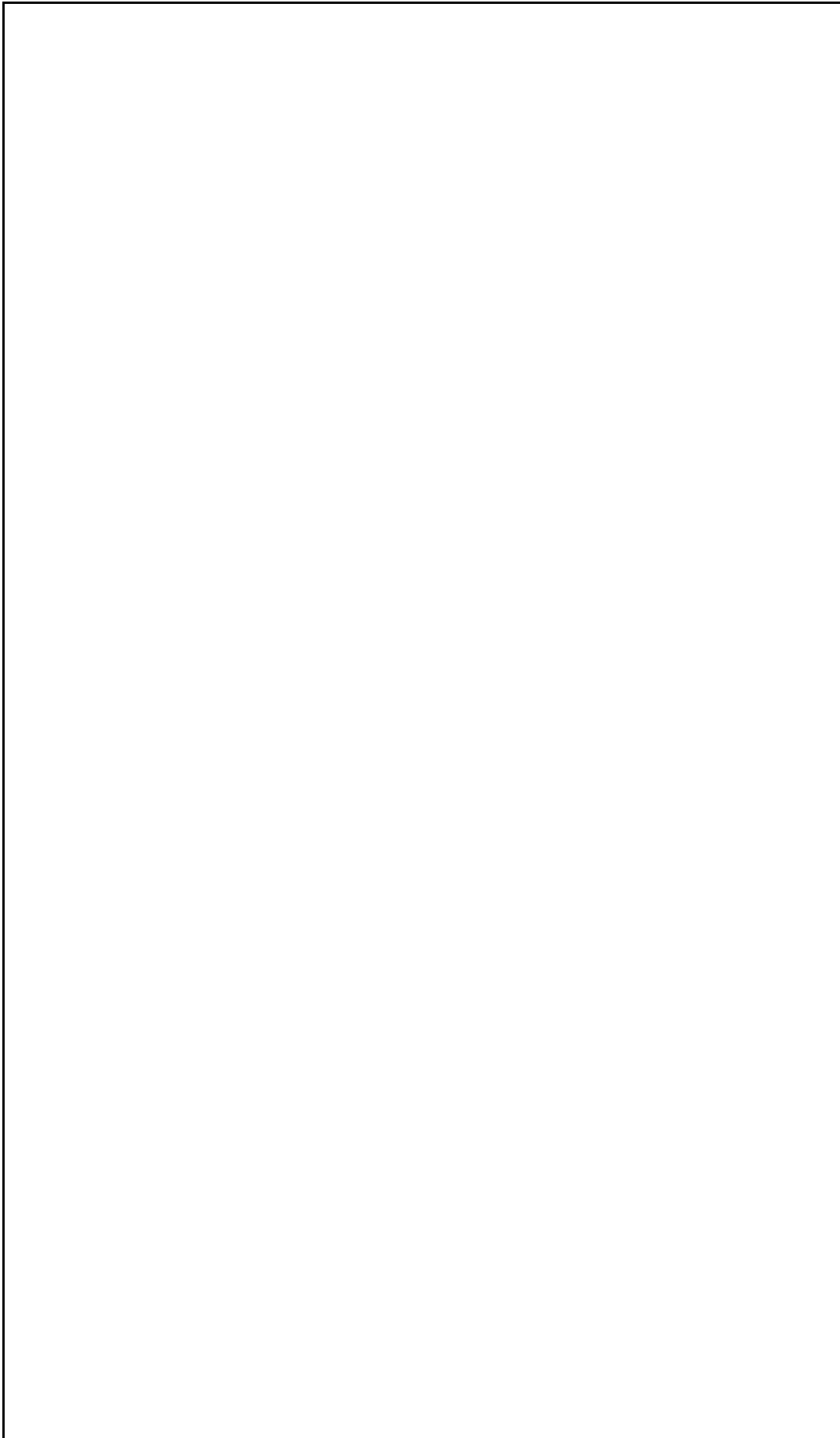


Figure III.16. Comparison of the net advective, diffusive and atmospheric fluxes driving the isotopic composition of the surface in the simulation, after 2200 years. These are annual averages expressed in isotopic ratio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) x water flux (m^3/s).

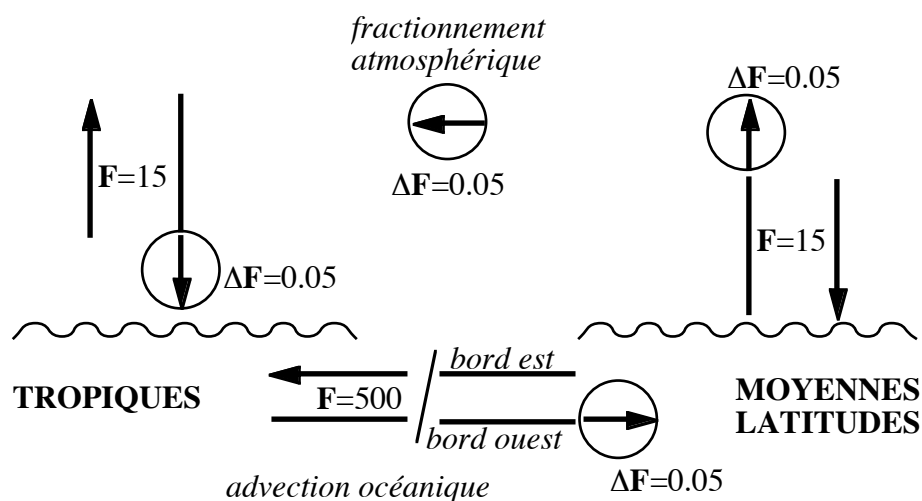


Figure III.17. Sketch of the isotopic equilibrium taking place in the subtropical gyres. Isotopic fluxes F are expressed in isotopic ratio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) \times water flux (m^3/s).

III.3.5. Conclusion.

We have implemented the H_2^{18}O cycle in the tracer version of an oceanic GCM and simulated its oceanic distribution and its relationship with salinity for present-day conditions. Using the outputs of an atmospheric GCM implemented with water isotopes as boundary conditions enables us to perform a long simulation (2200 years) allowing to examine properties of both surface and deep oceanic waters. The oxygen 18 distribution in surface waters is satisfyingly simulated both for its latitudinal distribution and interbasin characteristics, although noticeable deficiencies are noted. This distribution is notably different from one estimated with a box model, due to the horizontal oceanic advection, though the similarity of their zonal averages. Vertical profiles favorably compare with limited available observations, although with a slight bias due partly to the global imbalance of the atmospheric forcing, and locally to GCM deficiency. The composition of south deep waters lays off the surface relationship, without any origin in sea ice formation (not accounted for in our simulation). This strengthens the rôle of the Antarctic runoff, isotopically strongly depleted (between -20 and -40‰ in our simulation), in setting this composition, as detailed by Toggweiler and Samuels (1995). The oxygen 18 - salinity relationship compares well with available data, at least for the slope increase with latitude. The difference between this relationship and one calculated with a box model seems weaker than for the oxygen 18 distribution. Both types of modelling show important longitudinal deviation to the latitudinal trend.

Overall, our simulation confirms that modelling the global (and not only zonal) distribution of oxygen 18 is possible in a simple manner and necessary to account for both realistic value and the full spatial variation of its relation to salinity. However, since these properties rely on the hydrological cycle, a great improvement is expected from using a coupled ocean-atmosphere GCM implemented with water isotopes.

Some sensitivity tests need to be performed to extend this study. For the present-day conditions, atmospheric fluxes from another GCM (eg the ECHAM model, Hoffmann et al., 1998) could be applied. For past climates like the last glacial maximum, appropriate oceanic circulation and atmospheric fluxes could be combined to estimate differences with present-day. This could help to test the hypothesis used to reconstruct past SSTs. Simulation of transient events like a meltwater pulse is also possible.

We are grateful to A. Mix and G. Schmidt for comments which greatly improve the manuscript, to O. Aumont and J. Orr for the use of the tracer model, to R. Koster for providing GISS outputs, and to E. Bard for stimulation.

Cette simulation de la distribution océanique de l'oxygène 18 est plutôt celle d'un état moyen, proche de l'équilibre. Elle permet d'en étudier les grandes lignes, notamment dans la suite de Juillet-Leclerc et al. (1997) le rapport entre les différents flux isotopiques. Ainsi les Figures III.10 et III.16 illustrent et permettent de quantifier l'écart de la distribution de surface par rapport à un modèle en boîte, dû à l'advection. Mais cette vision globale peut être affinée au niveau régional. Le paragraphe qui suit étudie en effet l'hydrologie de deux bassins contrastés de l'océan indien, la baie du Bengale à l'est de l'Inde et la mer d'Oman à l'ouest. Cette différence d'hydrologie a des conséquences pour la distribution isotopique ainsi que la relation isotope-salinité. La modélisation permet de mieux comprendre le poids des différents paramètres en jeu, notamment l'importance de la dilution par les fleuves (Gange-Brahmapoutre) en baie du bengale par rapport aux pluies.

III.4. La relation salinité-isotope dans l'océan indien.

Ce paragraphe est tiré d'un manuscrit soumis au Journal of Geophysical Research, cosigné avec Edouard Bard et Claire Rollion du CEREGE, Jean Jouzel, Michel Stiévenard et Jean-Claude Duplessy du LSCE, en correction.

We compare the surface oxygen 18 - salinity relationship of the two contrasted northern Indian ocean basins, the Bay of Bengal and the Arabian Sea. Measurements and model studies with both a simple box model and an oceanic GCM, show that the continental runoff is responsible for the low oxygen 18 - salinity slope in the Bay of Bengal, which would be higher otherwise. In the Arabian Sea, on the contrary, this relationship is set by the atmospheric fluxes, i.e. the evaporation minus precipitation balance. Preliminary analysis of Last Glacial Maximum conditions shows that use of the present-day oxygen 18 - salinity relationship for salinity reconstruction may introduce a bias. However this ignores any effect due to a change in circulation, which could be only accounted for by simulating the oxygen 18 distribution with past oceanic circulation.

III.4.1. Introduction.

Hydrological studies of the northern Indian Ocean have focused on the flux divergence of vapour in order to refine both the mechanism and the vapour source of the monsoon precipitation over India. Cadet and Reverdin (1981) estimated the Arabian Sea contribution to the monsoonal precipitation to be about 20% , while the remainder originates from the southern hemisphere. They showed a large increase of the evaporation minus precipitation balance over the Arabian Sea at the onset of the monsoon, with no counterpart in the Bay of Bengal. Trenberth and Guillemot (1998) used reanalyses over the 1979-95 period to show a strong annual difference between the basins.

Continental runoff is another contributor to the oceanic surface hydrology, not accounted for in these atmospheric studies. Owing to the asymmetry of the drainage basins, with the Arabian Sea out of the monsoon area, the river discharges into the basins are different by an order of magnitude. Dilution of the surface waters by this runoff is readily noticeable in the Bay of Bengal where the typical salinity is about 2‰ less than south of India (Figure III.18). But the respective effects of precipitation excess and runoff to this surface dilution are still difficult to separate.

Among the hydrological characteristics of the oceanic waters, the oxygen 18 content (the $H_2^{18}O/H_2^{16}O$ ratio R , hereafter expressed as the deviation δ with respect to (wrt) the V-SMOW standard value, in permil: $\delta^{18}O = (R/RSMOW - 1) \cdot 1000$) is rarely used, because of the measurement difficulties and our limited knowledge of its distribution. Together with the salinity and other tracers, it can serve to characterize a water mass (eg Craig and Gordon, 1965). It can be used to disentangle the different contributions to a water mixture (eg Östlund et Hut, 1984). Since both salinity and $\delta^{18}O$ depend on the balance between atmospheric forcing (with the same effect on both tracers) and oceanic mixing, they generally vary in the same direction. Their correlation has been found to be linear and characteristic of different basins and latitudes (Craig and Gordon, 1965). These authors achieved to reproduce this relationship with a simple box model, though its exact signification remained unclear. We use this relationship, which presents contrasted aspects in both Indian basins, to discuss their surface hydrology.

$\delta^{18}O$ and its relationship with salinity are also important in the field of paleoclimatology. It allows evaluating past hydrology and estimating sea surface salinity variations, which are basic for the understanding of past oceanic dynamics (eg Duplessy et al., 1991), and of the monsoon intensity (Duplessy, 1982, Rostek et al., 1993). The observed spatial $\delta^{18}O$ - salinity relationship is generally used for such reconstruction of past salinity, instead of the temporal relationship (i.e. the $\delta^{18}O$ to salinity ratio of past-to-present variations). Rohling and Bigg (1998) pointed out the possibility of an important change of this relationship in the past and thus of the inadequacy of this method. Schmidt (1999) estimated that a main uncertainty in reconstructing past salinity arose from the difference between spatial and temporal slopes. Using an oceanic general circulation model, he also showed (Schmidt, 1998) that temporal and

spatial gradients were generally not equal over timescale of season to decades. An important point of our study is thus to consider a possible change of this relationship.

The aim of this study is twofold : to precise the origin of the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship in order to improve its use in the past, and to test the capability of our simulations on the regional scale (the global scale being discussed in a separate paper). In the first part, we summarize the main atmospheric hydrology differences between the Arabian Sea and the Bay of Bengal; we then present the surface $\delta^{18}\text{O}$ and salinity measurements; and finally discuss them with the help of modelling.

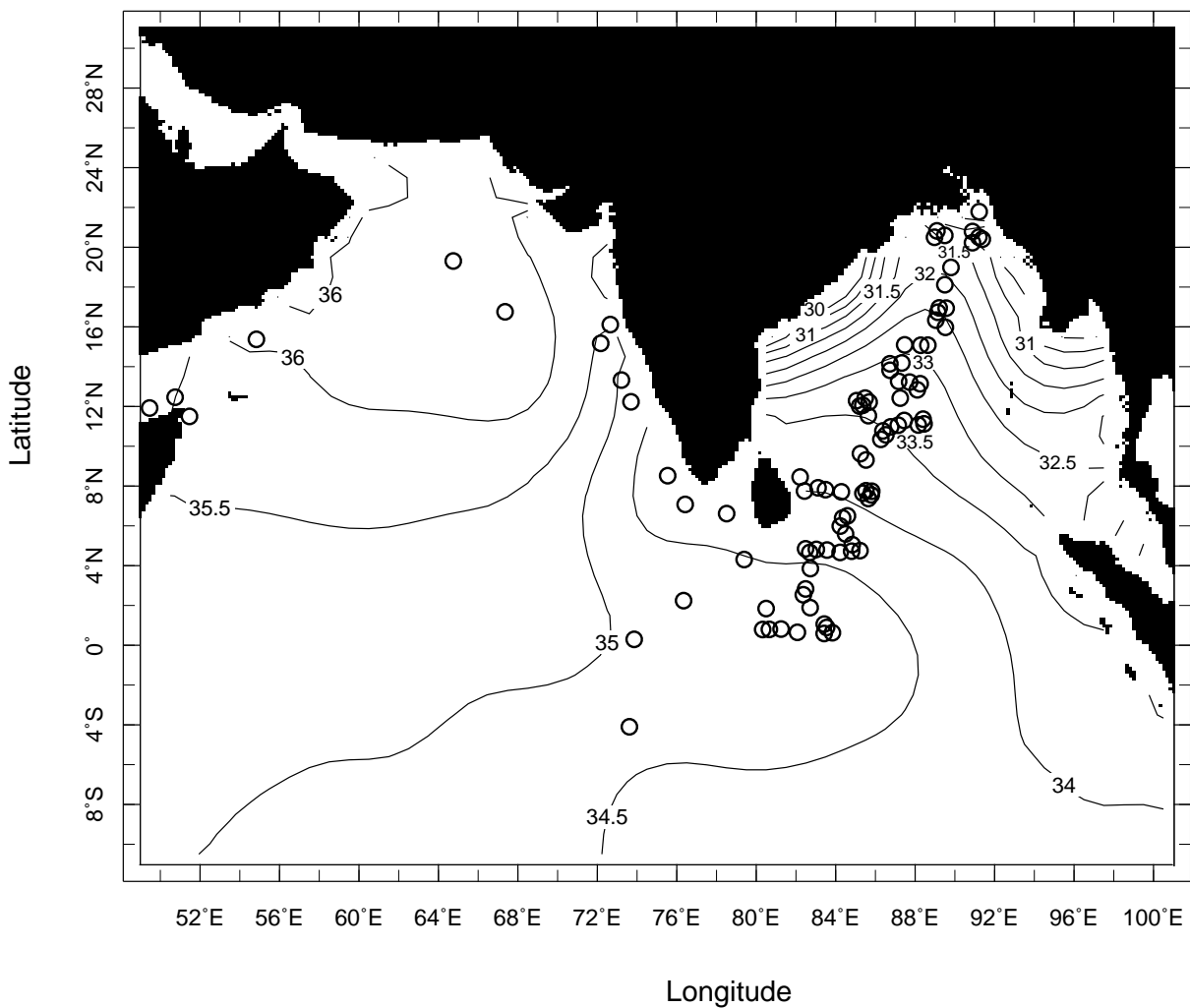


Figure III.18. The hydrological contrast between the Arabian Sea (western basin) and the Bay of Bengal (eastern basin), expressed with the annual salinity from Levitus (1994). Small circles represent locations of the samples used in the study.

III.4.2. Atmospheric forcings of the Northern Indian Ocean hydrology.

As mentioned above, the atmospheric budget over the northern Indian ocean is contrasted on both sides of India. In the Arabian Sea, the annual net divergence flux (i.e. evaporation minus precipitation) is strongly positive (about 3 mm/day or 1 m/year), as opposed to a negative divergence flux (about -1 mm/day or -0.4 m/year) in the Bay of Bengal (Trenberth and Guillemot, 1998). On the seasonal scale, the difference is even more pronounced with a divergence peaking locally to 20 mm/day (or 7 m/year) in the Arabian Sea during summer (June-to-August) (Peixóto and Oort, 1983). This contrast is mostly due to the monsoonal summer precipitation, which falls on the Bay of Bengal but not on the Arabian Sea, except along the south-west Indian coast. An indicative limit of about 2 mm/day for annual precipitation can be used to separate both basins (Trenberth and Guillemot, 1998). During the June-to-August monsoonal period, an enormous quantity of moisture is transported over the Arabian Sea to the Indian continent (400000 Tons/s of water or 0.4 Sv, 1 Sv= 10^6 m³/s) (Hastenrath and Greischar, 1993), part of which goes directly to the Bay of Bengal. On the other hand the evaporation is less different between basins : it increases similarly over both basins, during the summer because of oceanic heat release, and during the winter by continental winds due to the reversed continental-ocean temperature gradient (the 'dry' monsoon). An annual evaporation flux of 3.5 mm/day has been estimated for the Northern Indian ocean by Hastenrath and Greischar (1993).

The continental runoff strongly contributes to the basin contrast in the Northern Indian ocean too. The main rivers flowing into the Bay of Bengal, the Ganges, Brahmaputra and Irrawaddy, originate in the area receiving the monsoonal precipitation and sum up to 1500 km³/yr (0.05 Sv) (Perry et al., 1996), which is equivalent to about 2 mm/day spread over the whole Bay of Bengal (about $2 \cdot 10^6$ km²). On the contrary the main discharge into the Arabian Sea, the Indus, flows north of the Himalayan barrier and brings only about 190 km³/yr (0.006 Sv).

These geographical characteristics strongly contribute to differentiate the surface waters in both basins (Figure III.18), with low salinities in the Bay of Bengal (typically lower than 34) and high salinities in the Arabian Sea (typically higher than 36). A meridional gradient also exists throughout the year, opposite in both basins, with the southern part less saline than the northern one in the Arabian Sea, and conversely in the Bay of Bengal (Levitus, 1994). These reversed meridional gradients are created by : i) an opposite atmospheric forcing in each basin (evaporation surplus over the Arabian Sea and dilution by runoff and precipitation excess in the Bay of Bengal) and ii) oceanic seasonal exchanges between both basins, with the summer monsoonal winds pushing saline water in the Bay of Bengal.

The seasonal variability of salinity is also different in both basins. In the Arabian Sea, the strongest variation of 2 takes place in the southern part (9°N) and along the Indian coast (strongly diluted by the summer precipitation), but it is less than 0.5 north of 15°N. In the Bay

of Bengal, a variation in salinity of 10 occurs in the northern part (18°N) , reducing to 1 at 12°N.

As will be described below, these contrasts between both basins also hold for $\delta^{18}\text{O}$ as well as for the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship.

III.4.3. $\delta^{18}\text{O}$ measurements and relation to salinity.

A new set of 78 water measurements from the Bay of Bengal, obtained during the SONNE 93 campaign, is presented here. All data were collected during January to February 1994, i.e. during a period of low precipitation and runoff. Sample locations are shown in Figure III.18. The water samples were taken during the cruise by bucket between the hydrological stations. Because of technical problem with the salinograph, salinity was not measured during the campaign but at the laboratory (Centre Océanologique de Marseille, France). Due to the limited volume of the water sampled for $\delta^{18}\text{O}$ measurements, some salinity measurements were not possible. This concerns 29 samples, the salinity of which was interpolated between the two closest hydrological stations of the SONNE 93 campaign. It is possible to estimate the interpolation accuracy from the comparison of measured and interpolated salinities for the other samples. This allows to give the interpolated salinities with one decimal point (Table III.4). The $\delta^{18}\text{O}$ was measured at the LSCE with a Finnigan MAT 252. The overall standard error on $\delta^{18}\text{O}$ is about 0.05 ‰. Data are listed in Table III.4.

In the Bay of Bengal, salinity and $\delta^{18}\text{O}$ display a northward decrease. From the Equator to about 15°N, most points range between 35-33 permil for salinity, 0-0.5 permil for $\delta^{18}\text{O}$. North of this region, the dilution decreases the salinity down to 23 permil and $\delta^{18}\text{O}$ to -2 permil. An approximate linear relationship is still observed between salinity and $\delta^{18}\text{O}$, namely $\delta^{18}\text{O} = 0.18 * S - 5.9$, with a correlation coefficient of $R=0.97$ (Figure III.19). All linear regressions discussed in this paper are tabulated in Table III.3 with the standard deviations associated to each regression parameter.

BAY OF BENGAL	Number of data	Slope ($\pm \sigma$)	Intercept ($\pm \sigma$)	Correlation coefficient R
measurements (SO 93 campaign)	78	0.18 (± 0.01)	-5.9 (± 0.2)	0.97
OPA model	96	0.22 (± 0.01)	-7.3 (± 0.2)	0.97
OPA model (north of 8°N)	96	0.19 (± 0.01)	-6.4 (± 0.3)	0.97
OPA model w/o runoff	96	0.40 (± 0.004)	-13.6 (± 0.2)	0.99
box model	96	0.15 (± 0.01)	-5.4 (± 0.3)	0.87
box model w/o runoff	96	0.35 (± 0.01)	-12.0 (± 0.4)	0.95
box model w/o runoff for LGM	96	0.33 (± 0.01)	-10.4 (± 0.5)	0.94
ARABIAN SEA				
measurements	29	0.25 (± 0.03)	-8.2 (± 1.0)	0.87

OPA model	163	0.27 (± 0.01)	-8.9 (± 0.4)	0.88
OPA model w/o runoff	163	0.29 (± 0.01)	-9.8 (± 0.3)	0.93
box model	163	0.19 (± 0.01)	-6.2 (± 0.2)	0.94
box model w/o runoff	163	0.21 (± 0.01)	-6.8 (± 0.2)	0.93
box model w/o runoff for LGM	163	0.27 (± 0.01)	-8.2 (± 0.3)	0.95

Table III.3. Linear regression parameters and associated standard deviations for the data sets and model results used in this study. Model grid points are located north of the Equator, except when specified.

BAY OF BENGAL

sample	long E (deg)	lat N (deg)	date	salinity	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) (± 0.05)
1 A-B	80.50	1.19	13-1-94	35.10	0.41
2 A-B	80.50	0.03	13-1-94	35.2 *	0.44
3 A-B	80.75	0.03	14-1-94	35.10	0.50
4 A-B	81.22	0.03	14-1-94	35.2 *	0.46
5 A-B	82.04	0.02	14-1-94	35.50	0.47
6 A-B	83.63	0.00	15-1-94	35.2 *	0.41
7 A-B	83.92	0.05	15-1-94	35.20	0.47
8 A-B	83.65	0.14	15-1-94	35.3 *	0.44
9 A-B	83.46	0.42	15-1-94	35.3 *	0.41
10 A-B	82.83	1.50	16-1-94	35.4 *	0.50
11 A-B	82.50	2.01	16-1-94	35.4 *	0.44
12 A-B	82.58	2.19	16-1-94	35.00	0.40
13 A-B	82.86	3.57	16-1-94	35.5 *	0.38
14 A-B	82.75	4.55	17-1-94	34.90	0.37
15 A-B	82.88	4.15	17-1-94	35.6 *	0.33
16 A-B	83.07	4.69	18-1-94	35.3 *	0.39
17 A-B	83.83	4.61	18-1-94	34.80	0.39
18 A-B	84.09	4.59	18-1-94	35.2 *	0.36
19 A-B	85.00	4.50	18-1-94	34.60	0.33
20 A-B	85.12	4.51	19-1-94	34.9 *	0.25
21 A-B	84.71	4.94	19-1-94	34.7 *	0.34
22 A-B	84.53	5.14	19-1-94	34.50	0.33
23 A-B	84.22	5.98	19-1-94	34.30	0.29
24 A-B	84.49	6.31	20-1-94	34.5 *	0.32
25 A-B	84.78	6.56	20-1-94	34.60	0.37
26 A-B	82.62	7.90	21-1-94	33.30	0.11
27 A-B	82.30	8.25	21-1-94	32.5 *	0.11
28 A-B	83.16	7.99	23-1-94	33.1 *	0.31
29 A-B	83.55	7.93	23-1-94	33.3 *	0.33
30 A-B	84.26	7.84	23-1-94	33.6 *	0.27
31 A-B	85.53	7.66	24-1-94	34.2 *	0.30
32 A-B	85.50	7.58	24-1-94	34.2 *	0.32
33 A-B	85.60	7.71	24-1-94	34.30	0.22
34 A-B	85.54	7.62	25-1-94	34.2 *	0.25
35 A-B	85.49	7.55	25-1-94	34.2 *	0.28
36 A-B	85.53	9.37	26-1-94	33.90	0.28
37 A-B	85.29	9.67	26-1-94	34.40	0.34
38 A-B	86.40	10.67	27-1-94	34.2 *	0.22

39 A-B	86.72	10.75	27-1-94	33.80	0.17
40 A-B	86.73	10.95	27-1-94	33.30	0.16
41 A-B	86.82	11.01	27-1-94	34.0 *	0.12
42 A-B	87.04	11.06	27-1-94	33.50	0.20
43 A-B	88.37	11.18	28-1-94	33.7 *	0.22
44 A-B	88.42	11.18	28-1-94	33.6 *	0.15
45 A-B	88.29	11.48	28-1-94	33.60	0.19
46 A-B	87.58	11.49	28-1-94	33.4 *	-0.03
47 A-B	85.94	11.92	29-1-94	33.4 *	0.15
48 A-B	85.44	12.20	29-1-94	33.4 *	0.18
49 A-B	85.04	12.42	29-1-94	33.50	0.09
50 A-B	85.44	12.44	29-1-94	33.60	0.24
51 A-F	85.87	12.27	29-1-94	33.80	0.28
52 A-F	85.20	12.26	30-1-94	33.80	0.19
53 A-F	87.18	12.82	30-1-94	33.60	0.22
54 A-F	88.10	13.18	30-1-94	33.00	0.04
55 A-F	88.15	13.40	31-1-94	33.10	0.08
56 A-F	88.00	13.47	31-1-94	33.00	0.09
57 A-F	87.33	13.75	31-1-94	33.30	0.14
58 A-F	86.80	14.24	31-1-94	33.20	0.12
59 A-F	86.86	14.52	1-2-94	33.20	0.13
60 A-F	87.55	14.51	1-2-94	31.30	-0.10
61 A-F	88.00	15.52	2-2-94	31.30	-0.19
62 A-F	88.38	15.52	2-2-94	30.60	-0.28
63 A-F	88.98	15.52	2-2-94	32.00	-0.04
64 A-F	89.06	16.99	3-2-94	33.20	0.18
65 A-F	89.47	17.34	3-2-94	32.90	0.05
66 A-F	89.60	17.45	3-2-94	32.90	0.15
67 A-F	90.07	19.85	4-2-94	29.90	-0.38
68 A-F	91.77	22.14	7-2-94	23.50	-1.93
69 A-F	91.16	21.09	7-2-94	27.50	-1.31
70 A-F	91.81	20.85	8-2-94	30.20	-0.39
71 A-F	91.68	20.84	8-2-94	29.50	-0.51
72 A-F	91.17	21.03	10-2-94	27.50	-1.07
73 A-F	89.97	21.05	11-2-94	30.60	-0.28
74 A-F	89.52	21.26	11-2-94	30.00	-0.36
75 A-F	89.41	21.14	12-2-94	30.70	-0.23
76 A-F	89.90	18.80	14-2-94	30.00	-0.37
77 A-F	89.75	17.43	14-2-94	30.00	-0.41
78 A-F	89.87	16.50	16-2-94	32.90	0.15

ARABIAN SEA

sample	long E (deg)	lat N (deg)	date	salinity	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ (± 0.05)
MD10 - 14	73.57	-4.31	28-06-76	35.45	0.49
MD10 - 15	73.81	0.10	29-06-76	34.97	0.38
MD10 - 16	76.43	2.00	30-06-76	34.74	0.32
MD10 - 17	79.48	3.88	30-06-76	34.97	0.39
MD10 - 19	78.66	6.39	02-07-76	35.65	0.42
MD10 - 20	76.51	6.98	02-07-76	35.72	0.56
MD10 - 22	75.65	8.62	03-07-76	35.50	0.46
MD10 - 26	73.90	12.09	04-07-76	35.57	0.48
MD10 - 27	73.31	13.13	04-07-76	35.55	0.51
MD10 - 28	72.33	15.00	05-07-76	35.74	0.54
MD10 - 29	72.57	15.53	05-07-76	35.81	0.66
MD10 - 31	67.28	16.45	07-07-76	36.49	0.77
MD10 - 32	55.03	15.00	10-07-76	36.11	0.64

GEOSECS 416 (3m)	64.62	19.75	31-12-77	36.48	0.78
GEOSECS 416 (71m)	64.62	19.75	31-12-77	36.25	0.74
GEOSECS 416 (114m)	64.62	19.75	31-12-77	36.05	0.72
GEOSECS 416 (132m)	64.62	19.75	31-12-77	35.98	0.68
GEOSECS 416 (179m)	64.62	19.75	31-12-77	35.94	0.54
GEOSECS 416 (187m)	64.62	19.75	31-12-77	35.93	0.61
GEOSECS 416 (233m)	64.62	19.75	31-12-77	36.08	0.64
MD19 - 2	45.12	11.80	26-07-79	36.42	0.80
MD19 - 3	48.17	11.45	27-07-79	36.08	0.80
MD19 - 4	49.58	11.65	27/28-07-79	36.08	0.80
MD19 - 5	50.73	12.28	28-07-79	36.24	0.90
MD19 - 6	51.53	10.62	29-07-79	35.50	0.65
MD19 - 12	46.35	2.28	2-08-79	34.96	0.55
MD19 - 13	41.08	2.98	4-08-79	34.71	0.35
MD19 - 14	40.20	-5.90	5-08-79	34.81	0.45
MD19 - 15	40.20	-7.20	6-08-79	34.81	0.45

Table III.4. Subsurface measurements from the Bay of Bengal and the Arabian Sea.

For the Bay of Bengal, interpolated salinities are marked by *.

For the Arabian Sea, a set of 29 measurements (previously used in Rostek et al., 1993) is plotted in Figure III.19. This is a compilation of different campaign samplings, occurring mainly during summer but also winter (Table III.4). Measurements of $\delta^{18}\text{O}$ were done at LSCE. Typical enriched values are found with salinity up to 36.5 permil and $\delta^{18}\text{O}$ to 0.8 permil. Although the limited range of both salinity and $\delta^{18}\text{O}$ explains a weaker correlation ($R=0.87$), a linear relationship is also found: $\delta^{18}\text{O} = 0.25 * S - 8.2$.

An important question concerning these data is how representative they are of the seasonal variability, and especially whether the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship holds throughout the year. For the Arabian Sea, measurements originate from different campaigns and thus account for a certain seasonal variability. The limited salinity variation over the year allows to expect a limited variation of $\delta^{18}\text{O}$ due to the 0.25 slope. A linear $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship actually exists, and the relatively high scatter ($R=0.87$) could be partly due to this variability. For the Bay of Bengal, sample collection was restricted to two months, thus it is impossible to discuss the seasonal stability of the linear relationship, especially considering the great salinity amplitude. In both cases, the modelling of an annual relationship with a reasonable correlation (next section) is a strong indication of stability, irrespective of the $\delta^{18}\text{O}$ and salinity seasonal variations.

III.4.4. Modelling the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship.

Box model

Craig and Gordon (1965) interpreted the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship with a simple 2-box model, where the evaporation-minus-precipitation budget in the surface box is balanced by a vertical advective/diffusive flux from a deep, homogeneous reservoir. Juillet-Leclerc et al.

(1997) correlated zonally-averaged $\delta^{18}\text{O}$ observations from GEOSECS (Östlund et al., 1987) with atmospheric fluxes to empirically infer the parameters of this box model, namely the vertical advective/diffusive flux and the $\delta^{18}\text{O}$ and salinity of the deep reservoir. They used the atmospheric isotopic fluxes calculated by the NASA/GISS (Goddard Institute for Space Studies) atmospheric general circulation model (GCM). This model is fitted with the physics of the water isotopes : it describes a simplified but whole hydrological cycle with all isotopic fractionation, and calculates realistic isotopic fluxes between the ocean and atmosphere for each grid point (Jouzel et al., 1987).

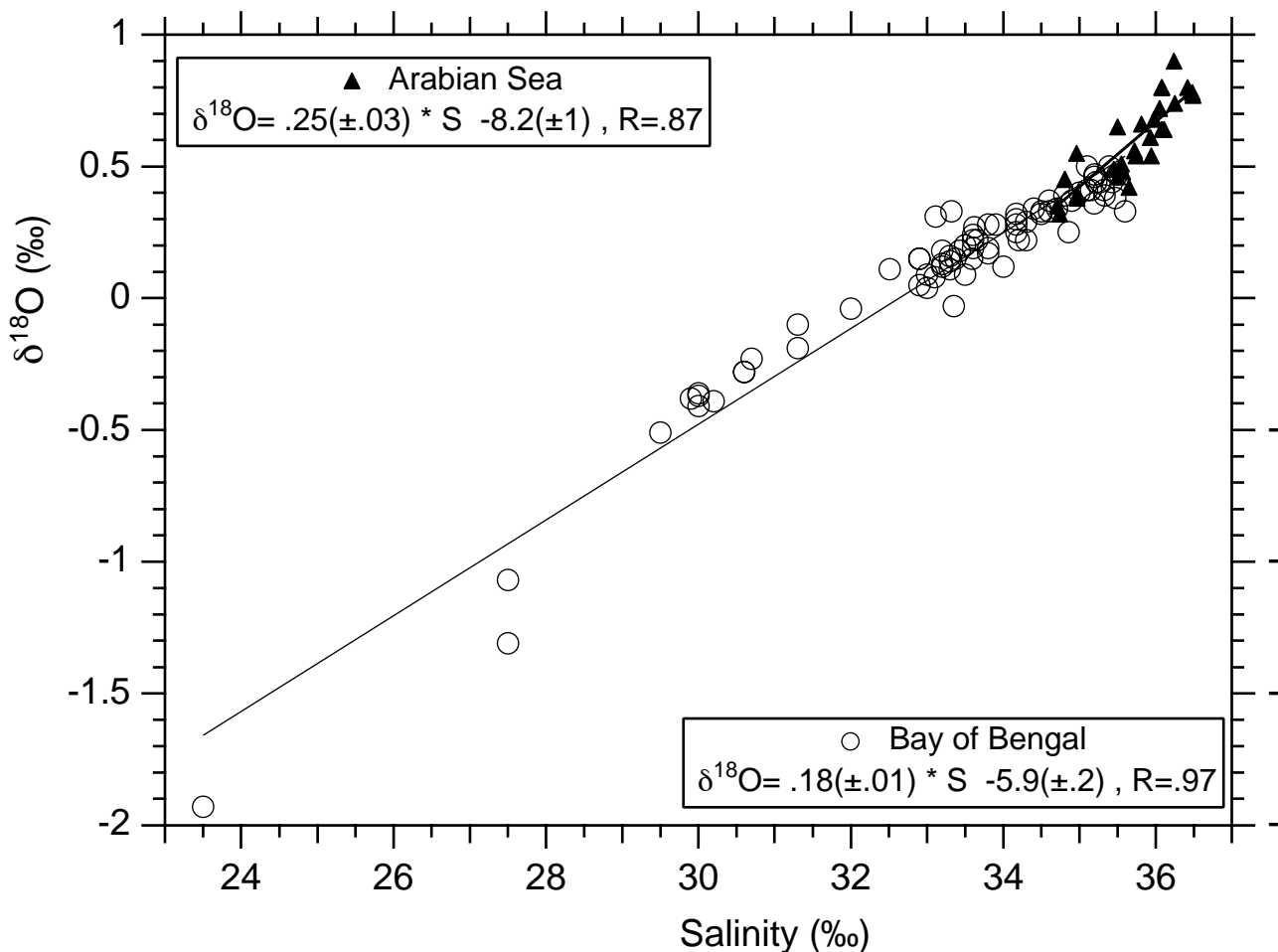


Figure III.19. Surface samples from the northern Indian ocean: black triangles are for the Arabian Sea showing a salinity and $\delta^{18}\text{O}$ enrichment; open circles stand for the Bay of Bengal showing a strong dilution due to both precipitation and continental runoff. Locations of the samples are on Figure III.18. The linear regression for both sets of data are represented. Standard errors on the regression parameters can be found in Table III.3.

Following their work, we computed the surface $\delta^{18}\text{O}$ and salinity in the Arabian Sea as well as in the Bay of Bengal using the GISS GCM fluxes. Salinity was estimated as:

$$S = S_0 * \frac{Q}{P + R - E + Q} \quad (1)$$

where S_0 is the salinity of the oceanic deep reservoir (34.6), P, R and E are the precipitation, runoff and evaporation fluxes from the GISS model, and Q is the vertical advection/diffusion flux derived by Juillet-Leclerc et al. from the comparison between $\delta^{18}\text{O}$ observations and GISS fluxes ($Q=4.85 \cdot 10^{-4}$ mm/s).

$\delta^{18}\text{O}$ was estimated consistently as:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{P * \delta P + R * \delta R - E * \delta E + Q * \delta_0}{P + R - E + Q} \quad (2)$$

where δ_0 is the isotopic composition of the deep oceanic reservoir as derived by Juillet-Leclerc et al. ($\delta_0=0.2$ permil), δP , δR and δE are the isotopic compositions of the corresponding water fluxes calculated by the GISS model. This equation is slightly more complete than the simplified one used by Juillet-Leclerc et al., because locally (in some boxes) the term $P+R-E$ can be comparable to Q.

We use monthly GISS GCM fluxes corresponding to the same area where water measurements have been performed, locations covering the northern part of the Indian ocean from the Equator.

In some coastal boxes, we prescribed an annual mean continental runoff R estimated with the drainage scheme of Miller et al. (1994). More details concerning this simulation can be found in previous section. We alternatively computed the surface composition without continental runoff ($R=0$ in every grid box). Annually averaged results of these model experiments are plotted in Figures III.20a and III.20b. These two calculations give different values (different points between both figures) only for the coastal boxes including runoff, since there is no horizontal mixing between boxes : adding a runoff flux in some boxes does not influence the other ones.

In the Arabian Sea, the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship without runoff is different only by 20% (slope and intercept) from the observed one, with a small difference with runoff. On the contrary, a contrasted relationship is modelled in the Bay of Bengal with a slope of 0.35 significantly higher than the observed one (0.18). When adding a runoff flux in some boxes, the points representing these boxes do plot along the observed relationship, with a smaller slope. Thus the whole ensemble of boxes (with and without runoff) presents a low regression coefficient ($R=.87$).

This model enables investigation of the seasonal stability of these $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationships, when both $\delta^{18}\text{O}$ and salinity vary. Without runoff which has no seasonal variation in the model, this relationship is better defined by excluding summer months. When averaging the slopes and intercepts of the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship only over months with a correlation coefficient R higher than 0.8, the mean slope is $0.33(\pm 0.06)$ and the mean intercept - $11.3(\pm 2.0)$ for the Bay of Bengal, and $0.26(\pm 0.05)$ and $-8.7(\pm 1.9)$ for the Arabian Sea.

Therefore, except for few months when the correlation is barely significant, $\delta^{18}\text{O}$ and salinity seem to covary so that their relationship holds through the year.

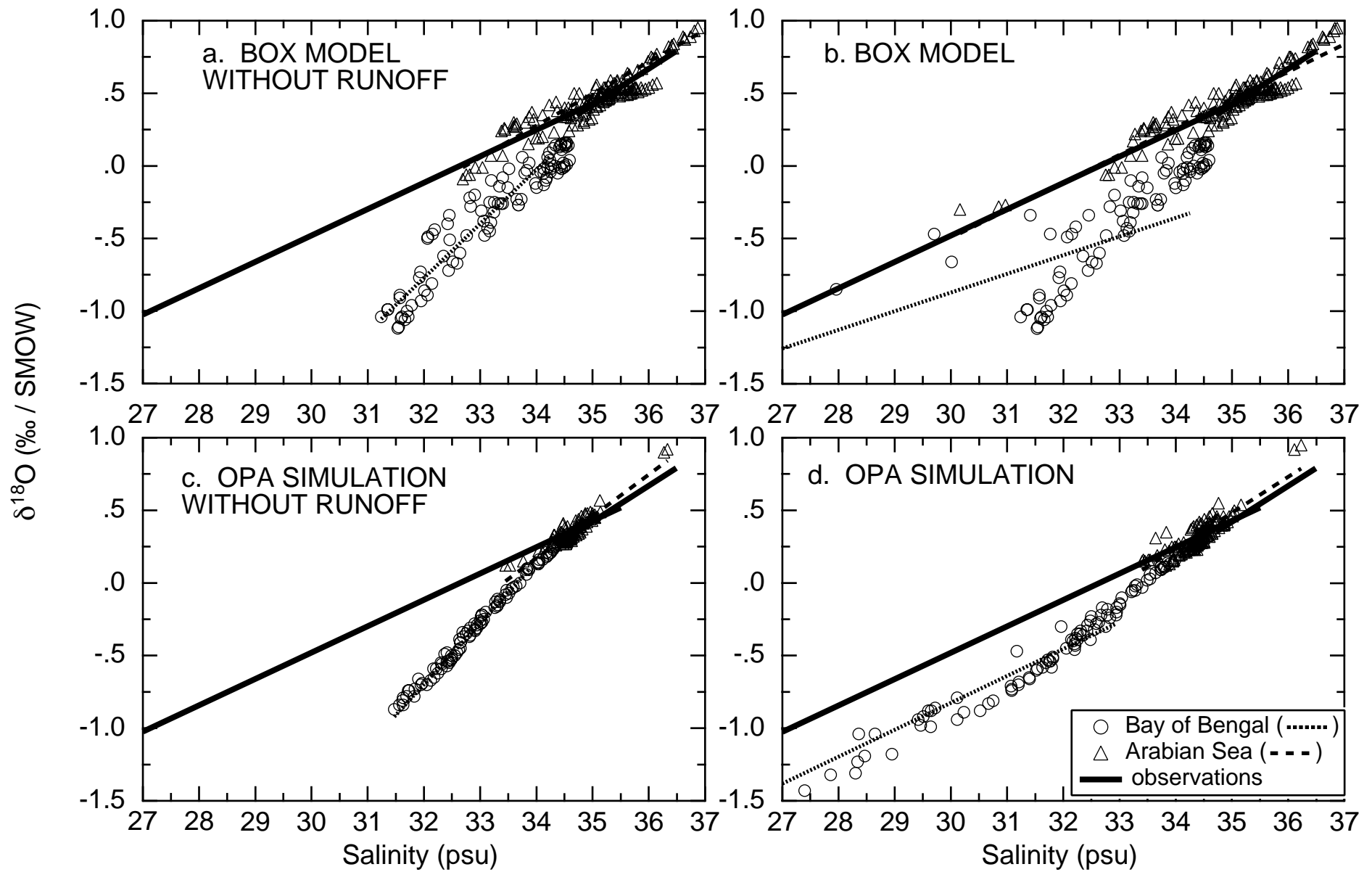
Thus with a box model we first achieve, at least qualitatively, to reproduce the observed relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and salinity; and secondly infer a strong impact of the runoff in the Bay of Bengal by contrast to the Arabian Sea.

General circulation model

Since such a box model does not include any oceanic horizontal mixing, we simulate a more realistic oceanic field by implementing the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopic ratio in an oceanic GCM. A complete description of this global simulation can be found in the previous section. Briefly, we prescribe the GISS GCM isotopic fluxes to a tracer version of the LODYC (Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Paris) OPA oceanic GCM. The water $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio is then advected by the model like a passive tracer. The spatial resolution is about $4^\circ \times 1^\circ$ (longitude x latitude) in this region. A fine vertical resolution (10 levels in the first 100 meters) and a parameterisation of the vertical diffusivity through the turbulent kinetic energy (TKE scheme) allow for a precise description of the atmosphere-sea exchange. The simulation starts with an homogeneous ocean, and lasted 2200 years. We also simulate a 'salinity' tracer, passive as well, consistent with the water fluxes prescribed from the GISS GCM. This tracer is used for correlating with the $\delta^{18}\text{O}$. Furthermore we test the sensitivity of the $\delta^{18}\text{O}$ -salinity relationship to the runoff by cutting off the continental discharge selectively in the northern Indian ocean during 60 years.

Figure III.21 presents the spatial distribution of the simulated $\delta^{18}\text{O}$, with runoff as well as the difference to without runoff. The simulated salinity distribution displays the same pattern. Compared to the reconstructed Holocene $\delta^{18}\text{O}$ from core-top carbonates (Duplessy, 1982, fig.3), simulated gradients correspond well in the Bay of Bengal, but are too low in the Arabian Sea. The highest $\delta^{18}\text{O}$ values are found in the Gulf of Oman (>0.6 permil), the lowest along the east side of the Bay of Bengal, due to both the runoff (Ganges, Brahmapoutra and Irrawadi) and the precipitation. Without runoff, the $\delta^{18}\text{O}$ increases everywhere, especially in the Bay of Bengal, up to 0.3 permil.

Figure III.20 (next page). $\delta^{18}\text{O}$ and salinity values simulated in each grid point (a-b) with the Craig 2-box model and (c-d) with the oceanic general circulation model OPA7. The same atmospheric forcing (i.e. precipitation, continental runoff and evaporation fluxes) is applied to both models. The simulations without runoff are presented by figures a and c; b and d include runoff. The linear regressions are also drawn and compared with the observed ones. The regression parameters and their standard error are indicated in Table III.3.



Figures III.20c and 20d present the simulated correlations in the Indian ocean without and with runoff. The scattering of the points is reduced compared to the simulation with the box model, it seems thus that the oceanic mixing improves the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity correlation. The range of $\delta^{18}\text{O}$ and salinity values is also decreased, which is expected by mixing the extrema. Without runoff, the relationships are similar to the ones with the box model. In the Bay of Bengal, the minima of both $\delta^{18}\text{O}$ and salinity are higher than in the real world, i.e. the dilution is less marked, and the correlation is quite different from the observed one: $\delta^{18}\text{O} = 0.40 * S - 13.6$ ($R=.99$). In the Arabian Sea, the observed $\delta^{18}\text{O}$ /salinity range is well simulated, the slope of relationship is slightly too high with $\delta^{18}\text{O} = 0.29 * S - 9.8$ ($R=.93$).

Adding runoff in both basins does not change significantly the Arabian Sea although the relationship ($\delta^{18}\text{O} = 0.27 * S - 8.9$, $R=.88$) is slightly closer to the observed one; but it greatly dilutes the Bay of Bengal (with $\delta^{18}\text{O}$ and salinity as low as -2 permil and 22) and lowers the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity slope closer to the observed value: $\delta^{18}\text{O} = 0.22 * S - 7.3$ ($R=.97$). This slope is different at the 99% level from the observed one, but not at the 95% one (Table 1). The intercept is significantly different from the observed one. In fact, since both slopes are not equal, the shift between both relationships depends of the salinity at which it is calculated. The uncertainty on this shift is lowest closest to the mean value of salinity measurements (33.27 for observations, 31.70 for OPA simulation). For $S=32.5$, this shift is 0.26 permil ($\pm.0001$).

The simulated relationship is even closer to the observed one when only the area northward of 8°N (tip of India) is considered: $\delta^{18}\text{O} = 0.19 * S - 6.4$, $R=.97$. The difference lies in the boxes which connect both basins and present an intermediate $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship.

III.4.5. Discussion.

Modern and past hydrology

These results show that runoff in the Bay of Bengal is essential not only for the water dilution but also for the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship, contrary to the Arabian Sea where only atmospheric fluxes are needed to match the observations. However a better understanding of the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship is needed if we want to predict it in the past. So far, studies focusing on this relationship are based on two assumptions. First, this relationship arises from a mixing line between two 'pure' end-members, an oceanic and a freshwater ones; secondly, the freshwater component consists of continental runoff. This latter assumption probably originates in the depleted characteristics of the observed relationship intercept, readily related to the depleted runoff especially in high latitudes (eg Fairbanks, 1982). Given these assumptions, estimation of past runoff characteristics has been proposed to predict a past $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship (Rohling and Bigg, 1998, Schäfer-Neth, 1998). However, as stressed by Craig and Gordon (1965), the latter assumption concerning the freshwater end-member is generally not valid.

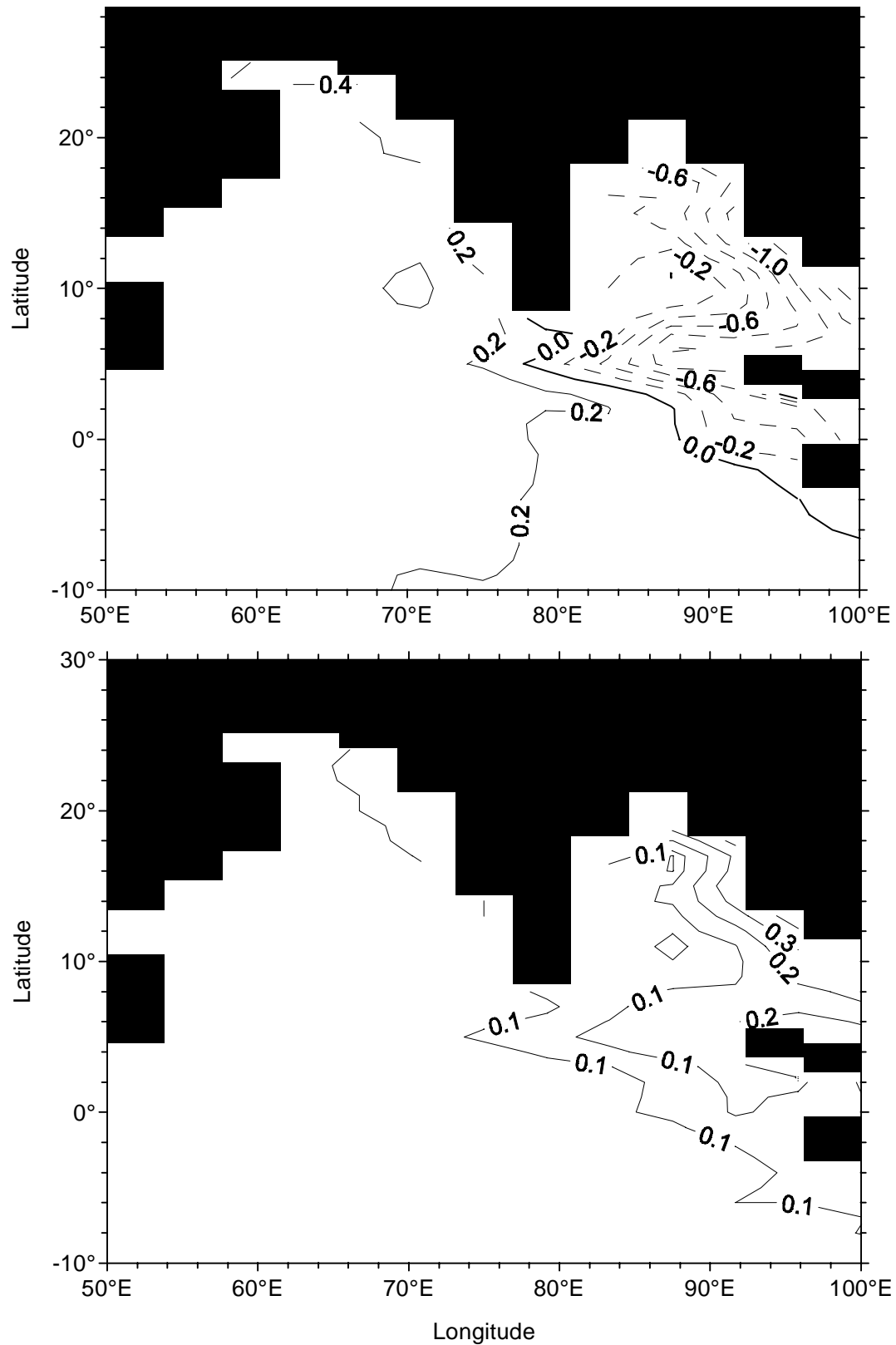


Figure III.21. Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ simulated in the northern Indian ocean. Top: simulation with runoff. Bottom: difference between without and with runoff simulation.

The 2-box model approximation allows to estimate the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship as:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\delta_0 - I}{S_0 - 0} * S + I \quad (3)$$

where I being the intercept in the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity diagram corresponds to the isotopic composition of the freshwater end-member, actually a combination of all atmospheric fluxes:

$$I = \frac{P * \delta P + R * \delta R - E * \delta E}{P + R - E} \quad (4).$$

The negative sign for E is due to the fact that the evaporation enriches the surface, contrary to P and R. Of course such a box-model is far from the real world, but the present study shows it is indeed a good approximation of it. Equation 3 shows that the ‘pure’ oceanic end-member corresponds to waters below the mixing layer, which buffer the atmospheric forcing. The ‘pure’ freshwater end-member consists in all atmospheric terms including the evaporation (Equation 4). Consequently, the intercept I is generally different from δR since in the open ocean the dilution effect R from the continental runoff is not significant compared to P-E. The same holds true for $R \cdot \delta R$ compared to $P \cdot \delta P - E \cdot \delta E$ (see discussion by Craig and Gordon, 1965). For the whole open oceanic surface, the following mean values: $\delta E = -4$ permil and $\delta P = -2.5$ permil (since δR is more depleted), $E = 1$ m/yr and $P = 0.9$ m/yr, leads to an intercept $I = -17.5$ permil, quite comparable to the observed one from the global GEOSECS measurements.

By contrast, along a coast where the runoff dilution R may be important compared to P-E, the intercept I would be closer to δR . This extreme case has been realistically simulated in the Bay of Bengal, as schematized in Figure III.22. Note that $\delta^{18}\text{O}$ and salinity values higher than δ_0 and S_0 are predicted by the model ($P+R-E < 0$ leads to $S > S_0$ from Equation 1). Without continental runoff, a low intercept I (-13.4 permil) defines a high $\delta^{18}\text{O}$ - salinity slope (0.39). Adding the continental runoff R increases the intercept I (which decreases the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity slope), as simulated with both the box and global models. Quantitatively, a runoff approximately equivalent to the precipitation is required in order to get a slope and a intercept similar to the observed ones. This required runoff flux (10 mm/day) represents a dilution of the total runoff ($2300 \text{ km}^3/\text{year}$ prescribed in the models, 0.07 Sv) spread over half the Bay of Bengal ($\sim 10^6 \text{ km}^2$). In the Arabian Sea, adding the runoff only slightly lowers the slope (from 0.29 to 0.27 with the GCM) because the dilution effect is not significant compared to P-E.

The schematic diagram of Figure III.22a stresses the difference between the intercept I and the runoff δR with the box model. The same difference holds true with the GCM. Both in the Bay of Bengal and in the Arabian Sea the prescribed runoff isotopic compositions are rather homogeneous, due to the low spatial resolution of the GISS model. Both basins receive a runoff with a weighted average composition around -4.5 permil, and a limited scatter between the rivers ranging from -4 to -5 permil. This runoff composition is significantly different from the intercepts I of -7.3 permil in the Bay of Bengal and -8.9 permil in the Arabian Sea simulated with the GCM (cf Table III.3).

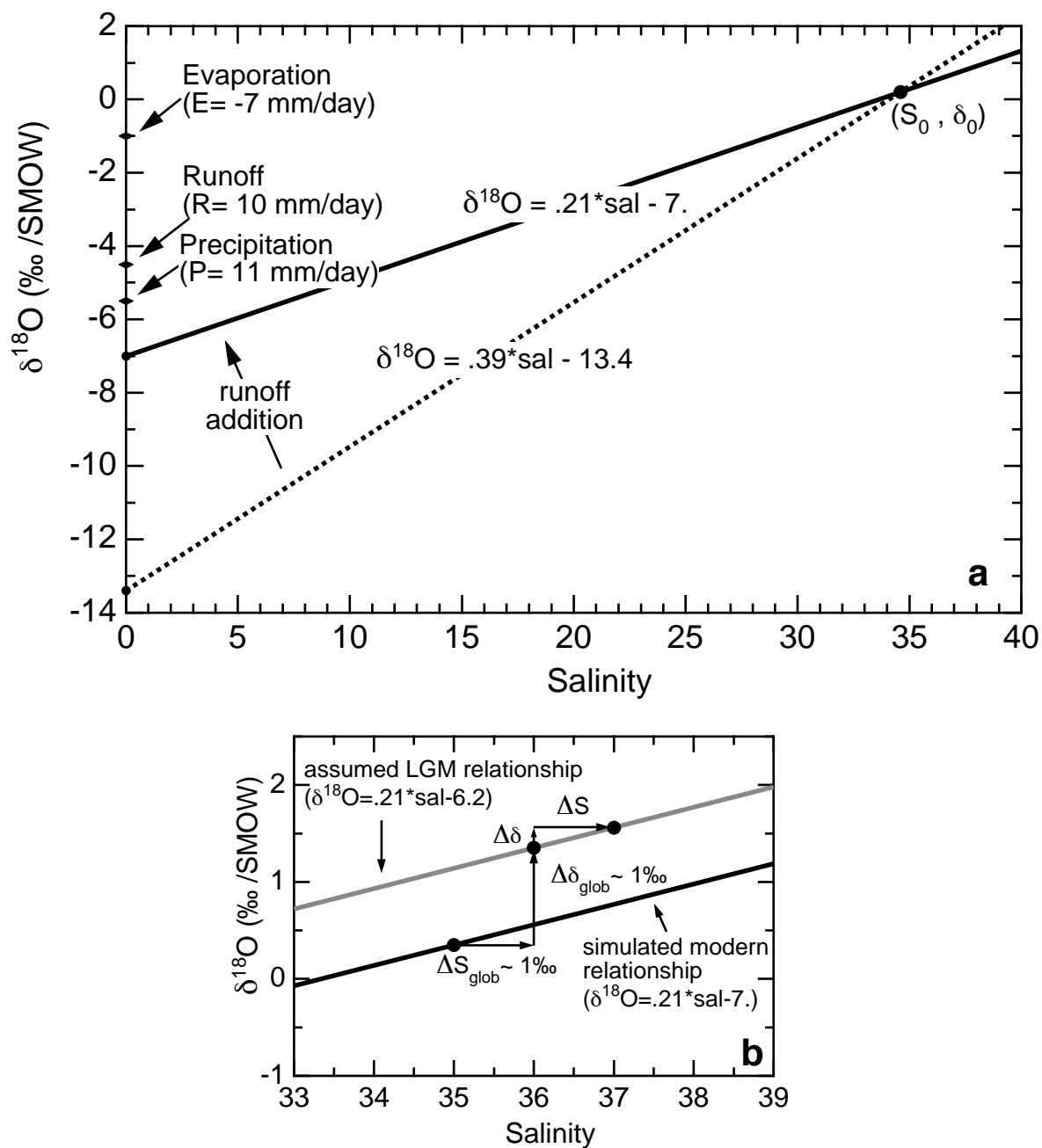


Figure III.22. Schematic diagrams of the present-day $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship for the Bay of Bengal, based on the box model concept as a mixing line determined by the 'pure' end-members, an oceanic and a freshwater ones. **a.** The freshwater source derives from the combination of the precipitation and evaporation isotopic fluxes (stippled line). Addition of the runoff (full line) has an important effect on this source composition and thus on the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity slope. Atmospheric fluxes are derived from the GISS GCM. The 'pure' oceanic source comes from the study of Juillet-Leclerc et al (1997).

b. Implicit relationship for the Last Glacial Maximum when using the modern spatial slope instead of the temporal one: the local ΔS and $\Delta\delta$ variations are assumed to follow the modern spatial relationship.

In the real world, these water and isotopic fluxes may be somewhat different. Runoff composition can be estimated from the few available measurements. In the Bay of Bengal, the Ganges-Brahmaputra complex shows a seasonal variation between -6 permil in winter and -10 permil after the monsoon season, with an annual weighted average around -9 ± 1 permil (Ramesh and Sarin, 1992; C. France-Lanord (CRPG, France), pers. com. 1997). This depletion associated with the monsoon is due to the contribution of the Himalayan part of the drainage basin which receives depleted water moisture, as well as to the so-called 'amount effect' i.e. a correlation between precipitation amount and isotopic depletion (Dansgaard, 1964). In the Arabian Sea, the only reported runoff composition is from Mook (1982), cited by Rohling and Bigg (1998), showing depleted values between -11.5 and -9 permil.

Observations of the isotopic content of precipitation have been compiled by the GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) program of the IAEA/WMO (World Meteorological Organization) (IAEA, 1969-1983). Precipitation over the Bay of Bengal shows an annual value around -4.5 permil, with a weak seasonal deviation (± 1 permil), and is slightly enriched over the Arabian Sea (-3.5 permil annually, ± 1 permil) (R. Mathieu et al., 'Isotopes in precipitation : a global view', Univ. of Colorado, manuscript in preparation, 1999). Observed isotopic content of evaporation is not attainable since it would require, among others, the isotopic content of the vapour in the boundary layer.

Thus the water and isotopic fluxes derived from the GISS model and prescribed to the oceanic models, as well as the ones used in Figure III.22, are somewhat different from the real ones: water fluxes (P, E and R) seem too large (cf part 2. for the observed fluxes) and their isotopic content is too enriched (δR) or too depleted (δP). However the simulation of realistic $\delta^{18}\text{O}$ values as well as $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship confirms that the consistency of these fluxes is more important than their absolute values. Indeed, the first-order consistency of these fluxes simulated by the atmospheric GCM is good enough to adequately drive the ocean surface composition. But this is far from perfect, as stressed for instance by the shift between observed and simulated intercepts in the Bay of Bengal.

Consequence of climatic change

As the box model is capable of capturing the basic patterns of the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship for the modern climate, we try to estimate possible climatic change of this relationship. We apply the GISS model atmospheric fluxes simulated with Last Glacial Maximum (LGM) boundary conditions (Jouzel et al., 1994) to the box model. In both basins, the simulated evaporation and precipitation water fluxes decrease, especially the precipitation in the Bay of Bengal due to a drop of the monsoonal intensity.

In the Arabian Sea, the LGM slope is close to the modern observed one, and slightly higher than the modern simulated one (cf Table III.3). In the Bay of Bengal, the slope is comparable to the modern one without runoff. However, in this latter basin, the isotopic fluxes $-E \cdot \delta E$ and $P \cdot \delta P$ compensate each other, thus the global intercept I could strongly depend on the

runoff composition. The LGM runoff composition is unlikely to be very different from the present one : simulated changes (Jouzel et al., 1994) in the precipitation composition over the Indian drainage basin are small and in opposite directions: a decrease of $\delta^{18}\text{O}$ over the colder Himalayan region balances an increase of $\delta^{18}\text{O}$ over the former monsoonal region due to the precipitation decrease. Thus assuming a global intercept I_{LGM} between -4 and -5 permil, the slope of the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship would have been between 0.15 and 0.20, even accounting for the $\delta^{18}\text{O}$ and salinity enrichments of the ‘pure’ oceanic end-member (by 1 permil). If so, the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity slope would have changed very little between present-day (slope of 0.21, cf Figure III.22a) and glacial climates.

Spatial vs temporal slopes

That the slope may hold under LGM climate is not sufficient for reconstructing paleosalinity . Instead of the spatial slope, a temporal slope must be used, i.e. the slope relating the time variations of $\delta^{18}\text{O}$ and salinity. Figure III.22b illustrates this difference. We denote $\Delta\delta_{\text{glob}}$ and ΔS_{glob} the global variations of $\delta^{18}\text{O}$ and salinity due to the ice cap volume, both close to +1‰ for the present-day to LGM variations (the actual values are not important for the diagram). This oceanic enrichment shifts the present-day linear relationship onto a parallel line. The intercept I is increased, not by $\Delta\delta_{\text{glob}}$ alone but actually by $\Delta\delta_{\text{glob}} - a*\Delta S_{\text{glob}}$, with a the slope of the relationship (thus the increase is about 0.8 ‰ on Figure III.22b). The residuals $\Delta\delta$ and ΔS between these global homogeneous variations and the actual ones ($\Delta\delta = \delta^{18}\text{O}_{\text{LGM}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{modern}} - \Delta\delta_{\text{glob}}$ and $\Delta S = S_{\text{LGM}} - S_{\text{modern}} - \Delta S_{\text{glob}}$) are due to local hydrological and/or oceanic circulation changes. When used to reconstruct past salinity variations, these residuals are supposed to be related by the present-day spatial slope a , that is $\Delta S = \Delta\delta/a$. If not true, i.e. if the temporal slope relating $\Delta\delta$ and ΔS is not equal to a or not constant over the basin, the slope of the LGM relationship would be different to a and the intercept different to $I + \Delta\delta_{\text{glob}} - a*\Delta S_{\text{glob}}$. Indeed reconstruction discussed above predicts an intercept higher than the assumed one (-6.2‰, Figure III.22b). Given the different spatial slope a' due to this difference of intercept, Equation 3 allows calculation of the deviation ε to the assumed salinity variation $\Delta S = \Delta\delta/a$:

$$\varepsilon = \frac{a - a'}{a * a'} * (\delta_{\text{modern}} - \delta_0 + \Delta\delta)$$

Using the values simulated by the box model and discussed above ($a=0.21$, $a'=0.15$ to 0.20 , $\delta_0=0.2‰$), and for typical δ_{modern} values around $0.2‰$ (Figure III.19), a local variation of $\Delta\delta = 0.3‰$ would imply a local salinity variation $\Delta S = \Delta\delta/a = 1.45‰$, under-estimated by $\varepsilon = 0.6$ to $0.1‰$ (depending on the I_{LGM} value).

An estimation of the uncertainty due to the complete inference procedure can be found in Schmidt (1999).

III.4.6 Conclusion.

We have shown that a box model somehow reproduces the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationships in the Arabian Sea and the Bay of Bengal, i.e. that atmospheric isotopic fluxes derived from an atmospheric GCM are sufficient to drive the differences between both basins. Advection of these tracers by an oceanic GCM improves the relationships, mostly in the Bay of Bengal where dilution by the continental runoff is crucial. This underlines the role of the oceanic advection in setting both the $\delta^{18}\text{O}$ and salinity values and their relationship.

Combining the box model with atmospheric fluxes simulated for the LGM climate shows some possible change in the intercept of the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship, but a limited one in the slope of this relationship. This would make the spatial relationship different from the temporal one, with important consequence for the salinity reconstruction. But the effect of any circulation change is not taken into account in these calculations, so that a GCM simulation of glacial $\delta^{18}\text{O}$ and salinity fields would be the only way to decipher the past variations of these tracers.

III.5. Tentative de modélisation pour le dernier maximum glaciaire.

Simuler la distribution isotopique ainsi que la relation avec la salinité pour un climat passé comme le dernier maximum glaciaire est très attractif. En effet, le but 'ultime' de la compréhension de cette distribution est une meilleure interprétation des enregistrements isotopiques marins, sur des échelles allant de la centaine d'années avec les coraux à plusieurs millions avec les sédiments. La modélisation, en décrivant les conditions passées, peut permettre une telle amélioration. Pour un climat très différent comme le dernier maximum glaciaire, les circulations tant atmosphérique qu'océanique ont pu contribuer à modifier la distribution isotopique. Ainsi, le transport atmosphérique semble à cette époque plus intense, avec des conditions plus sèches, et probablement une évaporation plus forte au moins dans les zones tropicales à subtropicales (Miller et Russell, 1990). La circulation océanique semble s'étendre moins en hautes latitudes, notamment dans l'Atlantique nord, mais sa 'vigueur' n'était peut-être pas moins forte qu'aujourd'hui. La représentation que l'on a de ce climat est donc celle d'un transfert d'énergie, à partir de la zone intertropicale, restreint aux plus basses latitudes mais probablement pas moins intense, si ce n'est plus à cause du gradient méridional de température plus fort. Intuitivement, la distribution isotopique devait être aussi plus 'condensée' spatialement, avec des tropiques plus enrichies et des hautes latitudes plus appauvries. En terme de relation isotope-salinité, la différence de pente entre les basses (pente faible) et les hautes latitudes (pente forte) devait être aussi plus marquée. Préciser ces variations spatiales, notamment des zones de fort gradient qui ont pu biaiser l'interprétation des enregistrements isotopiques, est un des objectifs de la modélisation.

L'approche utilisée pour notre simulation permet son application à d'autres climats, à condition de pouvoir combiner une circulation océanique et des flux atmosphériques ad hoc. Pour le dernier maximum glaciaire, une estimation de ces flux a été calculée par le modèle du GISS (Jouzel et al., 1994). Une circulation glaciaire a été par ailleurs mise au point au LSCE, par Laurence Fleury et Olivier Marti. Malheureusement, la circulation océanique moderne qui a servi de contrôle est différente de celle utilisée jusque là (il s'agit de la version 'db' et non 'dm'). Une nouvelle simulation a donc été nécessaire en conditions modernes, de façon identique à celle décrite ci-dessus. Cette simulation, à la différence de la première, a 'divergé' isotopiquement, l'Atlantique central s'enrichissant de plus en plus pour atteindre des valeurs inacceptables (+3‰ !). L'examen de ce bassin a montré que cet enrichissement est probablement issu du déversement d'eau méditerranéenne, vers 700 à 1000m de fond, eau qui ne serait pas assez mélangée et diluée par la circulation. De façon intéressante, un problème similaire a été rencontré par Guillaume Roulet, au LODYC, qui a étudié les conséquences d'un forçage du modèle OPA par les seuls flux hydrologiques (E-P). Il est vraiment regrettable que cette expérience, facile a priori, ait échoué à ce stade. Il reste que les flux atmosphériques pour les deux climats ont été calculés, et que des solutions de 'bricolage' existent peut-être (fermer la Méditerranée ...).

III.6. Conclusion.

Cette simulation globale a été étudiée comme celle d'un état moyen de l'océan, proche de l'équilibre. Ce sont les conditions même de l'existence de cet état qui ont été envisagées. Par l'importance de la circulation océanique horizontale pour la distribution isotopique ainsi que la relation isotope-salinité, ces conditions montrent les limites du modèle en boîte équilibré par un mélange vertical, qui reste tout de même valable en moyenne zonale, c'est-à-dire au premier ordre. Même si la simulation globale indique que l'équilibre des flux atmosphériques est réalisé par la diffusion du modèle, principalement verticale (Figure III.16), il ne faut pas oublier que cette diffusion représente toute la part du transport océanique non résolue explicitement par le modèle, et pas seulement le mélange vertical.

Malgré la faible résolution spatiale du forçage atmosphérique, sa structure est apparue suffisante pour mener des études à l'échelle régionale. Ainsi en est-il du contraste entre les bassins est et ouest de l'océan indien. Une autre étude en cours, menée par Anne Juillet-Leclerc au LSCE, montre que la prise en compte de la composition isotopique de l'eau (issue de notre simulation) suffit à expliquer, en grande partie, 'l'effet vital' attribué aux coraux, c'est-à-dire le déséquilibre de leur fractionnement. En effet la correction de la composition isotopique des coraux par celle de l'eau permet d'obtenir une relation avec la température statistiquement similaire à la relation thermodynamique.

La saisonnalité de la teneur de l'eau n'a pas été vraiment étudiée. En fait elle s'est avérée très réduite en amplitude. De plus, l'intérêt porté à cette variabilité est particulièrement vif dans la zone intertropicale, à cause des coraux, zone où les variations sont parmi les plus faibles et

donc les plus bruitées dans le modèle. Néanmoins une étude plus statistique de la variabilité de la surface est envisageable, à différentes échelles de temps. Un forçage de cette surface, proche de l'équilibre, par des flux atmosphériques emprunts d'une variabilité interannuelle pourrait ainsi permettre de reconstituer un enregistrement marqué par le phénomène ENSO, et de le comparer à ceux des coraux.

L'utilisation de l'oxygène 18 comme traceur de la circulation océanique manque aussi, de façon rigoureuse. Cela est dû à plusieurs facteurs. Le manque de connaissances océanographiques. Le fait que les valeurs des teneurs isotopiques simulées sont relatives au bilan global des flux atmosphériques : comme ce bilan n'est pas exactement nul, la moyenne à l'équilibre de l'océan global n'est pas forcément égale à la moyenne réelle, ce qui doit décaler toutes les valeurs en conséquence. De ce point de vue, les simulations prescrivant des observations (Wadley et Bigg, 2000, Paul et al., 1999) et non des flux sont probablement plus 'justes' c'est-à-dire susceptibles de fournir des valeurs comparables aux observations. Wadley et Bigg (2000) concluent au potentiel de l'oxygène 18 à pouvoir fournir des informations 'orthogonales' aux autres traceurs classiques. L'un des résultats de notre étude est que la composition des eaux profondes dans l'hémisphère sud n'est similaire à aucune eau de surface, c'est-à-dire que dans un diagramme isotope-salinité elle n'appartient pas à la 'séquence principale', de façon similaire à ce qui est observé. Cette caractéristique est interprétée classiquement par l'effet de la glace de mer, qui n'existe pas dans notre forçage atmosphérique. Ceci accrédite donc une autre explication par le mélange entre plusieurs masses d'eau (Toggweiler et Samuels, 1995), notamment celle très appauvrie de fusion de la calotte antarctique, qui existe bien dans notre simulation.

La priorité de cette modélisation océanique reste la simulation en conditions glaciaires, afin de pouvoir comparer les distributions isotopiques et l'effet de la circulation. Ce 'bruit' climatique a été interprété régionalement, comme dans l'océan indien où il est lié à des variations d'intensité de la mousson (Duplessy, 1982), ou l'Atlantique nord lié au déplacement de la dérive nord-atlantique (Duplessy et al., 1991). Mais de telles interprétations sont toujours délicates à cause de l'incertitude sur les variations de température et de composition globale de l'océan.

Si la convergence vers une circulation à l'équilibre n'est finalement pas si triviale (et a empêché la simulation glaciaire !), une étude transitoire est aussi envisageable. La dispersion via la 'circulation globale' (autant qu'elle existe) d'anomalie isotopique comme celle liée à la fonte des calottes glaciaires est un phénomène dont les modalités et la vitesse sont discutés. Ainsi Lehman et al. (1993) proposent un effet 'chasse d'eau' entraînant une lentille appauvrie de surface, tandis que Dokken et Jansen (1999) observent le maintien d'une certaine activité convective. La voie même empruntée par cette anomalie isotopique est discutée, puisque Anderson et Thunell (1993) avancent que la rapidité de sa dispersion n'a été possible que via l'atmosphère.

Il reste donc beaucoup à explorer dans ce domaine océanique, ne serait-ce qu'à partir de notre simulation. Pour l'atmosphère, cette distribution isotopique en surface de l'océan constitue une nouvelle condition limite par rapport à la surface homogène prescrite traditionnellement. Cette homogénéité est appliquée à cause du faible impact des variations spatiales océaniques ($\pm 1\text{‰}$ pour l'oxygène 18) sur la composition des précipitations (-50‰ en Antarctique). De plus l'effet de ces variations spatiales doit diminuer aux hautes latitudes, par compensation entre la signature plus enrichie des basses latitudes et celle plus appauvrie des hautes latitudes. Pour un paramètre isotopique de second ordre comme l'excès en deutérium, cette compensation n'est pas aussi évidente. On va voir que ces variations isotopiques influencent cet excès de manière importante, parallèlement aux variations de la température de l'océan.

PARTIE 4

INFLUENCE DES CONDITIONS OCEANIQUES SUR L'EXCES EN DEUTERIUM EN ANTARCTIQUE.

L'océan, par son rôle important dans le système climatique, contrôle largement les teneurs isotopiques des précipitations antarctiques. Les deux premières parties ont essayé de montrer les aspects théoriques de ce contrôle, à l'aide de la modélisation. Les modèles simples et complexes indiquent que ces teneurs dépendent au premier ordre de 'l'épuisement' de la vapeur depuis son origine. Cet épuisement est lié à la différence entre la température d'évaporation et celle de précipitation. La température océanique, en premier lieu, est donc importante pour les isotopes. Sa répartition spatiale, son gradient méridien, module la contribution des différentes latitudes -des différentes températures- aux précipitations, via le transport atmosphérique. Le changement de ce gradient, lors de variations climatiques, agit donc sur leur teneur isotopique. Mais la simulation de conditions climatiques glaciaires montre une certaine compensation dans les variations de ces paramètres à l'exception de la température locale, particulièrement au centre de l'Antarctique.

Ce rôle important de l'océan sur la dynamique atmosphérique, et donc le fractionnement isotopique, est une vue typique d'atmosphéricien qui considère la surface océanique comme une condition limite figée. Pourtant, la partie précédente montre qu'un couplage fort existe entre atmosphère et océan, même pour les isotopes, puisque le cycle hydrologique de l'atmosphère est le principal responsable de la composition de la surface océanique (en isotope mais aussi, de façon moindre, en sel). En fait pour les isotopes de l'eau, considérer la surface océanique comme isotopiquement homogène n'induit pas un biais important sur la composition des précipitations, car les variations océaniques restent limitées ($\pm 1\%$ pour l'oxygène 18) par rapport à celles des précipitations (jusqu'à -50% en Antarctique).

Ces considérations montrent que les variations isotopiques archivées dans les glaces rendent bien compte des variations locales de la température. Mais les conditions à la source des précipitations ne sont pas complètement 'oubliées'. Ce lien entre isotope et température locale est en effet un lien de premier ordre, commun aux deux isotopes (H_2^{18}O et HDO) dont les

comportements sont très proches. Les variations de second ordre de ces isotopes, elles, rendent compte des conditions à la source, de façon amortie. L'excès en deutérium est une grandeur issue du second ordre, un écart des comportements parallèles de ces deux isotopes.

La modélisation simple et complexe montre en effet que cet excès en deutérium dépend en partie des conditions à la source. Johnsen et al. (1989), Petit et al. (1991), Ciais et al. (1995) (voir deuxième partie, II.1.5) ont utilisé la valeur de l'excès ainsi que sa phase par rapport aux isotopes pour estimer l'origine des précipitations polaires. Dans un premier paragraphe, nous allons voir quelles relations entre excès et source sont simulées par le modèle du GISS en Antarctique, dans le prolongement de ce qui a été fait par Armengaud et al. (1998) pour le Groenland.

Le second paragraphe montre que cet excès est aussi très sensible aux variations isotopiques de la surface océanique, à la différence de chacun des deux isotopes. Nous utiliserons les modèles simples et complexes pour estimer cette sensibilité.

IV.1. L'excès en deutérium et l'information climatique de la source.

Les bases du fractionnement isotopique ont été exposées dans la première partie (voir I.2.3 et l'Encart 1). Les observations comme la modélisation montrent notamment que les fractionnements du deutérium et de l'oxygène varient dans un rapport de 8 environ. La Figure IV.1 illustre cette relation pour les précipitations, relation qui a été dénommée 'droite des eaux météoriques' par Craig (1961).

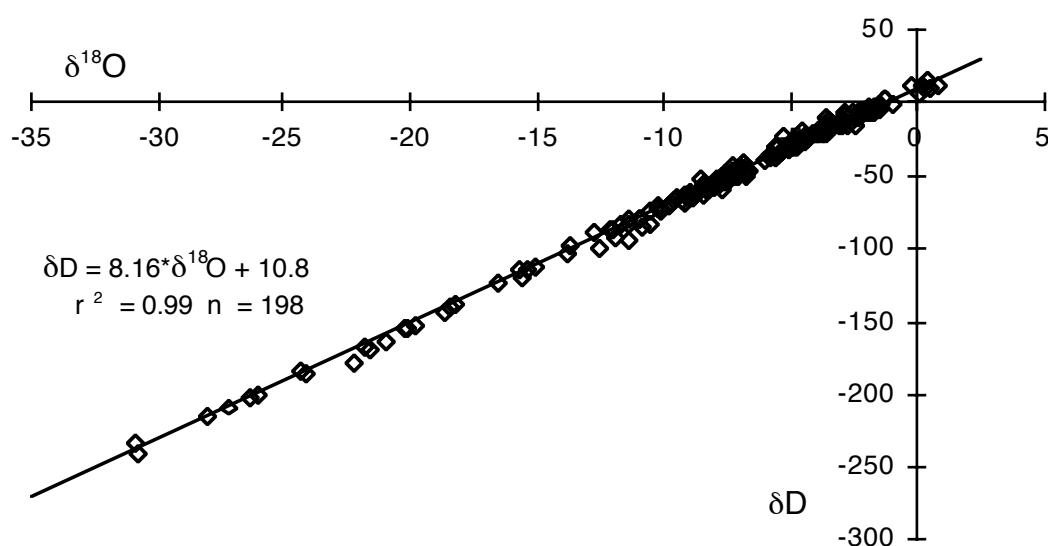


Figure IV.1. Relation statistique des deux isotopes dans les précipitations, 'droite des eaux météoriques'. Moyennes annuelles des stations du réseau IAEA (Rozanski et al., 1993). La droite $\delta\text{D}=8*\delta^{18}\text{O}+10$ est tracée pour comparaison.

La modélisation 'simple' montre que la pente de variation des teneurs isotopiques est contrôlée par le produit : $(\alpha_D - 1)/(\alpha_{18O} - 1) * (1 + \delta D)/(1 + \delta^{18}O)$, où α est le coefficient de fractionnement entre la vapeur et les précipitations (Merlivat et Jouzel, 1979, et voir Annexe B). Le second terme diminue avec la température: vers 10°C, $\delta D \sim -30\text{‰}$ et $\delta^{18}O \sim -5\text{‰}$ donnent un rapport $(1 + \delta D)/(1 + \delta^{18}O)$ de 0.98; alors que vers -20°C ($\delta D \sim -230\text{‰}$ et $\delta^{18}O \sim -30\text{‰}$) ce rapport n'est plus que de 0.79. Par hasard, l'augmentation concomitante du premier terme compense cette diminution. Le rapport des teneurs isotopiques, $\delta D/\delta^{18}O$, reste ainsi relativement constant (proche de 8) sur une grande plage de température. La relation entre isotope et température locale, le 'thermomètre isotopique' (voir section I.2.2 et Figure I.4), est donc similaire pour les deux isotopes (dans un rapport de 8). L'idée de Dansgaard (1964) est que cette relation avec la température locale relève du premier ordre, et que d'autres paramètres de second ordre sont accessibles par l'écart à cette similitude entre isotopes. Il a ainsi défini l'excès en deutérium, d , comme la déviation des teneurs isotopiques par rapport à la moyenne: $d = \delta D - 8 * \delta^{18}O$. Pour la majorité des précipitations, cet excès de 10 environ (Figure IV.1) provient des conditions de déséquilibre qui prévalent à l'évaporation. Dans ces conditions de gradient d'humidité, un effet cinétique accroît le fractionnement des deux isotopes, mais dans la même proportion (exactement de .88, et non plus de 8) à cause de diffusivités très proches (voir Encart I.1). Cet effet cinétique appauvrit moins la vapeur en deutérium qu'en oxygène 18, d'où un excès en deutérium (Figure IV.2).

IV.1.1. L'excès en deutérium à l'évaporation.

Il s'agit dans un premier temps d'étudier la composition de la vapeur à la 'source', par référence au modèle simple qui considère une masse initiale de vapeur, fractionnée ensuite par condensation. En fait on peut distinguer trois compositions isotopiques caractérisant la vapeur ou l'évaporation. La composition de la vapeur en équilibre avec la surface océanique, donc à saturation (Figure IV.2). Elle dépend uniquement de la température locale. La composition de la vapeur 's'échappant de la couche limite', c'est-à-dire le rapport entre les flux nets d'isotope et d'eau. Elle dépend du gradient d'humidité au dessus de la surface océanique. C'est celle qui est 'vue' par l'océan, et qui est donc utilisée pour définir le flux isotopique d'évaporation dans la simulation océanique (voir troisième partie, III.2.2). Enfin la composition telle qu'on pourrait la mesurer en prélevant la vapeur, qui dépend des deux compositions précédentes ainsi que du mélange atmosphérique de la vapeur. C'est cette dernière composition qui correspond au concept de 'composition initiale', et qui est discutée ici.

Les mesures d'excès dans la vapeur sont pratiquement inexistantes en dehors de celles publiées par Craig et Gordon (1965) pour le Pacifique tropical. Les valeurs sont comprises pour la plupart entre 10 et 15‰.

Merlivat et Jouzel (1979) ont proposé une estimation de cette teneur isotopique dans la vapeur, basée sur l'application locale de la fermeture des flux isotopiques d'évaporation et de

précipitation. La composition isotopique δ de la vapeur qui en dérive s'écrit:

$$\delta = \frac{1-k}{\alpha(1-kh)} - 1,$$

où α est le coefficient de fractionnement entre le liquide et la vapeur, h l'humidité relative en sommet de la couche limite, k un coefficient cinétique dépendant du régime du vent, pris en général égal à 6‰ pour l'oxygène 18. Cette hypothèse de 'fermeture des flux' n'est valable qu'à l'échelle globale, échelle pour laquelle les déséquilibres locaux sont moyennés par le transport atmosphérique. Même si son utilisation locale introduit donc un biais (Jouzel et Koster, 1996), elle permet d'estimer une sensibilité de l'excès aux paramètres physiques caractérisant la surface océanique, la température océanique T_e et l'humidité relative h (Merlivat et Jouzel, 1979, Johnsen et al., 1989). La Figure IV.3 (et son équivalent en échangeant T_e et h) permet d'estimer une sensibilité (grossière car les courbes ne sont pas exactement parallèles ni linéaires) à la température T_e et à l'humidité relative h :

$$\partial d / \partial T_e \approx .35 (\text{‰}/^\circ), \quad \partial d / \partial h \approx -.43 (\text{‰}/\%).$$

Ces valeurs ne sont pas exactes car les variables T_e et h ne sont pas indépendantes dans la nature (par exemple Peixoto et Oort, 1983). Une relation, physique ou empirique, entre T_e et h doit ainsi améliorer ces estimations. Malgré la forte dépendance de h à la température via la pression de vapeur saturante, une relation physique n'est pas triviale à cause du transport atmosphérique. Elle doit donc être empirique. Une telle relation étant assez mal documentée (Peixoto et Oort, 1996), on peut utiliser en première approximation la relation calculée par le modèle du GISS. En appliquant les valeurs conjointes de température et humidité prédites par ce modèle à la formule de Merlivat et Jouzel (1979), Jouzel et Koster (1996) estime les sensibilités suivantes (issues d'une régression multiple):

$$d = 0.598 * T_e - 0.381 * h + 25.5 \quad (r=.99).$$

Un modèle de circulation générale comme celui du GISS permet d'estimer cet excès, en offrant deux avantages par rapport aux estimations précédentes: d'une part l'hypothèse de fermeture n'est pas nécessaire puisque le transport de vapeur est explicitement calculée, d'autre part les paramètres température, humidité relative et excès sont cohérents entre eux (Figure IV.4). Le modèle du GISS permet d'estimer ainsi la relation annuelle entre ces paramètres:

$d = 0.43 * T_e - 0.22 * h + 22.7$ pour un climat moderne (simulation T001, $n=3642$), avec T_e en $^\circ\text{C}$ et h en $\%$,

$d = 0.43 * T_e - 0.28 * h + 26.9$ pour un climat glaciaire (reconstruction CLIMAP, simulation T003, $n=3162$),

ces régressions multiples ayant été calculées pour les points de grille ne contenant que de l'océan, avec les moyennes mensuelles sur 5 ans. Ces relations ont été calculées à la main, à partir des équations issues de la minimisation des dérivées partielles de d (F. Parrenin, communication personnelle, voir Annexe G). Les faibles différences entre les deux climats suggèrent que les conditions n'étaient pas assez différentes, au moins sur l'océan, pour

modifier la sensibilité de l'excès aux paramètres locaux. La différence de constante, 22.7‰ et 26.9‰, provient en partie de la variation océanique des teneurs isotopiques imposées dans la simulation glaciaire (+1.2‰ pour $\delta^{18}\text{O}$, +9.6‰ pour δD , dans un rapport de 8), comme le montre le paragraphe IV.2 suivant. Ces relations simulées sont très proches de celle calculée par Jouzel et Koster (1996) pour l'hiver austral avec le même modèle (pour un climat glaciaire équivalent à T003):

$$d = 0.380 \cdot \text{Te} - 0.238 \cdot h + 23.1 \quad (r=.89).$$

Par rapport aux sensibilités estimées sans tenir compte de la dépendance entre Te et h , c'est celle liée à h qui est la plus différente (presque d'un facteur 2 entre .43 et .22/.23).

L'utilisation de l'excès en deutérium repose sur le fait qu'il est peu modifié lors du fractionnement des isotopes qui accompagne la formation des précipitations.

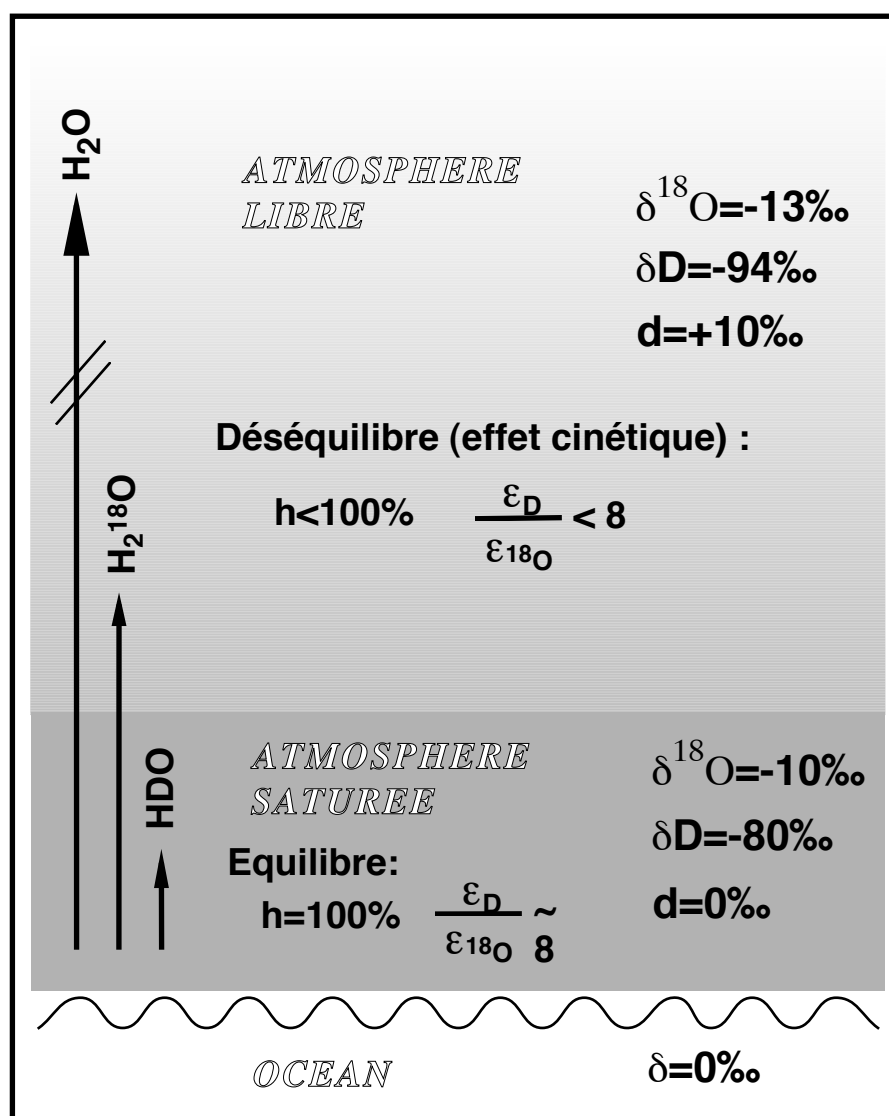


Figure IV.2. Création de l'excès en deutérium lors de l'évaporation, par effet cinétique. Le fractionnement effectif (équilibre plus cinétique) $\epsilon = \alpha - 1$ des deux isotopes change de rapport selon les conditions, créant un excès de 10‰ environ, conservé dans les précipitations (Figure IV.1).

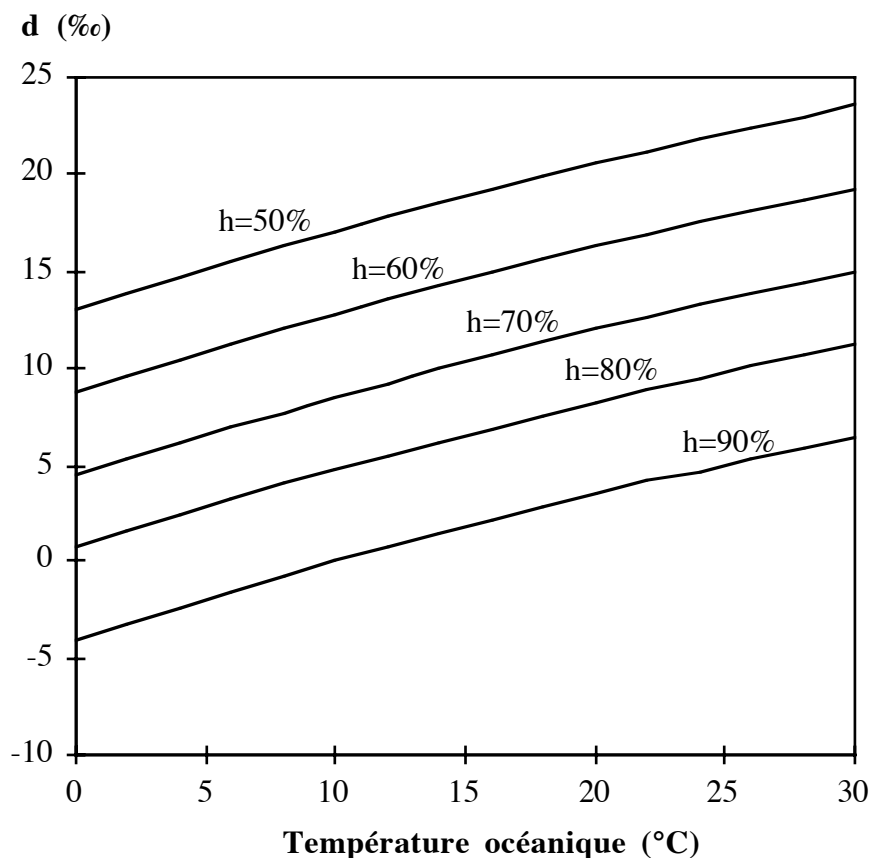


Figure IV.3. Relations dans la vapeur entre l'excès en deutérium (d) et les deux paramètres physiques pris en compte dans le modèle de flux de Merlivat et Jouzel (1979), la température océanique et l'humidité relative (h). Le coefficient cinétique de fractionnement est pris égal à $k^{18}O=6‰$.

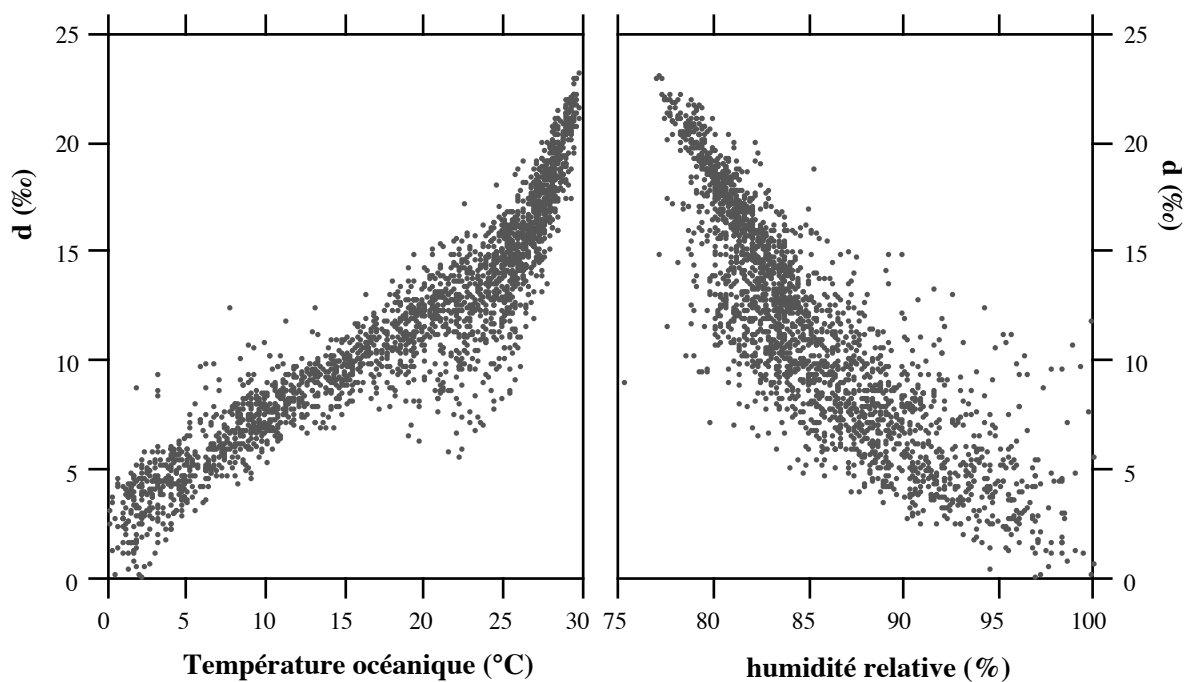


Figure IV.4. Corrélations entre l'excès en deutérium dans la vapeur, la température océanique (à gauche), et l'humidité relative (à droite), calculés par le modèle du GISS pour un climat moderne (moyennes mensuelles sur 5 ans).

IV.1.2. L'excès en deutérium dans les précipitations. Le cas de l'Antarctique.

Les mesures dans les précipitations, des basses aux hautes latitudes, montrent (Figure IV.1) que l'excès en deutérium acquis lors de l'évaporation ($\sim 10\text{‰}$) est conservé dans les précipitations, malgré le fractionnement de la vapeur. Cette conservation provient de deux facteurs: d'une part de la prévalence de condensation à l'équilibre isotopique, d'autre part de la constance de la pente $\delta D/\delta^{18}O$.

Cette constance n'est plus observée pour des températures très basses, inférieures à -20°C environ, caractéristiques du plateau antarctique. Le ratio des teneurs isotopiques $(1+\delta D)/(1+\delta^{18}O)$ diminue trop fortement par rapport à l'augmentation du terme $(\alpha_D-1)/(\alpha_{18O}-1)$, à cause de l'épuisement poussé des masses de vapeur (Figure I.5). La pente $\delta D/\delta^{18}O$ diminue, et augmente l'excès en deutérium (Figure IV.5).

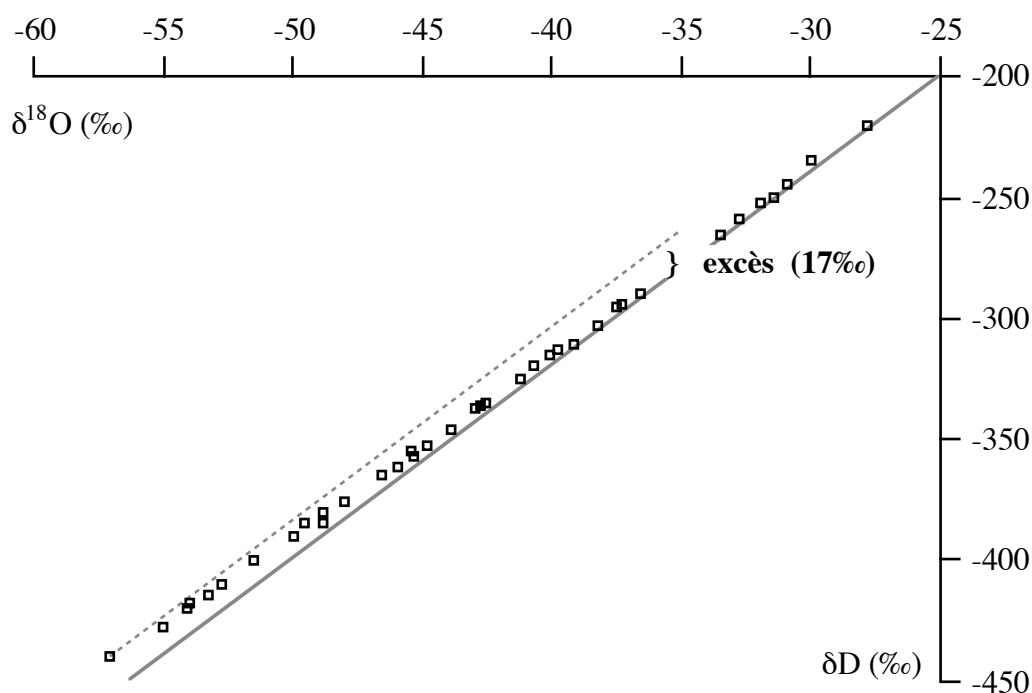


Figure IV.5. Augmentation de l'excès en deutérium des précipitations antarctiques, due à la diminution de la pente $\delta D/\delta^{18}O$. Les carrés représentent les mesures de composition isotopique de neige de surface en Antarctique, compilées par Petit et al. (1991). Graphiquement, l'excès correspond à l'ordonnée à l'origine de la droite passant par le point considéré, de pente 8. La droite $\delta D=8*\delta^{18}O$ (d'excès 0) est portée en grisé pour comparaison.

Un modèle isotopique simple qui condense une phase solide en équilibre avec la vapeur produit un excès beaucoup trop élevé par rapport aux observations (Figure IV.6). Jouzel et Merlivat (1984) ont montré qu'un effet cinétique dû à la sursaturation de la vapeur explique les

valeurs d'excès observées. Ils ont introduit un facteur de fractionnement α_k qui prend en compte cet effet cinétique. Ce facteur dépend fortement de la sursaturation imposée. Ces mêmes auteurs ont proposé une paramétrisation simple de cette sursaturation comme fonction linéaire de la température (Figure IV.6).

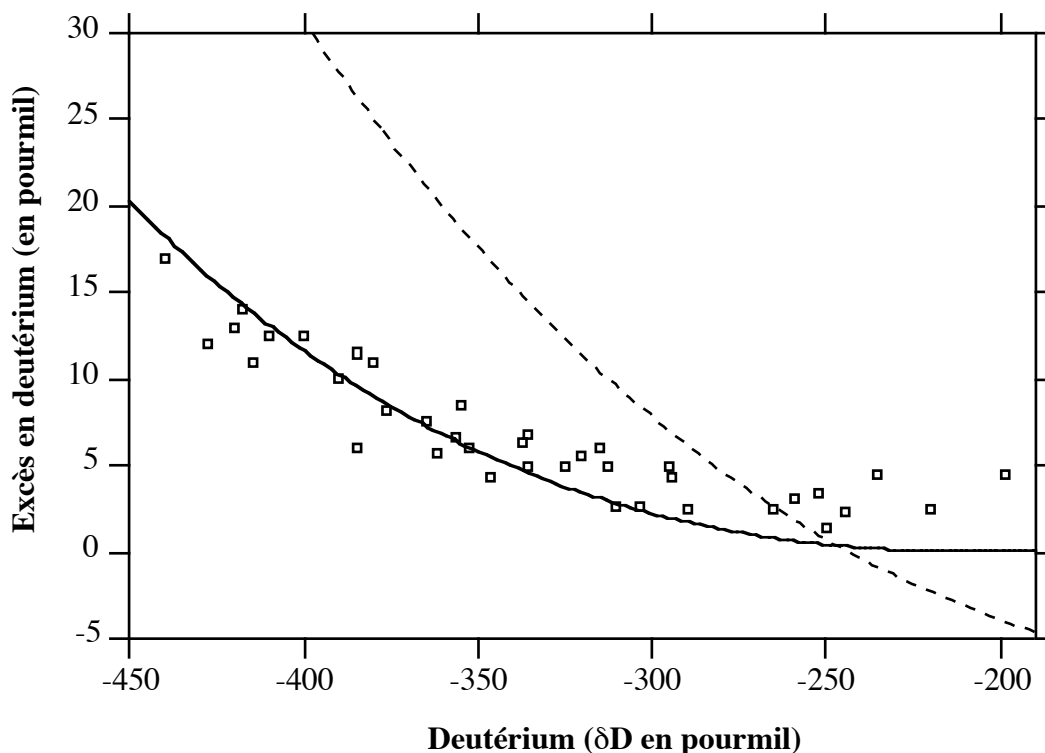


Figure IV.6. Mesures de la composition isotopique de la neige de surface en Antarctique, pour des sites côtiers et continentaux (carrés, compilation de Petit et al., 1991). L'excès en deutérium augmente lorsque la température (le deutérium) décroît. Les courbes sont les résultats de simulations avec un modèle simple, pour une source située à 40°S environ, en utilisant une distillation de Rayleigh (toute la phase condensée précipite). Courbe en tirets: distillation à l'équilibre isotopique. Courbe pleine: distillation avec effet cinétique (la sursaturation S_i est paramétrisée selon la température de condensation θ , en °C, $S_i=1.02-0.0038*\theta$, de façon à correspondre aux observations).

Cet effet cinétique a été pris en compte dans le module isotopique du modèle du GISS. Les valeurs d'excès obtenues sur le plateau antarctique par Jouzel et al. (1987), environ 12‰, sont comparables à celles mesurées: 16‰ à Vostok, 13‰ à Dome B, 9‰ à Dome C. Les excès de nos simulations sont trop faibles dans cette même région (9‰), sans explication évidente. Le calcul de ces moyennes à partir de différentes années de simulation, notamment de la première année de mise à l'équilibre, montre une forte variabilité interannuelle de l'excès. D'autre part la section IV.1.4 montre que cet excès est biaisé, dans nos simulations, par certaines sources, et que ses valeurs glaciaires sont probablement mieux simulées.

IV.1.3. L'excès des précipitations antarctiques : sensibilité aux conditions à la source.

Bien que l'excès en deutérium acquis par la vapeur à sa formation ne soit pas conservé dans les régions froides de l'Antarctique (Figure IV.5), les variations climatiques de l'excès initial s'y propagent. Le modèle simple permet d'estimer la sensibilité de cet excès dans les précipitations antarctiques aux conditions (température, humidité) à la source. Jouzel et al. (1982) par exemple ont interprété l'augmentation d'excès de 4.5‰ mesurée à Dome C lors de la dernière déglaciation par une diminution de l'humidité relative (de 10%) à la source. Cette variation climatique provient donc en partie seulement des variations à la source, puisque l'excès dépend fortement de l'épuisement des masses de vapeur, c'est-à-dire de la température locale. Petit et al. (1991) ont simulé les variations spatiales de cette sensibilité en Antarctique : lorsque la température de condensation décroît, la sensibilité à l'humidité relative diminue, passant de -0.3‰/‰ à -20°C à -0.14‰/‰ à -40°C, et la sensibilité à la température océanique augmente, passant de 0.6‰/° à 1.6‰/° pour les mêmes températures. En fait, comme l'excès dépend fortement, dans ces régions très froides, de l'intensité du fractionnement, une variation (locale ou à la source) augmentant ce fractionnement augmente aussi la sensibilité de l'excès, et inversement.

De la même façon que pour l'excès dans la vapeur initiale (Figure IV.4), ces sensibilités sont inexactes car température et humidité océaniques ne sont pas indépendantes. Un modèle de circulation générale, en prenant en compte cette dépendance, mais aussi en décrivant de façon plus réaliste les trajectoires de la vapeur, est censé permettre une meilleure estimation de ces sensibilités. La Figure IV.7 montre la dépendance de l'excès à la température de source, simulée par le modèle du GISS, comparée à celle du modèle simple. Comme la distance à la source influence la composition isotopique (Figure II.20), il en est de même pour l'excès. Mais un relativement bon accord est trouvé entre les modèles d'une part, et entre les océans (compte tenu de la différence de distance) d'autre part, avec une sensibilité proche de 1‰/°.

On peut estimer de même la sensibilité de l'excès des précipitations à l'humidité relative des sources, en construisant un graphe similaire à celui de la Figure IV.7. Il apparaît que la corrélation entre ces deux facteurs est beaucoup moins bien marquée que pour la température océanique. Rappelons que les caractéristiques (humidité et température) de chaque source sont moyennées sur 10 à 30 points de grille. Il est très probable que la température océanique est plus homogène que l'humidité relative, qui dépend entre autre de cette température (Peixoto et Oort, 1996), et que la représentativité de leur moyenne est fort différente. Une régression linéaire entre ces deux paramètres ($R=-0.65$) fait apparaître une pente de 2‰/‰, d'un facteur 10 supérieure à l'estimation par le modèle simple.

Une régression multiple a été effectuée sur 25 points représentant, dans le modèle, le plateau antarctique, avec des altitudes en général supérieures à 3000 mètres (minimum à 2300 m) et des températures de surface de -45 à -55°C (correspondant à des températures d'inversion de l'ordre de -30 à -38°C). Pour chaque point, les valeurs d'excès des précipitations issues de

17 sources (sans les 2 sources continentales) ont été estimées pour un climat moderne (simulation T001), et associées à la température océanique et à l'humidité relative de chaque source. Le calcul de régression 'à la main' (cf Annexe G) indique des sensibilités de $1\text{‰}/^\circ$ pour la température et $-0.3\text{‰}/\%$ pour l'humidité relative, en accord avec le modèle simple.

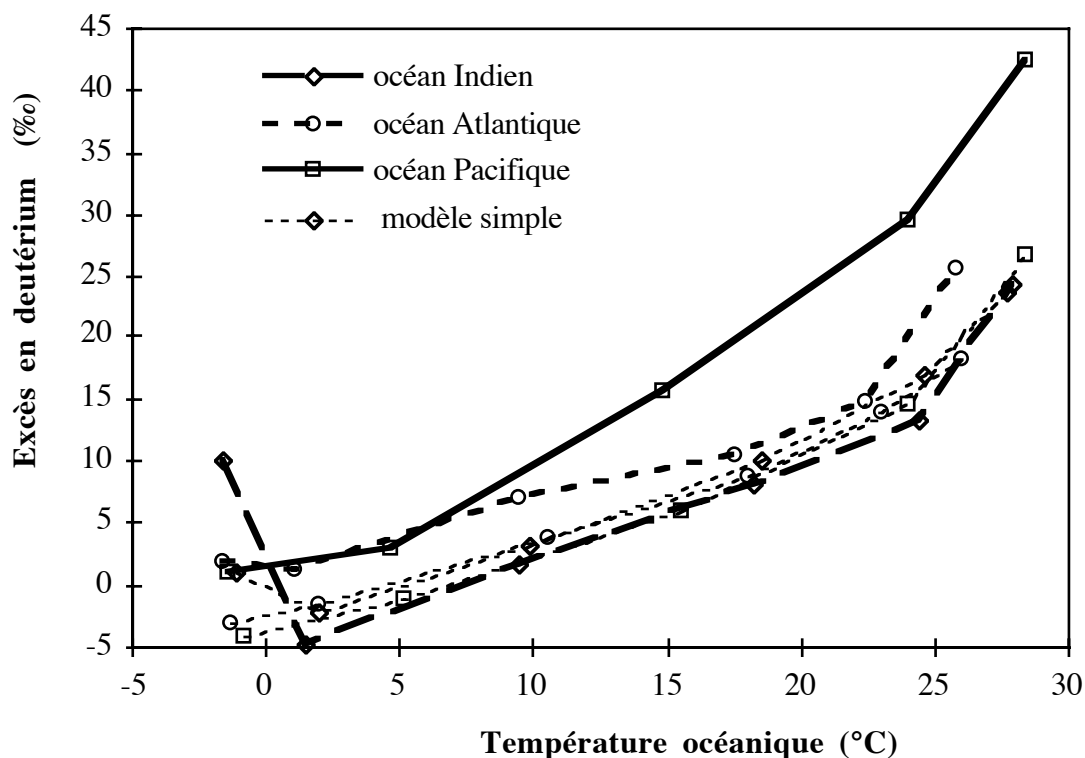


Figure IV.7. Variation de l'excès en deutérium des précipitations sur le plateau antarctique (moyenne sur plusieurs points, avec une température de condensation de -33°C) en fonction de la température de source, simulée par le modèle simple (traits fins) et le modèle de circulation générale du GISS (traits épais).

Le même calcul a été réalisé sur des points de la côte est, caractérisés par des altitudes inférieures à 1000 mètres et des températures de surface de -11 à -20°C (soit des températures d'inversion de l'ordre de -8 à -14°C). Prendre en compte toutes les sources augmente considérablement la dispersion des valeurs. En effet c'est sur la côte que les variations d'origine se font le plus sentir, car les différences en terme de distance y sont les plus fortes. La régression multiple a donc été réalisée seulement à partir des 6 sources indiennes, sur 17 points côtiers. La sensibilité de l'excès à la température océanique n'est pas significative ($0.1\text{‰}/^\circ$), à l'humidité relative elle est de $-0.7\text{‰}/\%$. Une telle sensibilité est plus forte que celle prédite par le modèle simple ($-0.3\text{‰}/\%$ pour une température d'inversion de -20°C), mais elle est surtout plus forte qu'à l'intérieur du continent ($-0.3\text{‰}/\%$), plus froid, résultat qui est bien attendu.

$\partial d/\partial_{\text{source}}$	vapeur		précipitations sur la côte est-antarctique		précipitations sur le plateau antarctique	
	SST	RH	SST	RH	SST	RH
modèles simples d'évaporation/ fractionnement	0.35	-0.43	<0.6	>-0.3	1.2	-0.2
GISS	0.43	-0.22	-	-0.7	1.	-0.3

Tableau IV.1. Sensibilités simulées de l'excès aux conditions à la source, température océanique ('SST', en °C) et humidité relative ('RH', en %). Le modèle simple d'évaporation est celui de Merlivat et Jouzel (1979), celui de fractionnement de Ciais et Jouzel (1994).

Si l'équation de Merlivat et Jouzel (1979) biaise significativement à la fois les valeurs d'excès dans la vapeur et sa sensibilité aux conditions locales, le modèle simple semble prédire correctement la sensibilité de l'excès dans les précipitations aux conditions à l'origine (Tableau IV.1). Cependant, modèles simple et complexe simulent tout deux une sensibilité à des variations spatiales. Or l'interprétation des variations climatiques en excès représente des variations temporelles, de la même façon qu'avec le thermomètre isotopique. Seul un modèle de circulation générale, en simulant des conditions climatiques passées, peut permettre d'estimer une telle sensibilité 'temporelle' et de la comparer à celle 'spatiale'. La relation entre excès des précipitations et température de sources, sur le plateau antarctique, est en fait similaire pour les trois climats simulés, ce qui constitue une condition nécessaire mais non suffisante à l'égalité des sensibilités 'spatiale' et 'temporelle'.

IV.1.4. L'excès des précipitations antarctiques: variations spatiales et climatiques.

Les valeurs de l'excès en deutérium des précipitations antarctiques sont comparées entre trois climats: moderne (simulation T013), glaciaire selon la reconstruction CLIMAP (T022), et glaciaire selon CLIMAP avec une zone intertropicale plus froide (T023). L'interprétation des variations d'excès est compliquée par la grande sensibilité de cette quantité de second ordre, notamment à la température locale. Pour cette raison, il semble plus facile d'identifier les effets des paramètres à la source entre les deux climats glaciaires qu'entre moderne et glaciaire, qui sont très différents.

Il a déjà été remarqué que les valeurs d'excès simulées pour un climat moderne sont trop faibles sur le plateau antarctique par rapport aux observations, alors que les températures et compositions isotopiques sont réalistes. De plus, cet excès simulé y est supérieur en climat glaciaire. Ce résultat est en contradiction avec les observations (Tableau IV.2) et les prédictions du modèle simple puisqu'une diminution des températures de sources doit s'accompagner de

celle de l'excès. Cette diminution de température ne devrait pas être compensée par l'augmentation de l'humidité relative: le modèle du GISS simule un rapport d'environ -0.4 entre ces deux paramètres, c'est-à-dire qu'un refroidissement de 5° (avec comme effet de diminuer l'excès de 5‰ environ) s'accompagnerait d'une diminution de 2% de l'humidité, augmentant l'excès de 0.6‰. L'effet de l'humidité est donc 10 fois plus faible que celui de la température. Cette section se propose d'étudier l'importance de l'origine des précipitations sur ces variations d'excès.

$\delta D - 8 * \delta^{18} O$	moderne	DMG (min. δD)	min. excès
Vostok	16	14	12
Dome B	13	10	6-7
Dome C	9	5	3

Tableau IV.2. Mesures de l'excès des précipitations (en ‰) en périodes holocène et glaciaire (dernier maximum glaciaire, DMG, défini ici par le minimum de δD), sur le plateau antarctique. Pour la dernière période glaciaire, le minimum de l'excès ne correspond pas au minimum de δD à cause du contrôle de l'excès par l'obliquité (période de 40000 ans) dont le maximum est en retard par rapport au DMG. (F. Vimeux, communication personnelle, 1999)

La Figure IV.8 illustre la relation spatiale entre la teneur isotopique des précipitations antarctiques et leur excès en deutérium. Cette relation est peu documentée, à cause de la difficulté d'échantillonnage notamment sur le plateau. Des collectes de neige de surface ainsi que des mesures de la température à quelques mètres de profondeur (typiquement 10m), représentative d'une moyenne annuelle, ont été réalisées lors de 'traverses'. Ces traverses servent à ravitailler, à partir de la côte, les stations de l'intérieur comme Vostok (à partir de Mirny), Dome C (de Dumont d'Urville). Certaines sont à buts scientifique et sportif, comme la Trans-Antarctica en 1990 et la traversée de Laurence de la Ferrière (en cours, bon courage !). Trois études présentent une compilation de ces données: Petit et al. (1991); Dahe et al. (1994) pour la Trans-Antarctica; et Delmotte (1997) qui a ajouté des mesures côtières et a proposé la régression binomiale suivante pour l'Antarctique de l'est: $d = 19.9 + 0.14 * \delta D + 2.88E-4 * \delta D^2$, qui rend compte de l'augmentation côtière de l'excès. La Figure IV.8 rend compte de ces observations ainsi que des valeurs simulées par le modèle du GISS pour des climats moderne et glaciaire, en moyenne annuelle.

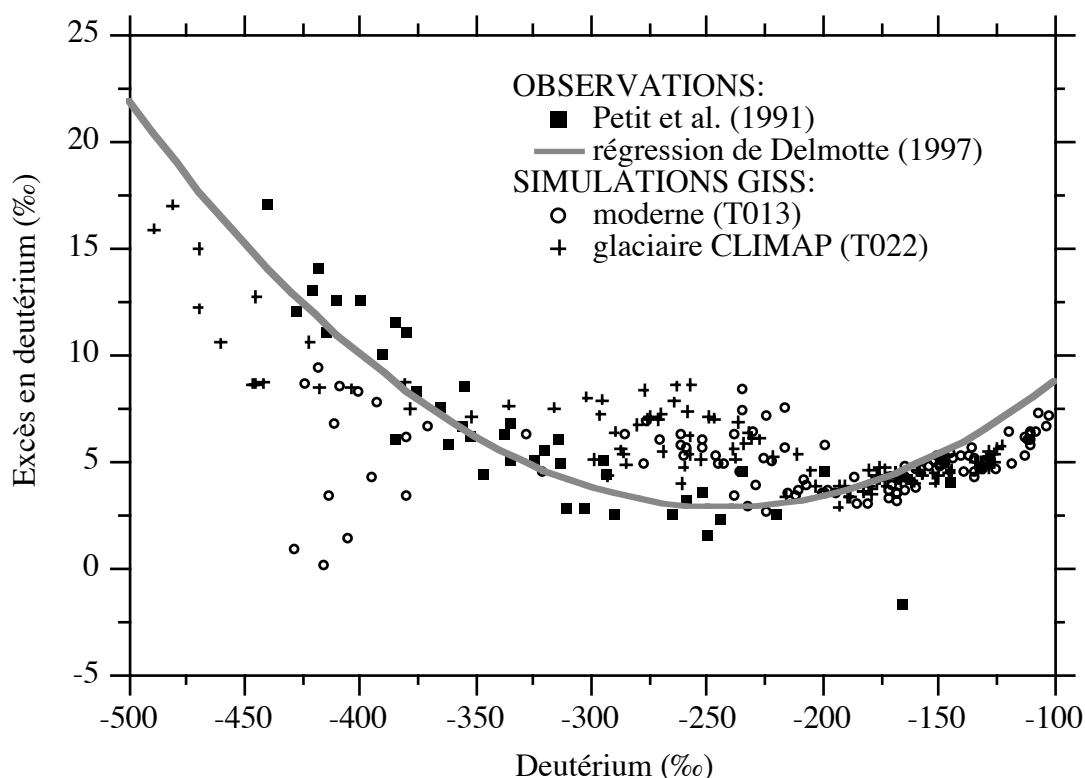


Figure IV.8. Relations entre l'excès et la teneur en deutérium des précipitations antarctiques. Les observations concernent principalement l'Antarctique de l'est. Pour les simulations avec le modèle du GISS, tous les points au sud de 63°S ont été représentés.

L'excès en deutérium, ainsi que sa relation avec le deutérium, sont contrôlés par 'l'intensité' du fractionnement, c'est-à-dire l'épuisement des masses de vapeur, ainsi que par le mélange entre plusieurs origines. On retrouve bien sur cette figure, pour le climat moderne, les faibles valeurs d'excès simulées dans les précipitations les plus appauvries, dont il a été question en fin de Section IV.1.2. Ces valeurs sont non seulement sous-estimées, mais surtout la relation entre excès et appauvrissement est mal simulée pour le climat moderne, alors qu'elle est 'correcte' (semblable à celle observée) pour le climat glaciaire. Un biais identique est obtenu avec une autre simulation moderne, T001, qui utilise des conditions océaniques sans variabilité interannuelle. Une autre simulation glaciaire, T023, qui impose une zone intertropicale plus froide que T022, reproduit elle aussi correctement la relation. Cette différence entre climats explique l'augmentation d'excès simulée par le modèle du GISS au DMG pour le centre de l'Antarctique.

L'origine de ce biais de l'excès en climat moderne est difficile à trouver, à cause de la complexité de ce paramètre. Une mauvaise valeur dans la vapeur initiale, à la source, n'est pas à exclure, malgré la faible différence de composition entre climats (Figure I.6) et bien qu'il soit

impossible de comparer ces valeurs avec des observations. Une mauvaise représentation des phénomènes physiques de fractionnement semble exclue, puisque le modèle simple isotopique est capable de simuler une bonne relation. Nous avons testé l'impact du mélange des différentes sources sur cette relation. La Figure IV.9 détaille les relations excès-deutérium simulées pour chaque source, ce qui correspond approximativement aux trajectoires simulées par le modèle simple.

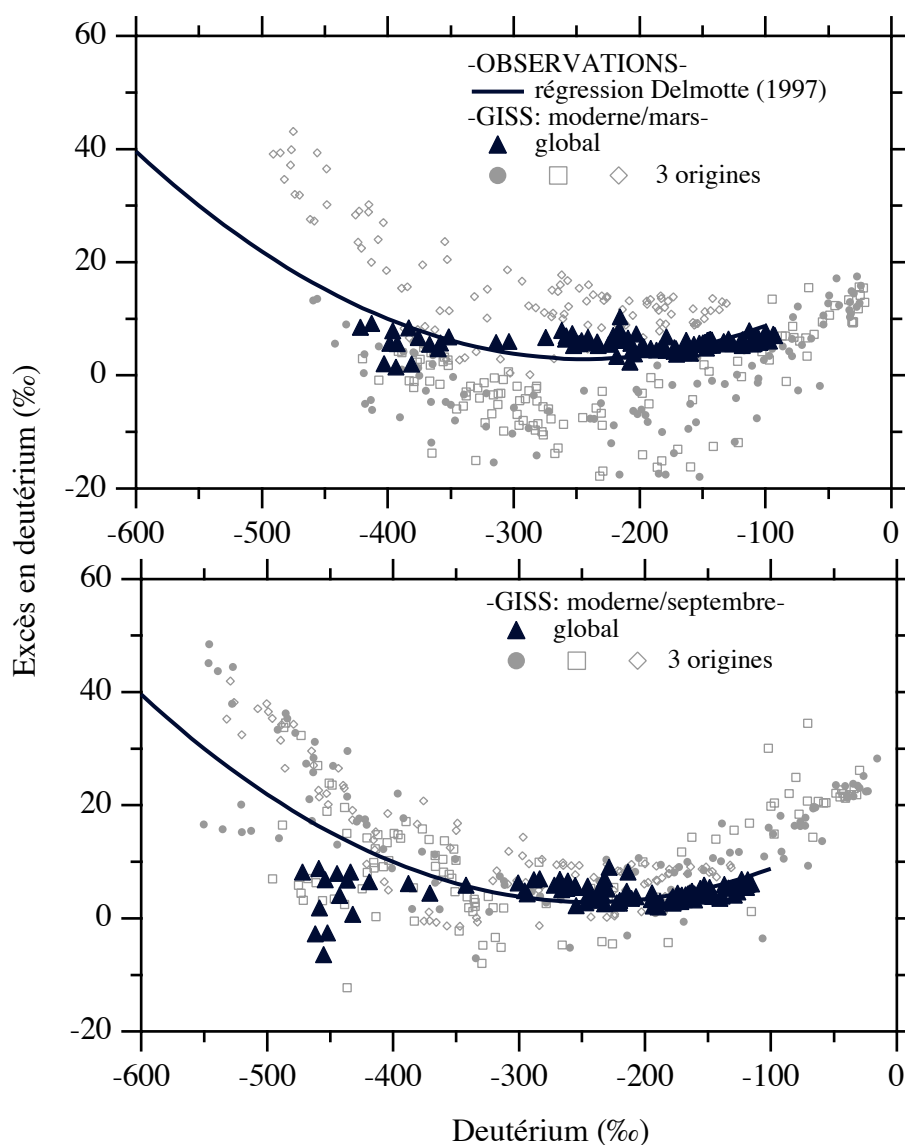


Figure IV.9. Relations excès-deutérium des précipitations antarctiques simulées par le modèle du GISS pour 3 sources (rond: côte pacifique, carré: côte atlantique, losange: pacifique tropical), pour les mois de mars (en haut) et de septembre (en bas). La relation globale (toutes les sources) est aussi représentée en noir, et comparée à une régression des observations.

Il apparaît que la 'concâvité' de la relation observée est bien suivie par la plupart des

sources, au moins en automne austral (mars). Au printemps (septembre), certaines sources présentent une relation de forme 'convexe' et des valeurs d'excès trop faibles. Il s'agit de sources des océans Atlantique et Indien, plutôt des hautes latitudes, ce qui pourrait faire penser à un problème lié à la glace de mer, mais ce biais est observé pour des sources tropicales, de façon moins prononcée.

De telles relations 'convexes' sont simulées aussi pour les climats glaciaires. La différence de relation globale (Figure IV.8) tient à la plus faible contribution des sources de hautes latitudes, ce qui augmente les valeurs d'excès. Refroidir les températures de CLIMAP dans la zone intertropicale diminue la contribution des plus hautes latitudes et diminue aussi les valeurs d'excès.

Ces relations 'convexes' ne constituent peut-être pas une déficience du modèle. Les études de sensibilité avec le modèle simple montre qu'une telle forme (diminutions concomitantes de l'excès et du deutérium) peut être obtenue en changeant la sursaturation (voir par exemple Jouzel et Merlivat (1984), leur figure 11). C'est là un des défauts du modèle simple-: la sursaturation est ajustée pour chaque source de façon à obtenir une relation excès-deutérium proche de celle observée (voir par exemple Petit et al. (1991), leur figure 3), alors qu'elle est commune à toutes les sources dans un modèle de circulation générale. Dans le modèle du GISS, cette sursaturation a été ajustée de façon à reproduire des valeurs correctes d'excès sur le plateau antarctique (Jouzel et al., 1991). Comme le font remarquer Werner et collègues dans un manuscrit décrivant une simulation similaire à la notre (soumis à Tellus, leur figure 4), obtenir des valeurs et des variations correctes d'excès implique de simuler une bonne relation entre deutérium et excès. La Figure IV.10 illustre ce problème pour le modèle du GISS. Un point du plateau antarctique, caractérisé par des précipitations très appauvries, a été isolé de la Figure IV.9 précédente (pour le mois de mars). Bien que la composition globale des précipitations soit correcte par rapport aux observations (régression), les compositions des différentes masses de vapeur ne suivent pas la relation observée. Ainsi il suffirait de modifier leur contribution relative pour déplacer notre point hors de la régression. Si les compositions des différentes sources suivaient la relation observée, notre point serait alors toujours sur la courbe des observations, quelle que soit l'erreur sur les contributions des sources, et quel que soit leur variation climatique. L'ajustement de la fonction de sursaturation dans le sens d'obtenir de meilleures relations excès-deutérium, plutôt que sur un critère de valeur absolue de l'excès, pourrait être une solution.

Dans ces conditions, comment interpréter les variations climatiques d'excès simulées par le modèle du GISS ? Le biais mis en évidence pour le climat moderne ne permet pas de distinguer les différents effets en jeu. Par contre la comparaison des deux simulations glaciaires semble plus simple. La seule différence réside en effet dans le refroidissement de la zone tropicale (simulation T023) par rapport à la reconstruction de CLIMAP (T022). Ceci a pour effet de légèrement refroidir le globe (-1° à -2° en Antarctique) et de diminuer la contribution des basses latitudes aux précipitations antarctiques. La Figure IV.11 illustre les conséquences pour

l'excès des précipitations. En Antarctique, on note une diminution de l'excès de 2‰ environ, et de plus de 3‰ sur le plateau. Une diminution dans le Pacifique tropical est directement liée au refroidissement supérieur à 3°C imposé par rapport à CLIMAP (voir sensibilité de l'excès dans la vapeur: Figure IV.4). L'interprétation de la diminution de l'excès semble assez simple, puisqu'à la différence du deutérium, le refroidissement de chaque source et le renforcement de la contribution des moyennes latitudes jouent dans le même sens, en diminuant l'excès (voir Figure IV.7). D'après la compréhension que l'on a de l'excès, le refroidissement des sources devrait contrôler la forme de la relation excès-deutérium, tandis que la variation des contributions modifierait la position de la moyenne sur cette relation.

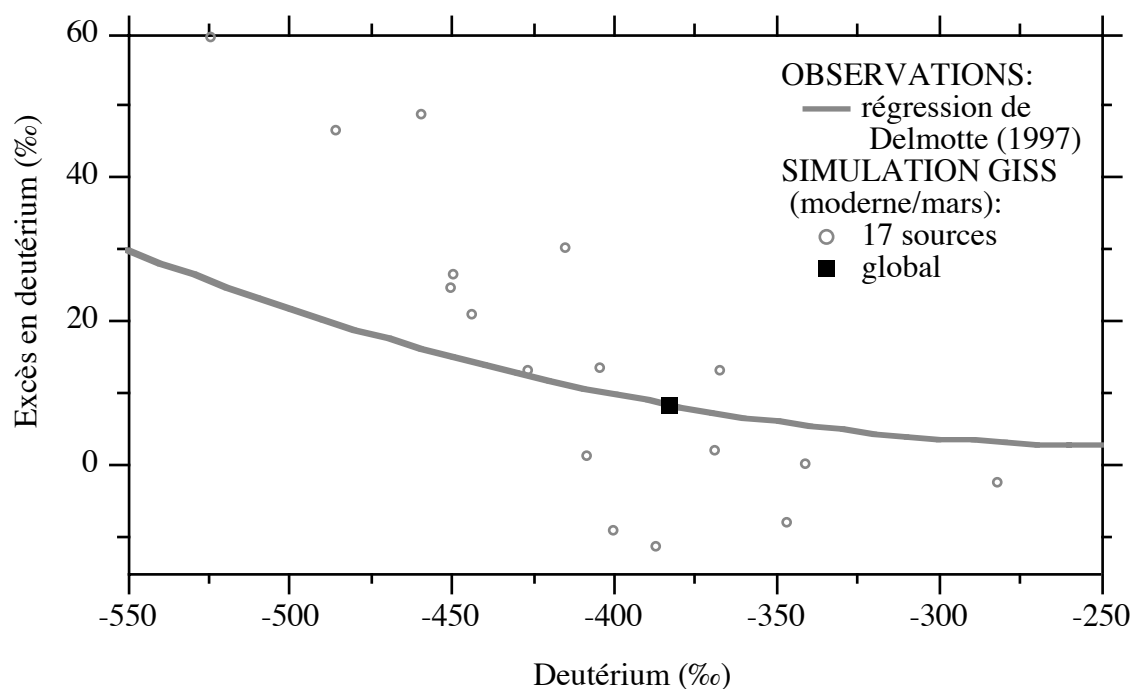


Figure IV.10. Compositions isotopiques des précipitations issues des 17 sources au point (ii=30, jj=2) sur la plateau antarctique, pour le mois de mars d'un climat moderne (T013). La composition globale du mélange de ces précipitations est aussi portée, ainsi que la relation observée en Antarctique de l'est (régression).

La Figure IV.12 illustre ces changements pour le même point du plateau antarctique que la Figure IV.10, pour les deux simulations glaciaires. On notera les diminutions concomitantes de l'excès (-3‰) et du deutérium (-24‰) liées au refroidissement de la zone tropicale. Le refroidissement local (plus de 2°C) explique celle du deutérium. Pour les deux climats, les relations excès-deutérium formées par les 17 sources sont assez similaires, différentes de la régression spatiale moderne, de la même façon qu'en climat moderne (Figure IV.10). Les deux relations apparaissent translatées, c'est-à-dire que les différences en deutérium et excès sont, en moyenne, à peu près dans le même sens pour toutes les sources. Si l'on calcule la moyenne

arithmétique des variations en deutérium de chaque source (c'est-à-dire sans prendre en compte un changement de contributions), la différence entre les deux climats est de -21‰ , très proche des -24‰ simulés. Pour l'excès, cette moyenne est de -2‰ , là encore très proche des -3‰ simulés. Ceci suggère que ces deux paramètres répondent, au premier ordre, aux variations communes aux sources : refroidissement local pour le deutérium, refroidissement à l'origine pour l'excès, et que les variations de la contribution des sources sont négligeables.

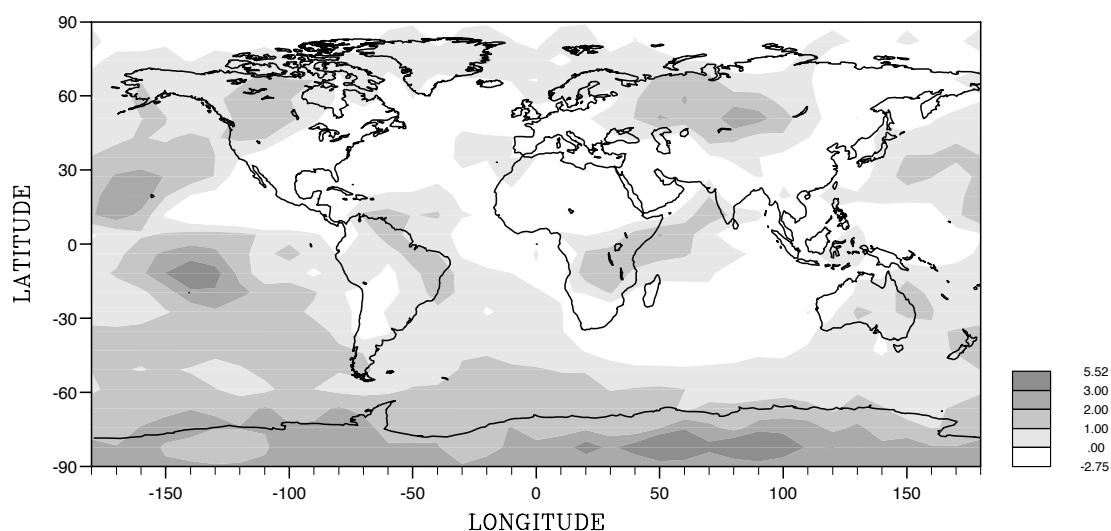


Figure IV.11. Différence d'excès en deutérium des précipitations entre les deux simulations glaciaires : avec les conditions CLIMAP (T022), et ces conditions refroidies dans la zone intertropicale (T023), en moyenne annuelle.

En conclusion, il faut donc souligner la difficulté de simuler des variations climatiques (de grande ampleur) de l'excès en deutérium sur le plateau antarctique, probablement parce que c'est un terme de second ordre. Cette difficulté a été aussi rencontrée par Werner et collègues avec le modèle ECHAM, qui bénéficie d'une meilleure résolution. Par contre dans le cas de variations climatiques plus limitées, cet excès reflète bien les variations de température des sources, ce qui en fait un indicateur complémentaire des isotopes, qui répondent eux à la température de précipitation. Une autre difficulté d'interprétation des grands changements climatiques provient de la composition isotopique de la surface océanique, dont les variations ont un impact très fort sur l'excès.

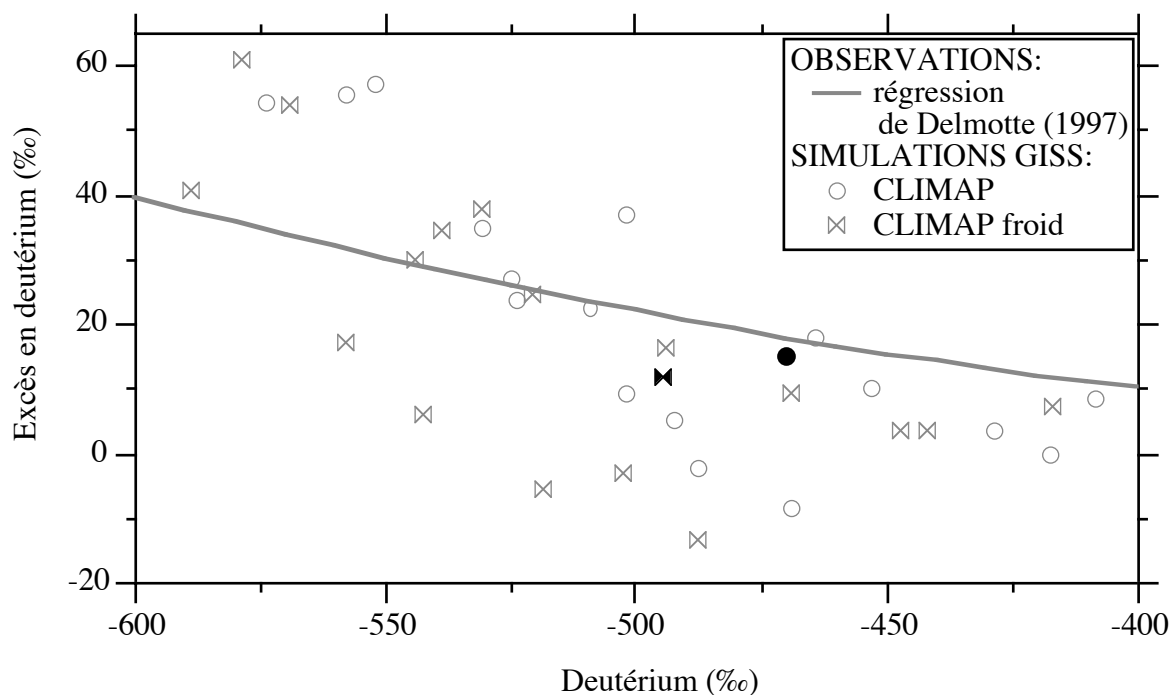


Figure IV.12. Relations entre excès et deutérium des précipitations antarctiques. La régression des observations modernes en Antarctique de l'est est comparée aux relations entre les 17 sources océaniques pour un point particulier du plateau antarctique ($ii=30$, $jj=2$). Les symboles grisés représentent les compositions de chacune des 17 sources, les symboles en noir la composition globale des précipitations.

IV.2. L'excès en deutérium et l'information isotopique de la source.

Les variations climatiques de la composition isotopique des précipitations ont été interprétées, jusque là, en terme de modification du cycle hydrologique, due au refroidissement global qui caractérise la période glaciaire et qui a été accompagné d'un changement des circulations atmosphérique et océanique. Mais ces modifications du cycle hydrologique ont aussi eu des répercussions sur la composition isotopique des différents réservoirs, notamment de l'océan global. Ainsi, le stockage d'eau appauvrie isotopiquement sur les calottes de la Laurentide (Amérique du nord) et de la Fennoscandie (Europe du nord) a enrichi l'océan, homogénéisé en quelques milliers d'années. Cet enrichissement global est de l'ordre de 1‰ pour l'oxygène 18, les estimations variant entre 1‰, basée sur l'eau des sédiments (Schrag et al., 1996) à plus de 1.5‰ à partir des foraminifères (?). Une valeur de 1.2‰, un peu supérieure au changement de l'Atlantique de 1.1‰ (Labeyrie et al., 1987) semble donc raisonnable. L'enrichissement en deutérium est, au premier ordre, dans un rapport de 8. Ces

variations sont prescrites dans les modèles (+1.2‰ pour l'oxygène 18, et $8 \times 1.2 = +9.6‰$ pour le deutérium, dans le modèle du GISS), de sorte que leurs effets s'ajoutent à ceux de la température. Nous allons essayer de quantifier ces effets.

Dans la vapeur 'initiale', ces variations de la surface océanique se retrouvent à peu près complètement. En effet le fractionnement de la vapeur est assez faible (voir Figure IV.2, environ 10‰ pour l'oxygène et 80‰ pour le deutérium), c'est-à-dire qu'une anomalie de 1.2‰ pour l'oxygène dans l'eau de mer se retrouve à hauteur de $1.2 \times (1 - 10‰) = 1.2 \times .99 \approx 1.2‰$ dans la vapeur, et pour le deutérium à hauteur de $9.6 \times (1 - 80‰) = 9.6 \times .92 \approx 8.8‰$. Ces anomalies océaniques sont supposées dans un rapport exact de 8, c'est-à-dire sans variation de l'excès en deutérium initial. A défaut d'être exacte, cette hypothèse simplifie notre discussion. Du fait d'un fractionnement différent pour les deux isotopes, l'excès en deutérium issu de l'évaporation (environ 10‰, Figure IV.2) est aussi modifié par les anomalies océaniques. Sa variation Δ est en effet:

$$\Delta d \approx \Delta \delta D \cdot .92 - 8 \cdot \Delta \delta^{18}O \cdot .99 \approx 8.8 - 8 \cdot 1.2 \approx -.8‰.$$

Lors du fractionnement de cette vapeur, par condensations successives, les anomalies diminuent, mais dans des proportions différentes pour l'oxygène et le deutérium. Il en résulte une anomalie en excès, dont l'amplitude augmente avec le fractionnement. Ainsi, sur le plateau antarctique, l'appauvrissement (en deutérium de l'ordre de -400‰ et de l'oxygène de -50‰) diminue les anomalies océaniques de 9.6‰ à $9.6 \times (1 - 400‰) = 9.6 \times .6 = 5.8‰$ pour le deutérium, et de 1.2‰ à $1.2 \times (1 - 50‰) = 1.2 \times .95 = 1.1‰$ pour l'oxygène. La variation totale de la composition isotopique (à Vostok, -6‰ pour l'oxygène 18, -50‰ pour le deutérium pour la dernière glaciation) qui permet d'estimer la variation de température locale, est corrigée de ces anomalies océaniques avant l'application du thermomètre isotopique. Une anomalie en excès $5.8 - 8 \times 1.1 = -3‰$ est créée par la différence d'intensité de fractionnement entre les deux isotopes. Ces valeurs sont approximatives car au premier ordre, mais elles donnent une bonne idée des processus en jeu.

Il est relativement simple de quantifier ces effets dans notre modèle complexe : il suffit de modifier la composition de la surface océanique, indépendamment des autres paramètres. La simulation T012 utilise les mêmes conditions modernes que celle de référence T001, mais avec une surface océanique enrichie de 1.2‰ et 9.6‰ pour l'oxygène 18 et le deutérium. La Figure IV.13 illustre les changements de l'excès en deutérium des précipitations qui résultent de la 'propagation' de ces anomalies. Ces changements sont proportionnels à l'intensité du fractionnement des précipitations, et leur amplitude est donc maximale sur le plateau antarctique, où elle atteint environ 3.5‰. On peut estimer simplement cette anomalie en excès, Δd , en supposant que les précipitations se trouvent sur la droite des eaux météoriques, c'est-à-dire que leur composition vérifie: $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$. Δd est égale à $\Delta \delta D - 8 \cdot \Delta \delta^{18}O$, et les anomalies en isotopes sont approximativement: $\Delta \delta D \approx \Delta \delta D_0 \cdot (1 + \delta D / 1000)$, $\Delta \delta^{18}O \approx \Delta \delta^{18}O_0 \cdot (1 + \delta^{18}O / 1000)$, où l'indice 0 représente l'anomalie dans la surface océanique. On en tire: $\Delta d \approx 8 \cdot \Delta \delta^{18}O_0 \cdot (7 \cdot \delta^{18}O + 10) / 1000$. Cette relation simplifiée correspond assez bien à celle dérivée

de la simulation avec un océan enrichi (T012, Figure IV.13). La régression entre la différence d'excès Δd , due à cet enrichissement de $\Delta\delta^{18}\text{O}_0=1.2\text{‰}$, et le fractionnement $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations donne une pente de .071, à comparer avec la pente calculée avec la relation ci-dessus, de $8*7*1.2/1000=.067$.

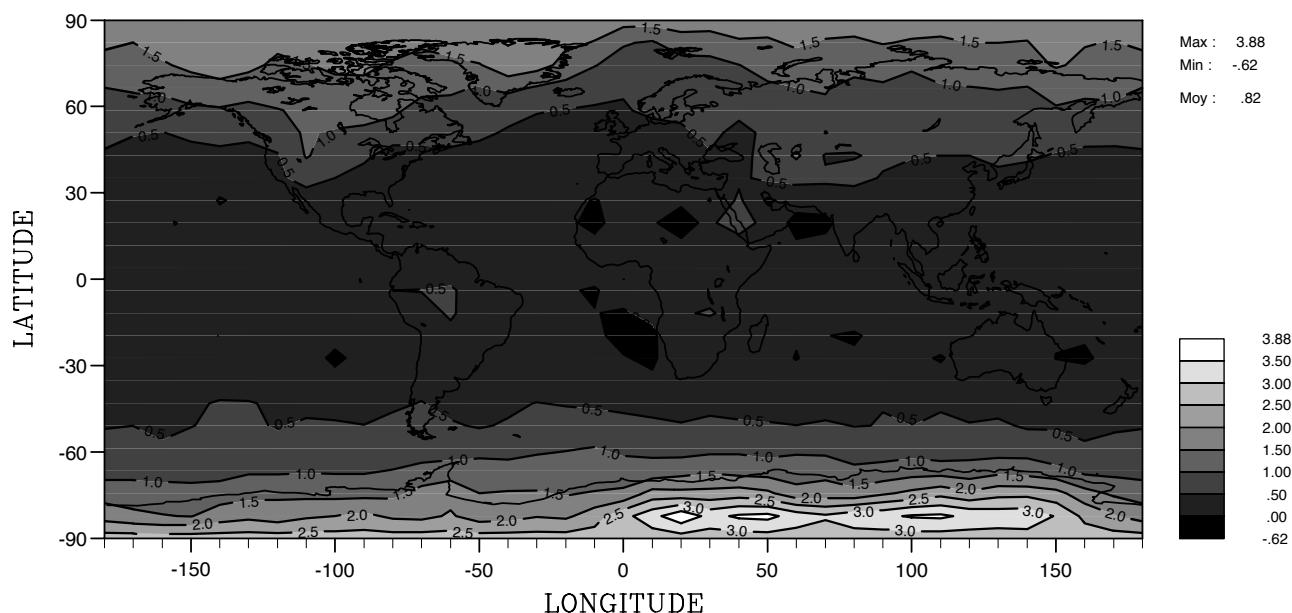


Figure IV.13. Excès en deutérium des précipitations issu de la propagation de l'appauvrissement de la surface océanique (-1.2‰ pour l'oxygène 18, -9.6‰ pour le deutérium), en moyenne annuelle, pour un climat moderne.

Selon la variation estimée de la surface océanique, entre 1 et 1.5‰ , l'effet sur l'excès en deutérium sur le plateau antarctique ($\delta^{18}\text{O}$ entre -50 et -55‰) varie donc entre -2.7 et -4.5‰ environ. Il faut donc corriger les variations d'excès mesurées dans les glaces (Tableau IV.2) avant de les interpréter en terme climatique. Ceci renforce, a posteriori, la difficulté d'interprétation des variations d'excès entre climats glaciaire et moderne, puisque ces variations sont comparables à la correction. La Figure IV.14 indique l'importance de cette anomalie en fonction de l'intensité du fractionnement (teneur des précipitations) et de la variation de la surface océanique, de -1 à -1.5‰ .

Il est remarquable que l'excès mesuré à Vostok sur quatre cycles climatiques par Vimeux et al. (1999) présente des battements avec une périodicité d'une part de 40000 ans (lié à l'obliquité, qui contrôle notamment le gradient méridien d'insolation), mais aussi de 100000 ans (excentricité, dont dépend la quantité globale d'énergie reçue par la Terre). La prise en compte de cette correction océanique diminue de façon importante, selon la variation océanique considérée, la part de l'excentricité, pour ne laisser qu'un contrôle par l'obliquité (F. Vimeux, communication personnelle, 1999). Ce résultat renforce le caractère de second ordre de l'excès,

lié aux conditions à la source des précipitations plutôt qu'aux conditions locales.

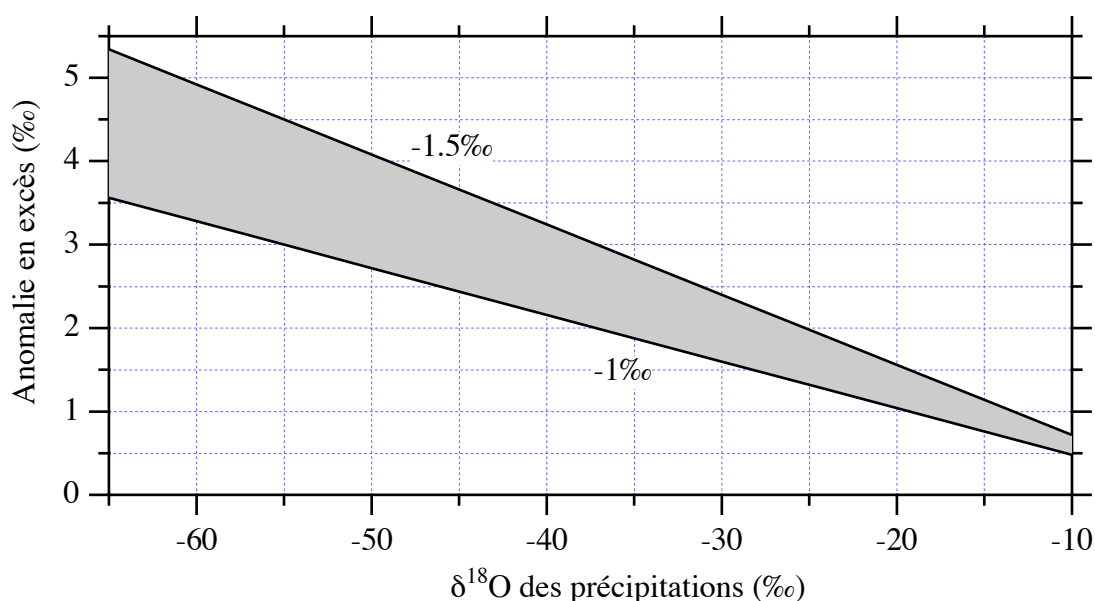


Figure IV.14. Estimation de l'anomalie d'excès moderne dans les précipitations due à la diminution de la teneur isotopique océanique depuis le dernier maximum glaciaire, diminution estimée entre -1 (courbe inférieure) et $-1.5‰$ (courbe supérieure). Cette anomalie dépend fortement de l'intensité du fractionnement isotopique des précipitations, quantifiée ici par leur teneur en oxygène 18.

Cette influence de la composition isotopique océanique sur l'excès dépend donc de la 'distance' à la source, à travers le fractionnement. On peut se demander alors quelle est l'influence de la variation océanique non pas temporelle -et globale-, mais spatiale, pour un climat donné. En effet, comme cela a été discuté dans la troisième partie, il existe un gradient essentiellement méridien de cette composition, entre les latitudes tropicales enrichies ($\delta^{18}\text{O} \approx 1‰$) et les hautes latitudes appauvries ($\delta^{18}\text{O}$ entre -1 et $-2‰$). Ces variations spatiales engendrent un 'bruit' par rapport au signal d'excès lié à la température (et humidité) des sources. En supposant même que la surface océanique ait une composition moyenne proche de $0‰$ (avec un excès nul), le fait que les latitudes contribuent différemment aux précipitations antarctiques peut avoir un impact net sur leur excès. Dans les modèles de circulation générale comme celui du GISS, la composition isotopique de la surface océanique est homogène, par simplification. A l'aide de la simulation océanique présentée dans la troisième partie, nous avons prescrit une distribution spatiale de cette composition, en moyenne annuelle. La teneur en oxygène 18 a été seule fixée, celle en deutérium calculée dans un rapport de 8, de façon à prescrire un excès océanique nul. La Figure IV.15 montre l'impact de ce changement sur l'excès annuel des précipitations, qui

n'est pas négligeable puisqu'il atteint 2‰ sur le plateau antarctique. Il faut souligner que notre comparaison s'effectue par rapport à une surface océanique homogène de composition 0.5‰ en oxygène, composition prescrite de façon standard dans toutes les simulations, car sensée être représentative des latitudes contribuant le plus aux précipitations. Cette augmentation de 2‰ est donc liée à la contribution prépondérante des moyennes et hautes latitudes, dont la composition de surface est plus pauvre que 0.5‰.

Compte tenu de cet impact de 2‰ pour une modification drastique de la surface, on ne peut pas attendre des effets importants sur l'excès d'une variation de ce gradient méridien, par exemple due à des changements des courants océaniques. Seule une forte anomalie de la composition de la surface peut avoir des effets locaux, telle la fonte des calottes polaires déversée dans l'Atlantique nord, comme l'ont montré Werner et al. (1999, soumis à JGR).

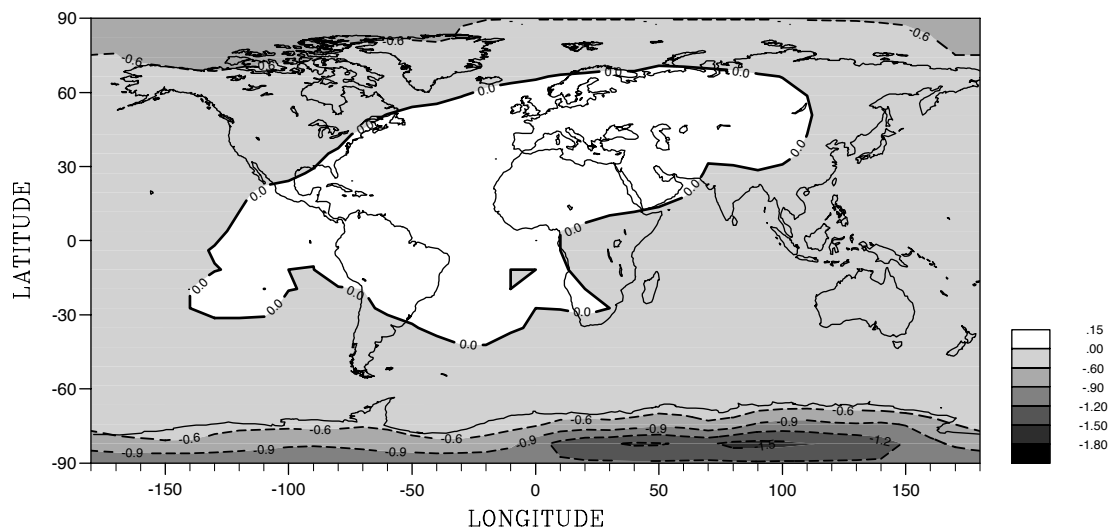


Figure IV.15. Différence d'excès dans les précipitations, pour un climat moderne, entre la simulation T001 avec une surface océanique uniforme (+0.5‰) et la simulation T006 avec la composition isotopique issue de la simulation océanique avec OPA (Figure III.10d).

En conclusion, nous avons montré que le modèle de circulation générale du GISS confirme les sensibilités de l'excès des précipitations antarctiques aux conditions à la source prédites par un modèle simple, comme cela avait été déjà montré pour le Groenland avec ce modèle (Armengaud et al., 1998). Le biais important dû à l'utilisation de l'équation de Merlivat et Jouzel (1979) pour calculer l'excès dans la vapeur est souligné, à la suite de Jouzel et Koster (1996). De plus, il apparaît que ces sensibilités sont conservées pour des climats différents, de type glaciaire. Nous avons aussi étudié la sensibilité de l'excès de ces mêmes précipitations à différentes variations climatiques. Il ressort que le plus fort contrôle exercé lors d'une variation majeure de type glaciaire-interglaciaire provient de la composition océanique globale. La sensibilité aux conditions à la source ne s'exprime que lors de variations climatiques plus

limitées, liées par exemple au gradient méridien. Johnsen, et al. (1989) ont interprété des variations d'excès au Groenland pendant les interstades glaciaires dans ce sens. Vimeux et al. (1999) ont en plus montré, à Vostok, le contrôle de l'excès par l'obliquité en période glaciaire. Ces conditions correspondent assez bien à notre étude de sensibilité aux températures intertropicales. L'augmentation de l'excès sur la période holocène, commune à plusieurs sites antarctiques s'explique donc très probablement par le même mécanisme (Vimeux et al., 1999, manuscrit soumis à Climate Dynamics). L'interprétation de la variation glaciaire-interglaciaire en Antarctique, en dehors du contrôle océanique, est donc très délicate, et nécessite un progrès en modélisation des conditions de fractionnement. La sursaturation, critique pour l'excès, devrait être calculée explicitement, notamment pour prendre en compte les variations climatiques de la charge en poussière.

On peut essayer, à partir des estimations ci-dessus, de corriger les variations climatiques de l'excès (Tableau IV.2) par les effets de la température locale (Figure IV.5) et de la composition isotopique de l'océan (Figure IV.14), afin d'estimer les variations des conditions à la source (température et humidité, Tableau IV.1). Ces corrections sont délicates, car entachées d'incertitudes importantes par rapport à l'amplitude du signal cherché (quelques pourmils). Le premier problème est de déterminer la variation d'excès, puisqu'en effet celui-ci n'est pas minimum au DMG, mais un peu après (Tableau IV.2). Comme les variations des autres paramètres sont estimées pour le DMG, on considère cette période exactement. Les valeurs du fractionnement en deutérium et de l'excès sont rappelées dans le Tableau IV.3 ci-dessous.

	VOSTOK	DOME B	DOME C
δD ('moderne')	-440	-428	-392
δD (DMG)	-480	-468	-436
différence DMG- moderne	-40	-40	-44
excès ('moderne')	16	13	9
excès (DMG)	14	10	5
différence DMG- moderne	-2	-3	-4

Tableau IV.3. Variations des paramètres isotopiques entre la période de l'Holocène moyen ('moderne') et le dernier maximum glaciaire (DMG), pour trois sites du plateau antarctique.

La première correction s'appliquant à ces différences d'excès provient de la variation de température locale. Les figures IV.5 et IV.6, et la section IV.1.2, rappellent en effet que la pente spatiale $\delta D/\delta^{18}O$ des précipitations n'est pas de 8 mais qu'elle diminue avec le fractionnement (δD), augmentant ainsi l'excès. Cet effet a joué aussi lors des variations climatiques en un même site. L'estimation du rapport $d/\delta D$ pour quantifier cet effet peut s'envisager de deux façons différentes.

On peut estimer la pente réelle, et son rapport avec la valeur 8 définissant l'excès. Pour le site de Vostok, la 'pente' temporelle tout au long du premier cycle climatique est en moyenne de 7.86 (Vimeux, 1999). Une telle pente est temporelle (rapport de variations dans le temps), mais elle varie aussi avec le climat, avec une amplitude de ± 0.5 . Soit s cette pente observée, la relation réelle entre les deux isotopes est donc $\delta D = s \cdot \delta^{18}O + d'$, où d' est similaire à l'excès (défini strictement par une pente de 8). L'excès d peut s'écrire alors en fonction de δD seulement :

$d = (1-8/s) \cdot \delta D + 8/s \cdot d'$. La sensibilité de l'excès à la variation de fractionnement, $\Delta d / \Delta D$, est donc égal à $(1-8/s)$. En considérant les valeurs extrêmes pour s de 8 à $7.86 - 0.5 = 7.4$, ce facteur est entre 0 et -0.08.

Une autre façon d'estimer ce facteur est de corrélérer les valeurs de δD et d en différents sites. C'est alors un facteur spatial, différent du facteur temporel que l'on cherche, mais que l'on peut supposer proches, de la même façon que pour la relation entre isotope et température. La régression linéaire des 3 (!) valeurs actuelles à Vostok, Dôme B et Dôme C donne une valeur de -0.14 ($r^2 = .96$). Les valeurs pour le DMG fournissent une sensibilité très différente de -0.2. D'autres mesures isotopiques existent en fait en Antarctique (Figure IV.8), mais la tendance n'est plus linéaire. Si l'on utilise la régression polynomiale de Delmotte (1997) pour l'Antarctique de l'Est, $d = 19.9 + 0.14 \cdot \delta D + 2.88 \cdot 10^{-4} \cdot \delta D^2$, la sensibilité de l'excès d au fractionnement δD sur le plateau, pour des valeurs de δD entre -460‰ (Vostok) et -415‰ (Dôme C), s'élève entre -0.13 et -0.10.

Le facteur de sensibilité à la température, via le fractionnement du deutérium, semble donc de l'ordre de -0.1, disons entre -0.08 et -0.12. Une telle estimation est très imparfaite, car ce facteur s'avère fondamental pour notre problème. En considérant les valeurs extrêmes estimées ci-dessus (0 et -0.2), la variation d'excès oscille entre 0 et 8‰ ! Avec la valeur moyenne de -0.1 ± 0.02 , elle s'élève à environ $-40 \cdot (-0.1) = +4‰$ (± 0.8).

La seconde correction à apporter provient de l'enrichissement isotopique global de l'océan. Là encore une valeur exacte de cet enrichissement est difficile à apprécier (voir discussion en début de paragraphe), on peut considérer $1.2‰ \pm 0.1$ pour l'oxygène 18 ($9.6‰ \pm 0.8$ pour le deutérium) comme valable. La simulation T012 (Figure IV.13) donne une idée de la variation d'excès engendrée : $\Delta d = 8.66 \cdot 10^{-3} \cdot \delta D + 8.5 \cdot 10^{-4}$ ($r = .99$, avec les 864 points du modèle, en moyenne annuelle). Soit un effet sur l'excès, négatif, entre -4 et -3.6‰.

La différence entre la somme de ces deux effets et la variation mesurée d'excès peut alors être interprétée comme changement de conditions à la source, avec des sensibilités de l'ordre de $1‰/°$ pour la température ou, de façon équivalente, $-0.3‰/\%$ pour l'humidité relative, évaluées avec le modèle du GISS (Tableau IV.1).

Le tableau IV.4 indique l'amplitude de ces effets et la variation nette d'excès attribuable aux variations de source. Les effets dus aux variations de température locale et de la composition océanique se compensent à moins de 1‰ près. Cette compensation a pu persister pour d'autres climats puisqu'elle dépend des variations de la température globale, responsable à

la fois de la température locale et du volume des calottes. La variation d'excès mesurée représente donc à peu près celle des conditions à la source. Les valeurs déterminées, de -2 à -5‰, équivalentes à autant de degrés, s'opposent aux résultats simulés avec le modèle du GISS (Figure II.16). Ce modèle prévoit en effet que le refroidissement des sources est compensé en partie (DMG avec zone tropicale plus froide) ou surcompensé (DMG type CLIMAP) par le changement de la contribution des sources, celles de plus basses latitudes (plus chaudes) contribuant plus aux précipitations antarctiques.

	VOSTOK	DOME B	DOME C
δD moyen	-460	-448	-414
$\Delta \delta D$	-40	-40	-44
Δd dont:	-2	-3	-4
ΔT_{locale}	+4±.4	+4±.4	+4.4±.4
$\Delta \delta^{18}O_{\text{océan}}$	-4±.3	-3.9±.3	-3.6±.3
reste Δsource	-2±.5	-3.1±.5	-4.8±.5

Tableau IV.4. Variations Δ entre le dernier maximum glaciaire et la période moderne de la teneur isotopique δD et de l'excès en deutérium d en trois sites antarctiques (en pourmil).

Plusieurs remarques peuvent être faites par rapport à ces résultats. D'abord la relation (empirique) entre température de source et humidité relative est déterminée pour les conditions climatiques actuelles avec le modèle du GISS. Il est possible que la relation temporelle soit différente, modifiant ainsi les sensibilités de l'excès à ces deux paramètres. Le modèle du GISS, avec un biais sur l'excès moderne, ne permet pas d'examiner ce point. D'autre part, une telle diminution de la température de source prévu par l'excès ne se conçoit, d'après les résultats de ce même modèle, qu'avec un refroidissement important de la zone intertropicale diminuant la contribution des basses latitudes. Un tel refroidissement s'oppose aux plus récents résultats sur la surface océanique (par exemple Bard, 1999). Enfin, les coefficients utilisées pour corriger l'excès des variations de température locale et de composition océanique sont issus d'un modèle, qui ne simule pas correctement l'excès en climat moderne (du moins pas sa relation avec le fractionnement). Malheureusement les autres modèles ne donnent pas de résultats meilleurs.

REFERENCES

- Andersen U., **1997** : Modeling the stable water isotopes in precipitation using the LMD5.3 atmospheric general circulation model. Thèse de Doctorat. Niels Bohr Institute, Université de Copenhague.
- Anderson D. M. et Thunell R. C., **1993** : The oxygen-isotope composition of tropical ocean surface water during the last deglaciation. Quaternary Science Reviews. vol. 12, 465-473.
- Aristarain A. J., Jouzel J. et Pourchet M., **1986** : Past Antarctic Peninsula climate (1850-1980) deduced from an ice core isotope record. Climatic Change. vol. 8, 69-89.
- Armengaud A., Koster R. D., Jouzel J. et Ciais P., **1998** : Deuterium excess in Greenland snow : analysis with simple and complex models. Journal of Geophysical Research. vol. 103, D8, 8947-8953.
- Aumont O., Orr J., Jamous D., Monfray P., Madec G. et Marti O., **1998** : A degradation approach to accelerate simulations to steady-state in a 3-D Tracer Transport model of the Global Ocean. Climate Dynamics. vol. 14, 101-116.
- Bard E., **1999** : Ice age temperatures and geochemistry. Science. vol. 284, 1133-1134.
- Bard E., Rostek F. et Sonzogni C., **1997** : Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeothermometry. Nature. vol. 385, 707-710.
- Basile I., Grousset F. E., Revel M., Petit J.-R., Biscaye P. E. et Barkov N. I., **1997** : Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6. Earth and Planetary Science Letters. vol. 146, 573-589.
- Bassinot F. C., Labeyrie L. D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N. J. et Lancelot Y., **1994** : The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. Earth and Planetary Science Letters. vol. 126, 91-108.
- Baumgartner A. et Reichel E., **1975** : *The world water balance*. Elsevier, New York.
- Berger A. L., **1978** : Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. Journal of Atmospheric Sciences. vol. 35, 12, 2362-2367.
- Betts A. K. et Ridgway W., **1992** : Tropical boundary layer equilibrium in the last ice age. Journal of Geophysical Research. vol. 97, D2, 2529-2534.
- Beyerle U., Purtschert R., Aeschbach-Hertig W., Imboden D. M., Loosli H. H., Wieler R. et Kipfer R., **1998** : Climate and groundwater recharge during the last glaciation in an ice-covered region. Science. vol. 282, 731-734.

- Bigg G. R. et Rohling E. J., **1999** : An oxygen isotope data set for marine waters: deep convection in the NE Pacific ? IUGG, 22nd General Assembly, IAPSO symposia, Birmingham.
- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Dällenbach A., Stauffer B., Stocker T. F., Raynaud D., Jouzel J., Clausen H. B., Hammer C. U. et Johnsen S. J., **1998** : Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. Nature. vol. 394, 20 August, 739-743.
- Bond G., Broecker W. S., Johnsen S. J., McManus J., Labeyrie L. D., Jouzel J. et Bonani G., **1993** : Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature. vol. 365, 143-147.
- Boyle E. A., **1997** : Cool tropical temperatures shift the global $\delta^{18}\text{O}$ -T relationship: an explanation for the ice core $\delta^{18}\text{O}$ -borehole thermometry conflict ? Geophysical Research Letters. vol. 24, 3, 273-276.
- Broecker W. S., **1986** : Oxygen isotope constraints on surface ocean temperatures. Quaternary Research. vol. 26, 122-134.
- Broecker W. S., **1997a** : Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system : will man-made CO₂ upset the current balance ? Science. vol. 278, 28 Nov., 1582-1588.
- Broecker W. S., **1997b** : Mountain glaciers: recorders of atmospheric water vapor content ? Global Biogeochemical Cycles. vol. 11, 4, 589-597.
- Bromwich D. H., **1988** : Snowfall in high southern latitudes. Review of Geophysics. vol. 26, 1, 149-168.
- Bromwich D. H., Robasky F. M., Cullather R. et Woert M. L. V., **1995** : The atmospheric hydrologic cycle over the Southern ocean and Antarctica from operational numerical analyses. Monthly Weather Review. vol. 123, 3518-3538.
- Budd W. F., Reid P. A. et Minty L. J., **1995** : Antarctic moisture flux and net accumulation from global atmospheric analyses. Annals of Glaciology. vol. 21, 149-156.
- Bush A. B. G. et Philander S. G. H., **1998** : The role of ocean-atmosphere interactions in tropical cooling during the last glacial maximum. Science. vol. 279, 1341-1344.
- Cadet D. et Reverdin G., **1981** : Water vapour transport over the Indian ocean during summer 1975. Tellus. vol. 33, 5, 476-487.
- Charles C. D., Rind D., Jouzel J., Koster R. D. et Fairbanks R. G., **1994** : Glacial-interglacial changes in moisture sources for Greenland : influences on the ice core record of climate. Science. vol. 263, 28 January, 508-511.

- Charles C. D., Rind D., Jouzel J., Koster R. D. et Fairbanks R. G., **1995** : Seasonal precipitation timing and ice core records. Science. vol. 269, 247-248.
- Ciais P. et Jouzel J., **1994** : Deuterium and oxygen 18 in precipitation : isotopic model, including mixed cloud processes. Journal of Geophysical Research. vol. 99, D8, 16793-16803.
- Ciais P., White J. W. C., Jouzel J. et Petit J.-R., **1995** : The origin of present-day Antarctic precipitation from surface snow deuterium excess data. Journal of Geophysical Research. vol. 100, D9, 18,917-18,927.
- CLIMAP, **1981** : *Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum*. Vol. 36, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, USA.
- Craig H., **1961** : Isotopic variations in meteoric waters. Science. vol. 133, 1702-1703.
- Craig H. et Gordon L. I., **1965** : Deuterium and Oxygen 18 variations in the Ocean and the Marine Atmosphere. In *Stables Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Editeur E. Tongiorgi, Consiglio Nazionale delle Ricerche , Laboratorio di Geologia Nucleare , Pisa , Italia, 9-130.
- Cuffey K. M., Clow G. D., Alley R. B., Stuiver M., Waddington E. D. et Saltus R. W., **1995** : Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition. Science. vol. 270, 20 October, 455-458.
- Cullather R. I., Bromwich D. H. et Woert M. L. V., **1996** : Interannual variations in Antarctic precipitation related to El Nino-Southern oscillation. Journal of Geophysical Research. vol. 101, D14, 19,109-19,118.
- Dahe Q., Petit J.-R., Jouzel J. et Stiévenard M., **1994** : Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctica Expedition. Journal of Glaciology. vol. 40, 134, 107-118.
- Dansgaard W., **1954** : The O¹⁸ abundance in fresh water. Geochimica et Cosmochimica Acta. vol. 6, 241-260.
- Dansgaard W., **1964** : Stable isotopes in precipitation. Tellus. vol. XVI, 4, 436-468.
- Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Steffensen J. P., Sveinbjörnsdóttir A., Jouzel J. et Bond G., **1993** : Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature. vol. 364, 218-220.
- Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B. et Gundestrup N., **1973** : *Stable isotope glaciology*. Meddelelser om Grønland, vol. 197, 2, C. A. Reitzels Forlag, København.

- Delaygue G., V. Masson, J. Jouzel, R. D. Koster et R. J. Healy, **2000** : The origin of Antarctic precipitation: a modelling approach. Tellus. vol. 52B, 1, 19-36.
- Delmotte M., **1997** : Enregistrements climatiques à Law Dome : variabilité pour les périodes récentes et pour la déglaciation. Thèse de Doctorat. Université de Joseph Fourier - Grenoble I.
- Delmotte M., Masson V., Jouzel J. et Morgan V., **1999** : A seasonal deuterium-excess signal at Law Dome, coastal eastern Antarctica: a southern ocean signature. soumis à Journal of Geophysical Research.
- Dokken T. M. et Jansen E., **1999** : rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period. Nature. vol. 401, 458-461.
- Dolgin I. M. et Petrov L. S., **1977** : in *Handbook of Antarctic Climate*. Vol. 2, Hydrological Institute (Gidrometeoizdat) (in Russian), Leningrad.
- Duplessy J.-C., **1982** : Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean. Nature. vol. 295, 494-498.
- Duplessy J.-C., Labeyrie L., Juillet-Leclerc A., Maitre F., Duprat J. et Sarnthein M., **1991** : Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum. Oceanologica Acta. vol. 14, 4, 311-324.
- Dutay J.-C., **1998** : Influence du mélange vertical et de la couche mélangée sur la ventilation de l'océan. Simulations numériques des traceurs transitoires tritium - hélium 3 et CFCs avec le modèle OPA. Thèse de Doctorat. Université Paris VI. 217 pp.
- Emiliani C., **1955** : Pleistocene temperatures. Journal of Geology. vol. 63, 538-578.
- Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. A. et Urey H. C., **1953** : Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Bulletin of the Geological Society of America. vol. 64, 1315-1325.
- Fairbanks R. G., **1982** : The origin of continental shelf and slope water in the New York Bight and Gulf of Maine: evidence from $H_2^{18}O/H_2^{16}O$ ratio measurements. Journal of Geophysical research. vol. 87, 5796-5808.
- Fairbanks R. G., Charles C. D. et Wright J. D., **1992** : Origin of global meltwater pulses. In *Radiocarbon after four decades : An interdisciplinary perspective*, Editeurs R. E. Taylor, A. Long and R. S. Kra, Springer-Verlag, 473-500.
- Ganopolski A., Rahmstorf S., Petoukhov V. et Claussen M., **1998** : Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. Nature. vol. 391, 22 January, 351-356.

-
- Gates W. L., **1992** : AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. Bulletin of the American Meteorological Society. vol. 73, 1962-1970.
- Genthon C., **1994** : Antarctic climate modeling with general circulation models of the atmosphere. Journal of Geophysical Research. vol. 99, D6, 12,953-12,961.
- Genthon C. et Krinner G., **1998** : Convergence and disposal of energy and moisture on the Antarctic polar cap from ECMWF reanalyses and forecasts. Journal of Climate. vol. 11, 7, 1703-1716.
- Giovinetto M. B., Yamazaki K., Wendler G. et Bromwich D. H., **1997** : Atmospheric net transport of water vapor and latent heat across 60°S. Journal of Geophysical Research. vol. 102, D10, 11,171-11,179.
- Grafenstein U. v., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J. et Johnsen S. J., **1999** : A mid-european decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years B.P. Science. vol. 284, 1654-1657.
- GRIPmembers, **1993** : Climatic instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. Nature. vol. 364, 203-207.
- Hansen J., Lacis A., Rind D., Russell G., Stone P., Fung I., Ruedy R. et Lerner J., **1984** : Climate sensitivity : analysis of feedback mechanisms. In *Climate processes and climate sensitivity*, Editeurs J. E. Hansen and T. Takahashi, AGU, vol.29, 130-163.
- Hansen J. E., Russell G., Rind D., Stone P., Lacis A., Lebedeff S., Ruedy R. et Travis L., **1983** : Efficient three-dimensional global models for climate studies : Models I and II. Monthly Weather Review. vol. 111, 4, 609-662.
- Hastenrath S. et Greischar L., **1993** : The monsoonal heat budget of the hydrosphere-atmosphere system in the Indian ocean sector. Journal of Geophysical Research. vol. 98, C4, 6869-6881.
- Hoffmann G., Jouzel J. et Masson V., **1999** : Stable water isotope in Atmospheric General Circulation Models. Hydrological Processes, in press.
- Hoffmann G., Stiévenard M., Jouzel J., White J. W. C. et Johnsen S. J., **1997** : Deuterium excess record from Central Greenland: modelling and observations. In *Isotope techniques in the study of environmental change*, IAEA, Vienna, Austria. p. 591-602.
- Hoffmann G., Werner M. et Heimann M., **1998** : Water isotope module of the ECHAM atmospheric General Circulation Model: A study on timescales from days to several years. Journal of Geophysical Research. vol. 103, D14, 16,871-16,896.

- IAEA, **1969-1983** : Environmental Isotope Data n°1-6: World Survey of isotope concentration in precipitation. Rapport n° 96, 117, 129, 147, 165, 192, 226, Technical Report Series, IAEA, Vienna , Austria.
- IPCC, **1995** : in *Climate change 1995: the science of climate change*. Editeurs J. T. Houghton, L. G. M. Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell, University Press, Cambridge.
- Jean-Baptiste P., Charlou J. L. et Stiévenard M., **1997** : Oxygen isotope study of mid-ocean ridge hydrothermal fluids : Implication for the oxygen-18 budget of the oceans. Geochimica et Cosmochimica Acta. vol. 61, 13, 2669-2677.
- Johnsen S. J., Dahl-Jensen D., Dansgaard W. et Gundestrup N., **1995** : Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles. Tellus. vol. 47B, 5, 624-629.
- Johnsen S. J., Dansgaard W. et White J. W. C., **1989** : The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. Tellus. vol. 41B, 4, 452-468.
- Jones D. A. et Simmonds I., **1993** : A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones. Climate Dynamics. vol. 9, 131-145.
- Joussaume S. et Jouzel J., **1994** : Paleoclimatic tracers : an investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions. 2. Water isotopes. Journal of Geophysical Research. vol. 98, D2, 2807-2830.
- Joussaume S., Jouzel J. et Sadourny R., **1984** : A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. Nature. vol. 311, 5981, 24-29.
- Joussaume S., Sadourny R. et Vignal C., **1986** : Origin of precipitating water in a numerical simulation of the July climate. Ocean-Air Interactions. vol. 1, 43-56.
- Joussaume S. et Taylor K. E., **1995** : Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Proceedings of the first international AMIP scientific conference*. p.425-430.
- Jouzel J., **1999** : Towards a calibration of the isotopic paleothermometer. Science. vol. 286, 5441, 910-911.
- Jouzel J., Alley R. B., Cuffey K. M., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S. J., Koster R. D., Peel D., Shuman C. A., Stiévenard M., Stuiver M. et White J., **1997** : Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. Journal of Geophysical research. vol. 102, C12, 26471-26487.

-
- Jouzel J., Hoffmann G., Koster R. et Masson V., **2000** : Water isotopes in precipitation : Data/model comparison for present-day and past climates. Quaternary Sciences Review, vol 19, 363-379.
- Jouzel J. et Koster R. D., **1996** : A reconsideration of the initial conditions used for stable water isotope models. Journal of Geophysical Research. vol. 101, D17, 22933-22938.
- Jouzel J., Koster R. D., Suozzo R. J. et Russell G. L., **1994a** : Stable water isotope behavior during the last glacial maximum : a general circulation model analysis. Journal of Geophysical Research. vol. 99, D12, 25791-25801.
- Jouzel J., Koster R. D., Suozzo R. J., Russell G. L., White J. W. C. et Broecker W. S., **1991** : Simulations of the HDO and H₂¹⁸O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model : sensitivity experiments for present-day conditions. Journal of Geophysical Research. vol. 96, D4, 7495-7507.
- Jouzel J., Lorius C., Johnsen S. et Grootes P., **1994b** : Climate instabilities : Greenland and Antarctic records. Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris. vol. t. 319, série II, 65-77.
- Jouzel J. et Merlivat L., **1984** : Deuterium and oxygen 18 in precipitation : modeling of the isotopic effects during snow formation. Journal of Geophysical Research. vol. 89, D7, 11749-11757.
- Jouzel J., Merlivat L. et Lorius C., **1982** : Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. Nature. vol. 299, 5885, 688-691.
- Jouzel J., Merlivat L. et Roth E., **1975** : Isotopic study of hail. Journal of Geophysical Research. vol. 80, 36, 5015-5030.
- Jouzel J., Russell G. L., Suozzo R. J., Koster R. D., White J. W. C. et Broecker W. S., **1987** : Simulations of the HDO and H₂¹⁸O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model : the seasonal cycle for present-day conditions. Journal of Geophysical Research. vol. 92, D12, 14739-14760.
- Jouzel J., Waelbroeck C., Malaizé B., Bender M., Petit J.-R., Stievenard M., Barkov N. I., Barnola J.-M., King T., Kotlyakov V. M., Lipenkov V., Lorius C., Raynaud D., Ritz C. et Sowers T., **1996** : Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records. Climate Dynamics. vol. 12, 513-521.
- Juillet-Leclerc A., Jouzel J., Labeyrie L. et Joussaume S., **1997** : Modern and last glacial maximum sea surface δ¹⁸O derived from an Atmospheric General Circulation Model. Earth and Planetary Science Letters. vol. 146, 591-605.

- Keith D. W., **1995** : Meridional energy transport : uncertainty in zonal means. Tellus. vol.47A, 30-44.
- Kim S.-J., Crowley T. J. et Stössel A., **1998** : Local orbital forcing of Antarctic climate change during the Last Interglacial. Nature. vol. 280, 1 May, 728-730.
- King J. C. et Turner J., **1997** : Antarctic meteorology and climatology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Koster R. D., Eagleson P. S. et Broecker W. S., **1988** : Tracer water transport and subgrid precipitation variation within atmospheric general circulation models. Rapport n° 317, Tech Report, *Ralph M. Parsons Laboratory , Dept. of Civil Engineering , MIT* , March 1988.
- Koster R. D., Jouzel J., Suozzo R., Russell G., Broecker W. S., Rind D. et Eagleson P., **1986** : Global sources of local precipitation as determined by the NASA/GISS GCM. Geophysical Research Letters. vol. 13, 1, 121-124.
- Koster R. D., Jouzel J., Suozzo R. J. et Russell G. L., **1992** : Origin of July Antarctic precipitation and its influence on deuterium content : a GCM analysis. Climate Dynamics. vol. 7, 195-203.
- Kottmeier C. et B. Fay, **1998** : Trajectories in the Antarctic lower troposphere. Journal of Geophysical Research. vol. 103, D9, 10,947-10,959.
- Koster R. D., Valpine D. P. d. et Jouzel J., **1993** : Continental water recycling and H218O concentrations. Geophysical Research Letters. vol. 20, 20, 2215-2218.
- Krinner G. et Genthon C., **1998** : GCM simulations of the Last Glacial Maximum surface climate of Greenland and Antarctica. Climate Dynamics. vol. 14, 10, 741-758.
- Krinner G., Genthon C. et Jouzel J., **1997a** : GCM analysis of local influences on ice core δ signals. Geophysical Research Letters. vol. 24, 22, 2825-2828.
- Krinner G., Genthon C., Li Z.-X. et LeVan P., **1997b** : Studies of the Antarctic climate with a stretched-grid general circulation model. Journal of Geophysical research. vol. 102, D12, 13731-13745.
- Labeyrie L. D., Duplessy J.-C. et Blanc P. L., **1987** : vol. Nature, 327, 477-482.
- Lang C., Leuenberger M., Schwander J. et Johnsen S., **1999** : 16°C rapid temperature variation in Central Greenland 70,000 years ago. Science. vol. 286, 934-937.
- Lehman S. J., Wright D. G. et Stocker T. F., **1993** : Transport of freshwater into the deep ocean by the conveyor. In *Ice in the climate system*, Editeur W. R. Peltier, Springer-Verlag, vol.112, 187-209.

-
- Levitus S., **1982** : Climatological atlas of the world ocean. Report n° 13, Professional paper, *NOAA Washington D. C.*
- Levitus S., **1994** : World ocean atlas 1994, Volume 3: salinity. Rapport n° 3, NOAA atlas, *NESDIS*, April 1994.
- Lorius C., Jouzel J., Ritz C., Merlivat L., Barkov N. I., Korotkevich Y. S. et Kotlyakov V. M., **1985** : A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*. vol. 316, 6029, 591-596.
- Lorius C. et Merlivat L., **1977** : Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area. In *Isotopes and impurities in snow and ice. Proceedings of the Grenoble Symposium Aug./Sep. 1975*, IAHS, vol.118, 127-137.
- Lorius C., Merlivat L. et Hagemann R., **1969** : Variation in the mean deuterium content of precipitations in Antarctica. *Journal Geophysical Research*. vol. 74, 28, 7027-7031.
- Lorius C., Merlivat L., Jouzel J. et Pourchet M., **1979** : A 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature*. vol. 280, 23 August, 644-648.
- Lowell T. V., Heusser C. J., Andersen B. G., Moreno P. L., Hauser A., Heuser L. E., Schluchter C., Marchant D. R. et Denton G. H., **1995** : Interhemispheric correlation of late Pleistocene glacial events. *Science*. vol. 269, 1541-1549.
- Madec G., Delecluse P., Imbard M. et Lévy C., **1998** : OPA8.1 ocean general circulation model reference manual. Notes du Pôle de Modélisation, *IPSL*, Déc. 1998, disponible à <http://www.ipsl.jussieu.fr/modelisation/notes/OPA8.1-Total.pdf>.
- Marti O., **1992** : Etude de l'océan mondial : modélisation de la circulation et du transport des traceurs anthropogéniques. Thèse de Doctorat. Université de Université Paris VI.
- Merlivat L. et Jouzel J., **1979** : Global climatic interpretation of the Deuterium - Oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*. vol. 84, C8, 5029-5033.
- Mikolajewicz U., **1996** : A meltwater induced collapse of the 'conveyor belt' thermohaline circulation and its influence on the distribution of $\Delta^{14}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the oceans. Rapport n° 189, *Max-Planck-Institut für Meteorologie*, Hamburg, February 1996.
- Miller J. R. et Russell G. L., **1990** : Oceanic freshwater transport during the last glacial maximum. *Paleoceanography*. vol. 5, 3, 397-407.
- Miller J. R., Russell G. L. et Caliri G., **1994** : Continental-scale river flow in climate models. *Journal of Climate*. vol. 7, 914-928.
- Milliman J. D. et Meade R. H., **1983** : World wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*. vol. 91, 1, 1-21.

- Mix A. C., Morey A. E., Pisias N. G. et Hostetler S. W., **1999** : Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: circumventing the no-analog problem yields cool ice age tropics. Paleoceanography. vol. 14, 3, 350-359.
- Numaguti A., **1999** : Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continents: experiments using an atmospheric general circulation model. Journal of Geophysical Research. vol. 104, D2, 1957-1972.
- Östlund H., Craig H., Broecker W. S. et Spenser D. (Editeurs), **1987** : *GEOSECS Atlantic, Pacific and Indian ocean expeditions*. Vol. 7, shorebased data and graphics, IDOE NSF, Washington D. C.
- Östlund H. G. et Hut G., **1984** : Arctic ocean water mass balance from isotope data. Journal of Geophysical Research. vol. 89, C4, 6373-6381.
- Paul A., Mulitza S., Pätzold J. et Wolff T., **1999** : Simulation of oxygen isotopes in a global ocean model. In *Use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic.*, Editeurs G. Fischer and G. Wefer, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 655-686.
- Peixóto J. P. et Oort A. H., **1983** : The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. In *Variations in the global water budget*, Editeurs A. Street-Perrott, M. Beran and R. Ratcliffe, D. Reidel Publishing Company, 5-65.
- Peixóto J. P. et Oort A. H., **1996** : The climatology of relative humidity in the atmosphere. Journal of Climate. vol. 9, 3443-3463.
- Perry G. D., Duffy P. B. et Miller N. L., **1996** : An extended data set of river discharges for validation of general circulation models. Journal of Geophysical Research. vol. 101, D16, 21,339-21,349.
- Petit J.-R., J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman et M. Stiévenard, **1999** : Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature. vol. 399, 429 - 436.
- Petit J.-R., White J. W. C., Young N. W., Jouzel J. et Korotkevich Y. S., **1991** : Deuterium excess in recent Antarctic snow. Journal of Geophysical Research. vol. 96, D3, 5113-5122.
- Pierre C., Vangriesheim A. et Laube-Lenfant E., **1994** : Variability of water masses and of organic production-regeneration systems as related to eutrophic, mesotrophic and oligotrophic conditions in the northeast Atlantic ocean. Journal of Marine systems. vol. 5, 159-170.

-
- Pierrehumbert R. T., **1999** : Huascarán $\delta^{18}\text{O}$ as an indicator of tropical climate during the Last Glacial Maximum. Geophysical Research Letters. vol. 26, 9, 1345-1348.
- Pinot S., Ramstein G., Harrison S. P., Prentice I. C., Guiot J., Stute M. et Joussaume S., **1999** : Tropical paleoclimates at the Last Glacial Maximum: comparison of Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) simulations and paleodata. Climate Dynamics. vol. 15, 11, 857-874.
- Polzin K. L., J. M. Toole, J. R. Ledwell et R. W. Schmitt, **1997** : Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean. Science. vol. 276, 93-96.
- Preunkert S., Wagenbach D., Legrand M. et Vincent C., **1999** : Col du Dôme (Mt Blanc Massif, French Alps) suitability for ice core studies in relation with past atmospheric chemistry over Europe. Tellus, in press.
- Ramesh R. et Sarin M. M., **1992** : Stable isotope study of the Ganga (Ganges) river system. Journal of Hydrology. vol. 139, 49-62.
- Raynaud D., Jouzel J., Barnola J.-M., Chappellaz J., Delmas R. J. et Lorius C., **1993** : The ice record of greenhouse gases. Science. vol. 259, 926-934.
- Reynolds R. W., **1988** : A real time global sea-surface temperature analysis. Journal of Climate. vol. 1, 75-86.
- Rind D., **1987** : Components of the Ice Age circulation. Journal of Geophysical Research. vol. 92, D4, 4241-4281.
- Rind D. et Peteet D., **1985** : Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates : are they consistent ? Quaternary Research. vol. 24, 1-22.
- Robin G. d. Q., **1977** : Ice Cores and Climatic Changes. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. vol. B280, 143-168.
- Rohling E. J. et Bigg G. R., **1998** : Paleosalinity and $\delta^{18}\text{O}$: a critical assessment. Journal of Geophysical Research. vol. 103, C1, 1307-1318.
- Rommelaere V., **1997** : Trois problèmes inverses en glaciologie. Thèse de Doctorat. Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Rostek F., Ruhland G., Bassinot F. C., Muller P. J., Labeyrie L. D., Lancelot Y. et Bard E., **1993** : Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records. Nature. vol. 364, 319-321.
- Rozanski K., Araguas-Araguas L. et Gonfiantini R., **1993** : Isotopic patterns in modern global precipitation. In *Continental isotope indicators of climate*, Editeurs P. K. Swart, K. C. Lohman, J. MacKenzie and S. Savin, AGU, vol.78.

- Rozanski K., Sonntag C. et Munnich K. O., **1982** : Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. Tellus. vol. 34, 142-150.
- Russell G. L. et Miller J. R., **1990** : Global river runoff calculated from a global atmospheric circulation model. Journal of Hydrology. vol. 117, 241-254.
- Sachs J. P. et Lehman S. J., **1999** : Subtropical North Atlantic temperatures 60,000 to 30,000 years ago. Science. vol. 286, 756-759.
- Salamatin A. N., Lipenkov V. Y., Barkov N. I., Jouzel J., Petit J.-R. et Raynaud D., **1998** : Ice-core age dating and palaeothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok station (East Antarctica). Journal of Geophysical Research. vol. 103, 8963-8978.
- Schäfer-Neth C., **1998** : Changes in the seawater salinity-oxygen isotope relation between last glacial and present: sediment core data and OGCM modelling. Paleoclimates. vol. 2, 101-131.
- Schmidt G. A., **1998** : Oxygen-18 variations in a global ocean model. Geophysical Research Letters. vol. 25, 8, 1201-1204.
- Schmidt G. A., **1999a** : Error analysis of paleosalinity calculations. Paleoceanography. vol. 14, 3, 422-429.
- Schmidt G. A., **1999b** : Forward modeling of carbonate proxy data from planktonic foraminifera using oxygen isotope tracers in a global ocean model. Paleoceanography. vol. 14, 4, 482-497.
- Schmittner A., C. Appenzeller et T. F. Stocker, **2000** : Validation of parametrisations for the meridional energy and moisture transport used in simple climate models. Climate Dynamics. vol. 16, 63-77.
- Schrag D. P., Hampt G. et Murray D. W., **1996** : Pore fluids constraints on the temperature and oxygen isotopic composition of the glacial ocean. Science. vol. 272, 1930-1932.
- Schulz H., Rad U. v. et Erlenkeuser H., **1998** : Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. Nature. vol. 393, 7 May, 54-57.
- Schwander J., Sowers T., Barnola J.-M., Malaizé B., Blunier T. et Fuchs A., **1997** : Age scale of the air in the Summit ice - implication for glacial-interglacial temperature change. Journal of Geophysical Research. vol. 102, D16, 19483-19493.
- Severinghaus J. P. et Brook E. J., **1999** : Abrupt climate change at the end of the Last Glacial Period inferred from trapped air in polar ice. Science. vol. 286, 930-934.

-
- Severinghaus J. P., Sowers T., Brook E. J., Alley R. B. et Bender M. L., **1998** : Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. Nature. vol. 391, 141-146.
- Shackleton N. J., **1967** : oxygen isotopic analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. Nature. vol. 215, 15-17.
- Strain P. M. et Tan F. C., **1993** : Seasonal evolution of oxygen isotope-salinity relationships in high-latitude surface waters. Journal of Geophysical Research. vol. 98, C8, 14,589-14,598.
- Stute M., Forster M., Frischkorn H., Serejo A., Clark J. F., Schlosser P., Broecker W. S. et Bonani G., **1995** : Cooling of tropical Brazil (5°C) during the last glacial maximum. Science. vol. 269, 379-383.
- Thompson L. G., Mosley-Thompson E., Davis M. E., Lin P.-N., Henderson K. A., Cole-Dai J., Bolzan J. F. et Liu K.-b., **1995** : Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. Science. vol. 269, 46-50.
- Thompson L. G., Yao T., Davis M. E., Henderson K. A., Mosley-Thompson E., Lin P.-N., Beer J., Synal H.-A., Cole-Dai J. et Bolzan J. F., **1997** : Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. Science. vol. 276, 1821-1825.
- Toggweiler J. R. et Samuels B., **1995** : Effect of sea ice on the salinity of Antarctic Bottom Waters. Journal of Physical Oceanography. vol. 25, 1980-1996.
- Trenberth K. E., **1999a** : Atmospheric moisture recycling: role of advection and local evaporation. Journal of Climate. vol. 12, 5, 1368-1381.
- Trenberth K. E., **1999b** : Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. Climatic Change. vol. 42, 327-339.
- Trenberth K. E. et Guillemot C. J., **1998** : Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. Climate Dynamics. vol. 14, 213-231.
- Turner J., Lachlan-Cope T. A., Thomas J. P. et Colwell S., **1995** : The synoptic origins of precipitation over the Antarctic Peninsula. Antarctic Sciences. vol. 7, 327-337.
- Tzeng R.-Y., Bromwich D. H., Parish T. R. et Chen B., **1994** : NCAR CCM2 simulation of the modern Antarctic climate. Journal of Geophysical Research. vol. 99, D11, 23,131-23,148.
- Vimeux F., **1999** : Variations de l'Excès en Deutérium en Antarctique au cours des 400 000 dernières années : Implications Climatiques. Thèse de Doctorat. Université Paris VII.

- Vimeux F., Masson V., Jouzel J., Stiévenard M. et Petit J.-R., **1999** : Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern hemisphere. Nature. vol. 398, 410-413.
- Vimeux F., Masson V., Jouzel J., Petit J.-R., Steig E. J., Stiévenard M., Vaikmae R. et White J. W. C., **1999** : Holocene hydrological cycle changes in southern hemisphere documented in Antarctic deuterium excess records. Soumis à *Climate Dynamics*.
- Wadley M. R. et Bigg G. R., **2000** : Oxygen isotope as tracers in an ocean general circulation model: a long-term equilibrium experiment. soumis à Journal of Geophysical Research.
- Wang L., Sarnthein M., Duplessy J.-C., Erlenkeuser H., Jung S. et Pflaumann U., **1995** : Paleo sea surface salinities in the low-latitude Atlantic: the $\delta^{18}\text{O}$ record of *Globigerinoides ruber* (white). Paleoceanography. vol. 10, 4, 749-761.
- Warrick R. A., Provost C. L., Meier M. F., Oerlemans J. et Woodworth P. L., **1996** : Changes in the sea level. In *The Science of Climate Change, IPCC*, Editeurs J. T. Houghton, L. G. M. Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell, Cambridge University Press, 359-405.
- Werner M., Mikolajewicz U., Heimann M. et Hoffmann G., 1999a (**2000**): Borehole versus isotope temperatures on Greenland: seasonality does matter. Geophysical Research Letters. vol.27, 5, 723-726.
- Werner M., Mikolajewicz U., Hoffmann G. et Heimann M., **1999b** : Possible changes of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation caused by a meltwater event in the North Atlantic. Rapport n° 294, submitted to *J Geophys Res, Max-Planck-Institut für Meteorologie*, Hamburg.
- Werner M., Heimann M. et Hoffmann G., **1999c** : Isotopic composition and origin of polar precipitation in present and glacial climate simulations. Soumis à *Tellus*.
- Winograd I. J., Landwehr J. M., Ludwig K. R., Coplen T. B. et Riggs A. C., **1997** : Duration and structure of the past four interglaciations. Quaternary Research. vol. 48, 141-154.
- Worby A. P., Bindoff N. L., Lytle V. I., Allison I. et Massom R. A., **1996** : Winter ocean/sea ice interactions studied in the East Antarctic. EOS Transactions. vol. 77, 46.
- Yiou F., Raisbeck G., Bourles D., Lorius C. et Barkov N. I., **1985** : ^{10}Be in ice at Vostok, Antarctica, during the last climatic cycle. Nature. vol. 316, 6029, 616-617.
- Zaucker F. et Broecker W. S., **1992** : The influence of atmospheric moisture transport on the fresh water balance of the Atlantic drainage basin : general circulation model simulations and observations. Journal of Geophysical Research. vol. 97, D3, 2765-2773.

ANNEXES

- A. Article** Petit et al., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature. vol. 399, 429 - 436. p.184
- B. Equations de base du modèle simple isotopique.** p.192
- C. Les températures de précipitation et de condensation implantées dans le modèle du GISS.** p.195
- D. Les différentes simulations atmosphériques réalisées.** p.198
- E. Article** Delaygue et al., 1999. Climatic stability of the geographic origin of Antarctic precipitation simulated by an atmospheric general circulation model. Annals of Glaciology, vol.29, sous presse. p.202
- F. L'origine des précipitations simulée pour l'Amazonie et les Alpes.** p.208
- G. Régression multiple : l'excès en deutérium de la vapeur.** p.211

ANNEXE B: EQUATIONS DE BASE DU MODELE ISOTOPIQUE SIMPLE

Le modèle simple décrit la variation de la composition isotopique d'une masse de vapeur s'épuisant progressivement par précipitation.

Les paramètres en jeu sont

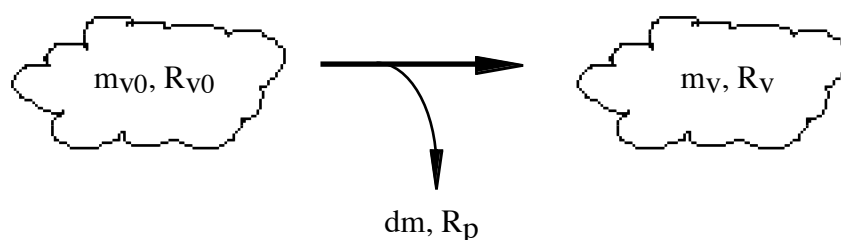
m	masse d'eau (H ₂ O)
m_i	masse d'espèce isotopique (H ₂ ¹⁸ O ou HDO)
R	rapport isotopique (R=m _i /m)

les suffixes **v**, **p**, **l** représentent respectivement la vapeur, le condensat précipité, le condensat aéroporté dans un nuage

α	le coefficient de fractionnement condensat/vapeur, soit $\alpha=R_p/R_v$ ($\alpha>1$), qui ne dépend que de la température (un effet cinétique peut s'ajouter, via un coefficient multiplicatif α_k , cf Jouzel et Merlivat, 1984).
----------	--

Le cas le plus simple correspond à la précipitation complète du condensat. Une fraction du condensat peut aussi rester aéroporté pour former un nuage.

1) Extraction complète du condensat (distillation de Raileigh) :



Le condensat dm , qui précipite totalement, se forme en équilibre isotopique avec la vapeur : $R_p=\alpha.R_v$. Noter que la figure n'est pas rigoureuse, puisque seule la vapeur est aéroportée, il n'existe donc pas de nuage.

Le bilan de matière s'écrit :

$$m_{v_0} = m_v + dm$$

$$m_{v_0}.R_{v_0} = m_v.R_v + dm.R_p$$

Soit : $mv_0.(Rv_0 - Rv) = dm.Rv.(\alpha-1)$.

En notant $dRv = Rv_0 - Rv$ la petite variation de Rv :

$$\boxed{\frac{dRv}{Rv} = (\alpha - 1) \cdot \frac{dmv}{mv}}$$

Si la température change peu (α constant), cette équation s'intègre en :

$$\boxed{Rv = Rv_0 \cdot F^{\alpha-1}}, \text{ avec } F \text{ la proportion de vapeur restant } (F = mv/mv_0).$$

Les précipitations étant toujours en équilibre avec la vapeur ($Rp = \alpha.Rv$), la variation de leur composition isotopique s'écrit :

$$Rp = \alpha.Rv \Rightarrow \frac{dRp}{Rp} = \frac{dRv}{Rv} + \frac{d\alpha}{\alpha}$$

$$\text{D'où : } \boxed{\frac{dRp}{Rp} = \frac{\alpha \cdot (\alpha - 1) \cdot dmv + mv \cdot d\alpha}{\alpha \cdot mv}}$$

La dérivation de Rp en fonction de la température s'écrit donc :

$$\boxed{\frac{\partial Rp}{\partial T} = Rp \cdot \left(\frac{(\alpha - 1)}{mv} \cdot \frac{\partial m v}{\partial T} + \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{d\alpha}{dT} \right)}$$

Les deux termes de cette somme sont de signes opposés, puisque $\frac{\partial m v}{\partial T} < 0$ et $\frac{d\alpha}{dT} > 0$, mais le premier est supérieur d'un ordre de grandeur au second, d'où $\frac{\partial Rp}{\partial T} < 0$ (appauvrissement isotopique accompagnant un refroidissement).

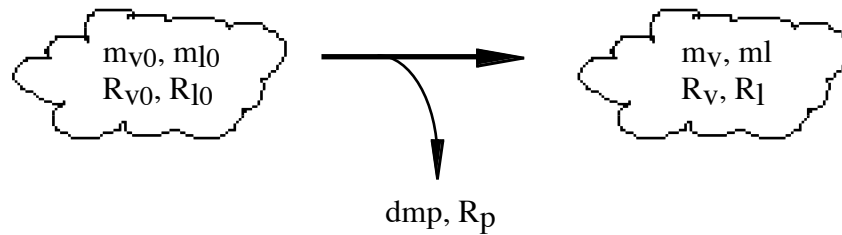
La relation entre les deux isotopes, deutérium et oxygène 18, peut donc être estimée en combinant les variations de chacun des isotopes. En utilisant la notation $\delta = R/R_{smow} - 1$, SMOW étant le standard utilisé pour l'eau, la pente de la relation $\delta D - \delta^{18}O$ est donnée par le rapport :

$$\frac{d\delta D}{d\delta^{18}O} = \frac{\delta D + 1}{\delta^{18}O + 1} \cdot \frac{(\alpha_D - 1) \cdot dmv/mv + d\alpha_D/\alpha_D}{(\alpha_{18} - 1) \cdot dmv/mv + d\alpha_{18}/\alpha_{18}}$$

Merlivat et Jouzel (1979) ont montré que cette pente est contrôlée par $\frac{\delta D + 1}{\delta^{18}O + 1} \cdot \frac{(\alpha_D - 1)}{(\alpha_{18} - 1)}$.

2) Fraction du condensat restant dans le nuage :

Une fraction du condensat n'est pas précipité et reste dans le nuage, sous forme liquide ou solide.



Le condensat est toujours en équilibre avec la vapeur : $R_p = R_l = \alpha \cdot R_v$.

Le bilan de matière s'écrit maintenant :

$$m_{v0} + m_{l0} = m_v + m_l + dmp$$

$$R_{v0} \cdot m_{v0} + R_{l0} \cdot m_{l0} = R_v \cdot m_v + R_l \cdot m_l + R_p \cdot dmp$$

soit :

$$dm_v + dm_l + dmp = 0$$

$$d(R_v \cdot m_v) + d(R_l \cdot m_l) + R_p \cdot dmp = 0$$

avec $d(R_v \cdot m_v) = m_v \cdot dR_v + R_v \cdot dm_v$, $dR_l = \alpha \cdot dR_v + R_v \cdot d\alpha$, et en remplaçant dmp :

$(\alpha \cdot m_l + m_v) \cdot dR_v + (1 - \alpha) \cdot R_v \cdot dm_v + R_v \cdot m_l \cdot d\alpha = 0$, soit :

$$\boxed{\frac{dR_v}{R_v} = \frac{(\alpha - 1) \cdot dm_v - m_l \cdot d\alpha}{\alpha \cdot m_l + m_v}}$$

Comme $R_p = \alpha \cdot R_v$, $\frac{dR_p}{R_p} = \frac{d\alpha}{\alpha} + \frac{dR_v}{R_v}$,

d'où :

$$\boxed{\frac{dR_p}{R_p} = \frac{\alpha \cdot (\alpha - 1) \cdot dm_v + m_v \cdot d\alpha}{\alpha \cdot (\alpha \cdot m_l + m_v)}}$$

ANNEXE C. LES TEMPERATURES DE PRECIPITATION ET DE CONDENSATION IMPLANTEES DANS LE MODELE DU GISS.

La température de précipitation, pour chaque maille, représente la moyenne verticale des températures aux différents niveaux, pondérées par la quantité de précipitation à chacun de ces niveaux.

Deux températures différentes ont en fait été implantées. A cause de la convection et de l'évaporation du condensat, une fraction de celui-ci n'atteint pas le sol. Ces phénomènes sont décrits dans les routines MSTCNV, qui traite la convection 'humide', et CONDSE qui traite l'advection à 'grande échelle'. La température de précipitation, rigoureusement, doit donc utiliser comme pondération la quantité de précipitation atteignant effectivement le sol issue de chaque niveau L. Dans le code mis au point, cette température est pondérée par la quantité d'eau lourde HDO précipitée, stockée en fin de processus (en surface) dans la variable AIJT(I,J,1,1), I et J étant les variables spatiales. La nouvelle variable AIJ(I,J,7) représente la quantité d'eau lourde condensée effectivement précipitée, multipliée par la température de l'air pour chaque niveau, en degré centigrade. La température de précipitation est donc égale au rapport $AIJ(I,J,7)/AIJT(I,J,1,1)$. La bonne implantation de AIJ(I,J,7) permet de vérifier que, sans pondération, $AIJ(I,J,7)=AIJT(I,J,1,1)$.

Une autre température moyenne a été calculée, qui ne tient pas compte de ces phénomènes de convection et d'évaporation, mais seulement de la quantité de condensat à chaque niveau L. Elle représente donc une température de 'condensation'. Elle est calculée en stockant le condensat dans la variable AIJ(I,J,47) et le produit condensat*température dans la variable AIJ(I,J,46). La température est le rapport $AIJ(I,J,46)/AIJ(I,J,47)$. Elle correspond à la température de 'précipitation' utilisée par Krinner et al. (1997a).

Algorithme de calcul des deux températures implanté dans le code du GISS:

```

0.1 ***** mra01mcm9 BT001M9 mra01mcm9                                14 NOV 98
0.4 *** MEDIUM GRID TRACER WATER MODEL.
0.5 *** TRACER 1=HDO, 2=H218O.
2228.176   AIJ(I,J,7)=AIJ(I,J,7)+(TPEQ-TF)*(LIQDT(1)-X4*PDROP*WATERT(L-1,1))
2228.177   . /DXYP(J)
2228.18   AIJ(I,J,46)=AIJ(I,J,46)+(TPEQ-TF)*X6*(QMPT(1)+X5*WATERT(L-1,1))/
2228.181   . ((QMP-LIQD)/ALFALV+X6+1.E-20)
2228.182   AIJ(I,J,47)=AIJ(I,J,47)+X6*(QMPT(1)+X5*WATERT(L-1,1))/
2228.183   . ((QMP-LIQD)/ALFALV+X6+1.E-20)
2228.462   AIJ(I,J,7)=AIJ(I,J,7)+TBAR*SOLIDT(1)/DXYP(J)
2228.463   AIJ(I,J,46)=AIJ(I,J,46)+TBAR*SOLIDT(1)

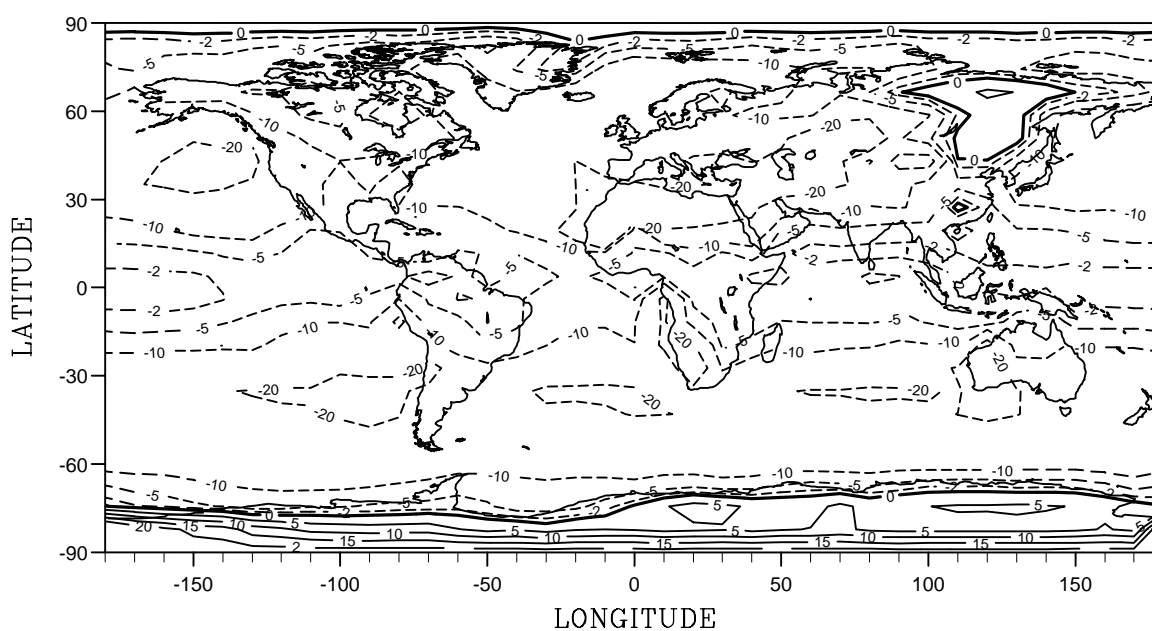
```

2228.464	$AIJ(I,J,47)=AIJ(I,J,47)+SOLIDT(1)$
2291.3	$AIJ(I,J,7)=AIJ(I,J,7)-(TN-TF)*(LIQDT(1)+SOLIDT(1))/DXYP(J)$
2313.3	$AIJ(I,J,7)=AIJ(I,J,7)+(TN-TF)*(LIQDT(1)+SOLIDT(1))/DXYP(J)$
2313.4	$AIJ(I,J,46)=AIJ(I,J,46)+(TN-TF)*(LIQDT(1)+SOLIDT(1))$
2313.5	$AIJ(I,J,47)=AIJ(I,J,47)+(LIQDT(1)+SOLIDT(1))$
2550.07	$AIJ(I,J,7)=AIJ(I,J,7)+(TNEW-TF)*(DQUPT(1)-DQOLDT(1))/DXYP(J)$
2550.217	$AIJ(I,J,7)=AIJ(I,J,7)+TBAR*(DQUPT(1)-DQOLDT(1))/DXYP(J)$
2550.218	$AIJ(I,J,46)=AIJ(I,J,46)+TBAR*(DQUPT(1)-DQOLDT(1))$
2550.219	$AIJ(I,J,47)=AIJ(I,J,47)+(DQUPT(1)-DQOLDT(1))$
2550.31	$AIJ(I,J,7)=AIJ(I,J,7)+(TNEW-TF)*(DQUPT(1)-DQOLDT(1))/DXYP(J)$
2550.311	$AIJ(I,J,46)=AIJ(I,J,46)+(TNEW-TF)*(DQUPT(1)-DQOLDT(1))$
2550.312	$AIJ(I,J,47)=AIJ(I,J,47)+(DQUPT(1)-DQOLDT(1))$
2550.465	$AIJ(I,J,7)=AIJ(I,J,7)+(TNEW-TF)*(DQUPT(1)-DQOLDT(1))/DXYP(J)$
2550.565	$AIJ(I,J,7)=AIJ(I,J,7)+(TNEW-TF)*(DQUPT(1)-DQOLDT(1))/DXYP(J)$
2550.566	$AIJ(I,J,46)=AIJ(I,J,46)+(TNEW-TF)*(DQUPT(1)-DQOLDT(1))$
2550.567	$AIJ(I,J,47)=AIJ(I,J,47)+(DQUPT(1)-DQOLDT(1))$

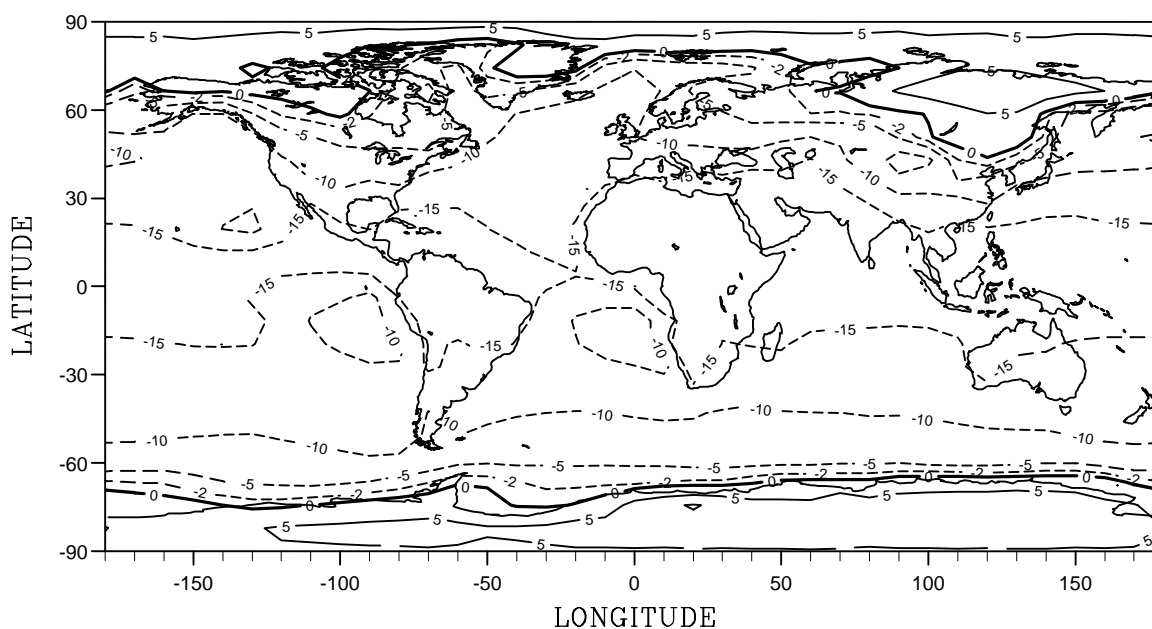
La température de précipitation est peu différente de la température du sol dans la zone intertropicale, à cause de la forte évaporation en base de nuage qui favorise la température des niveaux inférieurs du modèle. Aux hautes latitudes, on note une inversion thermique due au rayonnement de la surface et à l'advection de chaleur par les nuages.

En comparaison, la température de condensation est partout plus froide, puisqu'elle prend en compte la condensation à des altitudes plus élevées.

Les deux figures en page suivante présentent ces températures en moyenne annuelle, par référence à la température de surface.



Différence température de précipitation - température de surface (air au niveau du sol), en moyenne annuelle, simulée pour un climat actuel. Simulation T013, moyenne sur 10 ans.



Différence température de condensation - température de surface (air au niveau du sol), en moyenne annuelle, simulée pour un climat actuel. Simulation T013, moyenne sur 10 ans.

ANNEXE D. LES DIFFERENTES SIMULATIONS ATMOSPHERIQUES REALISEES AVEC LE MODELE DU GISS.

Les deux résolutions ont été utilisées : 'm' (médiane) en 8°x10° et 'f' (fine) en 4°x5°.

Les simulations de référence, au moins, comportent une première année de mise à l'équilibre non utilisée pour les calculs. La durée des simulations dépend de l'existence ou non de variabilité interannuelle dans les conditions limites. Avec cette variabilité, elle est de 11 ans (10 ans significatifs), 6 ans sinon (5 ans significatifs).

Les sorties sont sous /home/icegcm/delaygue/cmrun/

Les fichiers sont en binaire IBM (big endian), et sont lus par le programme de post-traitement histoire.f (et ses différentes versions).

T001m9 :

run modern avec SST-sea ice du GISS (correspond à leur run de controle 822d) sans variabilité (OM70Z). 6 ans avec humidité relative et isotopes à chaque niveau (utiliser historerh.f pour le post-traitement), et min -max des températures quotidiennes.

T002m9 :

idem T001m9 mais pour 6K-BP : seul changement=insolation. 8 ans avec humidité relative, isotopes à chaque niveau. Min-max quotidiens de température de surface pour FEB1985-JAN1987.

T003m9 :

Idem T001m9 mais pour 21K-BP : changement=insolation+CO2 (200/315 ppm) +SST/sea ice (fichier du GISS : om18kya CLIMAP)+calotte/relief (fichier du GISS CLIMAP : ZM70CL.21). 7 ans avec humidité relative et isotopes à tous les niveaux. Min-max quotidiens de la température de surface de FEB1984 à JAN1986.

T005m9 :

Simulation Holocène comme T002m9 mais en utilisant les SST du modèle couple du LMD (Braconnot et al.). 8 ans.

T006m9 :

Idem T001m9 mais avec composition océanique en oxygène 18 issue de la simulation avec OPA. Teneur en deutérium: $\delta D = 8 * \delta^{18}O$. 6 ans.

T007m9 :

Idem T001m9 mais avec d976em9 modifié et seulement 2 traceurs, pour sortir AIJL(i,j,l,3)=TX la température à chaque niveau, afin d'estimer une température de précipitation pour chaque source (en fait la moyenne verticale de Tx pondérée par la répartition de vapeur issue de chaque source). 6 ans.

T010m9 :

Cf T013m9 mais avec le fichier de conditions limites océaniques OM1978M12.CLIMAP.B créé à partir de OM1978M12.AVICE.B en ajoutant la banquise CLIMAP (V. Masson, sept. 1999). 11 ans.

T011m9 :

Idem T013m9 mais avec le fichier de conditions limites océaniques OM1978M12.NOICE.B créé à partir de OM1978M12.AVICE.B en remplaçant les points de banquise antarctique par des points d'océan à la température de -1.56°C (SST) (V. Masson, avril 1999)

T012m9:

Idem T001m9 mais avec composition isotopique de la surface océanique avec des valeurs glaciaires ($\delta^{18}\text{O}+1.2$ et $\delta\text{D}+9.6$ permil), pour étudier l'effet sur l'excès en deutérium.

T013m9 :

Run moderne de contrôle avec tracage des sources des précipitations. SST/seaice : AMIP avec moyenne pour sea ice (OM1978M12.AVICE.B). Relief et albédo : comme T001m9 et 822d (ZM70). Définition géographique des sources : Sources_ij_T013.txt. Calcul de TPREC et TCOND, températures de précipitation et de condensation. 11 ans (1979-1989).

T014m9 :

Run moderne avec tracage des sources des précipitations pour l'Amazonie (travail avec Arthur Green). Sorties effacées, mais sauvegardées sur bande.

T017m9 :

Run moderne avec anomalie isotopique dans l'Atlantique Nord. 3 ans de mise à l'équilibre (1979-81) puis anomalie en 1982. Run de contrôle correspondant T018m9.

T018m9 :

Run moderne de contrôle pour T017m9. 1 an (1982).

T021m9 :

Run 21k-BP avec conditions CLIMAP (om18kya du GISS) pour SST/seaice et Peltier pour relief (ZM70.21). Identique au 903b du GISS. 3 ans + 5 mois.

T022m9 :

Run 21k-BP de contrôle avec conditions CLIMAP (ZM70CL.21, om18kya) et traçage des précipitations (masque Sources_ij_T013.txt). 6 ans: 1977-1982.

T023m9 :

Run 21k-BP comme T022m9 avec SST modifiées dans la zone intertropicale (run 'froid'). 6ans.

T024m9 :

Run 21k-BP comme T022m9 avec SST décalées de un mois. 5 ans.

T025m9 :

Run 21k-BP comme T022m9 avec SST modifiées dans la zone intertropicale (run 'froid') et dans l'Atlantique Nord (Weinelt et al., 1996). 6 ans.

T030m9 :

Run 'froid' identique au N022 du GISS (Webb et al.,1997). N'a jamais démarré malgré l'aide de Rick Healy !!

T040m9 :

Run moderne identique à T013m9 , en traçant non plus l'eau mais l'oxygène 18 des précipitations. 11 ans (AMIP).

T041m9 :

Comme T040m9 mais trace le deutérium des précipitations. 11 ans (AMIP). Températures de précipitation et de condensation.

T042m9 :

Run 21k-BP CLIMAP comme T022m9 mais en traçant l'oxygène 18 des précipitations. 6 ans. Températures de précipitation et de condensation.

T043m9 :

Idem T042m9 mais pour tracer le deutérium des précipitations. 6 ans. Températures de précipitation et de condensation.

T044m9 :

Run 21k-BP CLIMAP 'froid' comme T023m9 mais en traçant l'oxygène 18 des précipitations. 6ans.

T045m9 :

Run 21k-BP CLIMAP 'froid' comme T023m9 mais en traçant le deutérium des précipitations. 6 ans. Températures de précipitation et de condensation.

t130m9 :

Idem T013m9 mais avec correction dans le module DS28M9 de la variable LHW, mal écrite (ligne 6435) . 11 ans.

t175m9 :

Run 175K (Valerie) avec SST/seaice CLIMAP (om18kya) et relief Peltier (ZM70.21). 5 ans.

T001f9 :

Run moderne pour tracer l'origine de l'eau sur les Alpes (ALPCLIM). Masque 'maskAlpclim.txt' pour les sources.

T002f9 :

Run moderne pour tracer eau+isotopes des précipitations (3x 6 traceurs) sur les Alpes (ALPCLIM). Masque 'maskAlpclim.txt' pour les sources.

Climatic stability of the geographic origin of Antarctic precipitation simulated by an atmospheric general circulation model

GILLES DELAYGUE,^{1,2} VALÉRIE MASSON,¹ JEAN JOUZEL¹

¹*Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Orme des Merisiers, CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette, France*

²*Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géoscience de l'Environnement, Europôle de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence, France*

ABSTRACT. The geographic origin of the Antarctic precipitation is important for ice-core isotopic interpretation as well as ice-sheet mass-balance calculations. Here we estimate these moisture origins with the NASA/Goddard Institute of Space Studies atmospheric general circulation model, under different climatic conditions. This model reasonably simulates the broad features of the present-day observed hydrological cycle, and indicates a subtropical to subglacial (30-60°S) latitudinal origin for the Antarctic precipitation. We use different climatic reconstructions, all based on CLIMAP, for the Last Glacial Maximum (about 21000 years ago), which differ by the latitudinal sea surface temperature gradient and seasonality. CLIMAP conditions increase the latitudinal gradient and the sea ice extent, with the consequence of slightly enhancing the low latitude origins. Shifting the seasonal cycle of oceanic prescribed conditions has an important effect on the hydrological cycle but less on the precipitation origin. Prescribing cooler tropical sea surface temperatures, which decreases the latitudinal gradient, makes the latitudinal contributions closer to modern ones and increases the dominant oceanic sources. Globally the origins of Antarctic precipitation do not change significantly, either annually or seasonally.

1. INTRODUCTION

The Antarctic ice sheet constitutes a unique archive of past climate, now extending to the last four climatic cycles (Petit et al., 1997). It is also an important component of the climate system, fluctuations of the ice sheet mass balance through the hydrological cycle having straightforward consequences for the sea level on short and long timescales (Warrick et al., 1996).

The reconstruction of past Antarctic climate is largely based on an empirical link between the isotopic content of precipitation (oxygen $18\text{-}\delta^{18}\text{O}$ and deuterium- δD) and local temperature. This spatial relationship has been substituted for a temporal one to interpret the isotopic ice records in terms of past temperatures. This use is somehow challenged by alternative estimates of glacial to interglacial temperature changes inferred from borehole thermometry (Salamatin et al., 1998). Other factors could contribute to the difference between spatial and temporal isotope-temperature relationships. Krinner et al. (1997) have used a high resolution general circulation model (GCM) to show that the precipitation seasonality and the vertical atmospheric structure have probably a limited impact on this difference. Also moisture origin and transport history confer a specific fingerprint on the isotopic precipitation content, and are likely to control the isotope-temperature relation to some extent (Dansgaard,

1964). Moreover, were this fingerprint different from basin to basin would the isotopic record vary from place to place in Antarctica, independently of the local temperature but according to the dominant basin. A better knowledge of the spatial and temporal distribution of the moisture origin should thus help in analysing the isotopic profiles in the various Antarctic sites where deep drilling has been achieved (Byrd, Dome Concordia, Dome B, Vostok and few coastal sites), or is ongoing or planned (Dome Fuji, Siple Dome, Dome Concordia and Dronning Maud Land, these last two drillings being undertaken in the frame of EPICA, the European Project for Ice Coring in Antarctica). Also important is the fact that the deuterium-excess d of Antarctic snow strongly depends on the conditions (temperature, humidity, windspeed) prevailing in the moisture source regions.

Several studies have already focused on determining indirectly Antarctic precipitation origin, based either on hydrological or isotopic considerations (see Bromwich, 1988, for a review). Since then an estimation of storm tracks across the Southern hemisphere (Jones and Simmonds, 1993) brought new longitudinal constraints on vapor origin. Using the link between deuterium-excess ($d = \delta\text{D} - 8 * \delta^{18}\text{O}$) and precipitation sources, Petit et al. (1991) and Ciais et al. (1995) used a Rayleigh-type isotopic model to match deuterium-excess measurements in surface snow from coastal to central Antarctica. They

inferred a major subtropical source, still could not exclude an additional coastal contribution. More recently, using the same model, Delmotte (1997) suggested seasonally varying sources for the coastal Antarctic site of Law Dome. Yet the main limitation of all these studies is that they basically fail to account for a realistic moisture history (precipitation and mixing) along the trajectory from ocean to ice sheet. Atmospheric general circulation models (AGCM) provide a unique means to trace the moisture through a far more complete description of the vapour history. Koster et al. (1992) have already simulated the Antarctic precipitation origins for modern July conditions. Here, we use the same model over a complete seasonal cycle and test different glacial conditions to assess the spatial, seasonal and climatic variability of Antarctic moisture sources.

2. TRACING MOISTURE WITH AN AGCM

The atmospheric GCM used here has been developed at the NASA Goddard Institute of Space Studies (GISS). The present version, Model II, has been used with its standard horizontal low resolution : $8^\circ \times 10^\circ$ latitude by longitude (24x36 grid points), and 9 vertical σ -levels. Each grid box has realistic elevation and geography, and is divided into fractions of open sea, sea ice, land and continental ice. The atmosphere dynamics is forced by its boundary conditions : insolation, atmospheric composition, sea surface temperature and ice cover, and land surface description. The model has annual and diurnal cycles. Though its very coarse resolution, the model reasonably simulates the main atmospheric features. Description and discussion of its performance can be found in Hansen et al. (1983).

Tracer diagnostics have been implemented in the model (Koster et al., 1988) in order to 'tag' the water evaporating from specific regions, and to follow it along its transport. The model then calculates for each grid box the contribution of each region to local precipitation. This diagnostic was applied to water isotopes by Jouzel et al. (1987). The realistic distribution of these tracers is a strong indication that the model is able to reproduce the main features of the hydrologic cycle. Due to the singularity of the polar grid point, atmospheric transports across it are not well described, which could bias our results. In fact the very low temperature of this area reduces the air moisture content to one half of the surrounding points on average.

As vapour supply from the northern hemisphere is found quite negligible in high southern latitudes (less than 1%), we defined 19 moisture sources located only in the southern hemisphere. 17 sets of homogeneous marine grid

points were defined according to annual sea surface temperature and basin geography considerations. The Antarctic ice sheet was marked separately in order to assess the importance of snow sublimation as moisture source. These sets were gathered to form geographically or latitudinally 'homogeneous' zones. From the Equator down to 63°S , we distinguished either the three oceanic basins or latitudinal bands. At higher latitudes the glacial i.e. seasonally sea-ice covered ocean was considered as a separate zone. These various zones are shown on Figure 1. They were kept unchanged for all simulations.

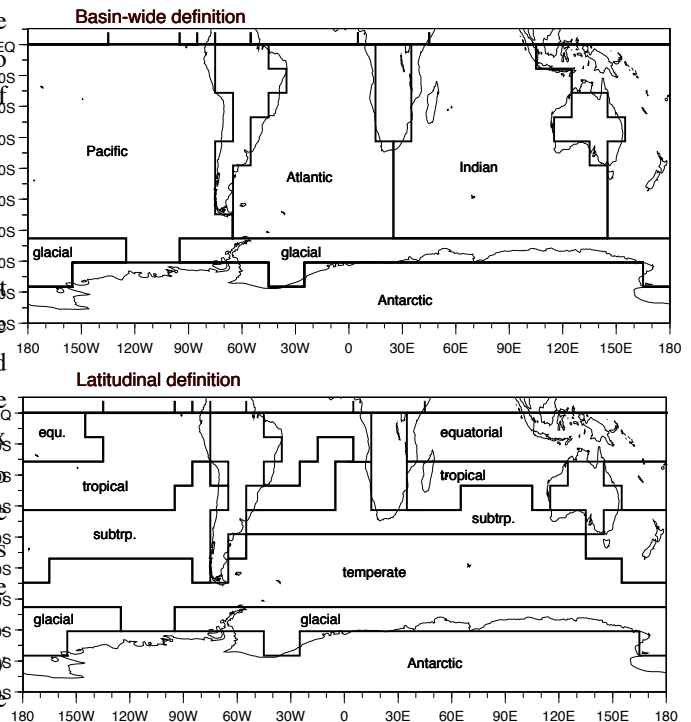


Fig. 1. Definition of the moisture sources for the simulations : between the Equator and 63°S , the partition is based either on basin geography or on annual sea surface temperature. A 'glacial' source is defined as the seasonally sea ice covered oceanic zone.

3. SENSITIVITY STUDY TO CLIMATIC CHANGES

Our 10-year present-day climate simulation is based on the AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project : Gates , 1992) oceanic observations. To test the validity of the simulated atmospheric trajectory, and thus of the precipitation origin, we compare the simulated hydrological cycle to observations. Figure 2 shows the zonally averaged meridional transport of vapour in the southern hemisphere from our simulation, compared to estimates from operational analyses of the ECMWF model (Bromwich et al., 1995). A rather good agreement

is found except for latitude corresponding to the Antarctic coast (65-75°S). This is due to a coarse description of the coast which allows too much moisture to penetrate the continent. A more complete comparison can be found in a separate paper (Delaygue et al., 1999). As a whole, the model simulates a correct transport of moisture, which makes it a reasonable tool for moisture origin estimate.

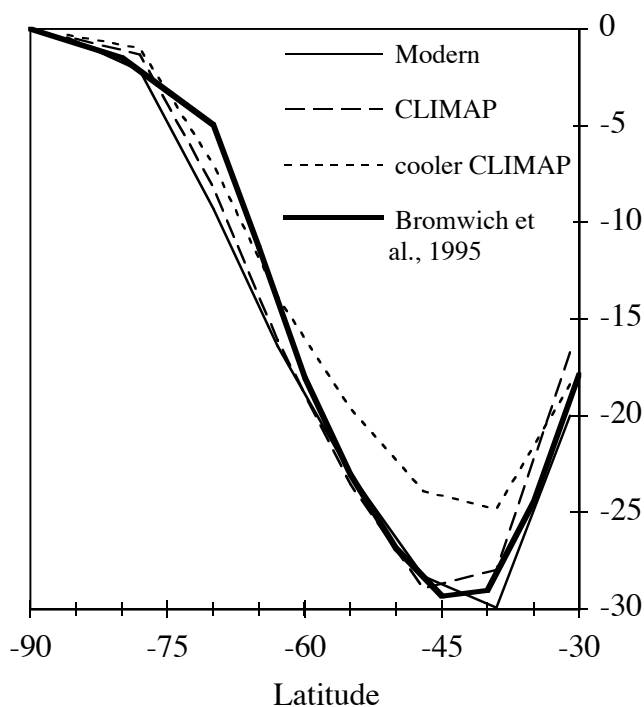


Fig. 2. Annual northward transport of moisture by the atmosphere in the Southern hemisphere : ECMWF-based estimations by Bromwich et al. (1995), simulations with the GISS 8°X10° AGCM.

We have tested the sensitivity of the precipitation origins and some hydrological parameters to two types of climatic parameters : the meridional temperature gradient and the seasonality of the prescribed conditions. First, the meridional gradient of surface temperature was strongly increased by applying CLIMAP (1981) reconstruction of Last Glacial Maximum (LGM) (Figure 3). Rind (1987) made a complete description of the climatic changes induced by CLIMAP conditions. We also apply an intermediate gradient by cooling (by 2-3°C) the CLIMAP intertropical sea surface temperatures (SST), considering that CLIMAP interpretations are less reliable there than others, for instance based on alkenones (Bard, 1999). Secondly, the seasonality of the CLIMAP reconstruction (extrema arbitrarily in February and August) was shifted forward by one month, given that in the present climate the extrema of SST as well as sea ice cover are later, in spring and fall, i.e. that the lag behind insolation is longer. Reconstructions of the CLIMAP sea ice cover and

topography were common to all glacial simulations. CO₂ concentration was lowered to 200 ppmv (Raynaud et al., 1993) and orbital parameters to their values 21 ka (thousands of years) ago (Berger, 1978).

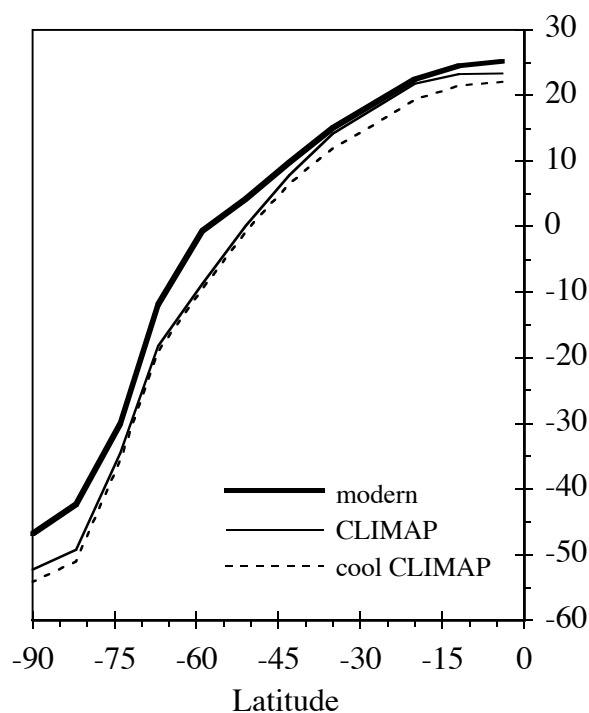


Fig. 3. Annual zonally averaged surface air temperature (°C) in Southern hemisphere from the different simulations

The meridional moisture flux simulated with CLIMAP conditions is very similar to the present-day one (Figure 2), as a result from a balance between the decrease of evaporation (general cooling) and the increase of the temperature latitudinal gradient and thus of the atmospheric transport. With cooler tropics the decrease of global evaporation is not equilibrated by a smaller increase of the meridional gradient, and the southward flow is largely reduced (by 25%). Shifting the CLIMAP conditions in time increases slightly the southward moisture transport (not shown).

Although the moisture transport is about the same over low to medium latitudes for modern and glacial conditions, the amount reaching Antarctica is quite different (Figure 4). With LGM conditions, the global precipitation decrease is due to the cooling, more intense with cooler tropics. Precipitation is mainly controlled by the moisture air content (through the temperature dependency), except over regions where stationary lows bring warm and moist oceanic air (Weddell and Ross seas, and more generally West Antarctica). A semiannual tendency of the accumulation is due to a summer precipitation compensation by the simulated high

evaporation. Shifting CLIMAP conditions in time changes significantly the moisture supply to Antarctica (Figure 4), with an increase (15%) of fall accumulation but no noticeable time lag. The only atmospheric anomalies in phase with this change are the evaporation rate and the ground - surface air temperature gradient in the subtropics (20-40°S). These anomalies take place in the three main basins, slightly northern in the Atlantic. Further work is needed to understand how insolation and SST interact to change both evaporation and moisture transport to higher latitudes.

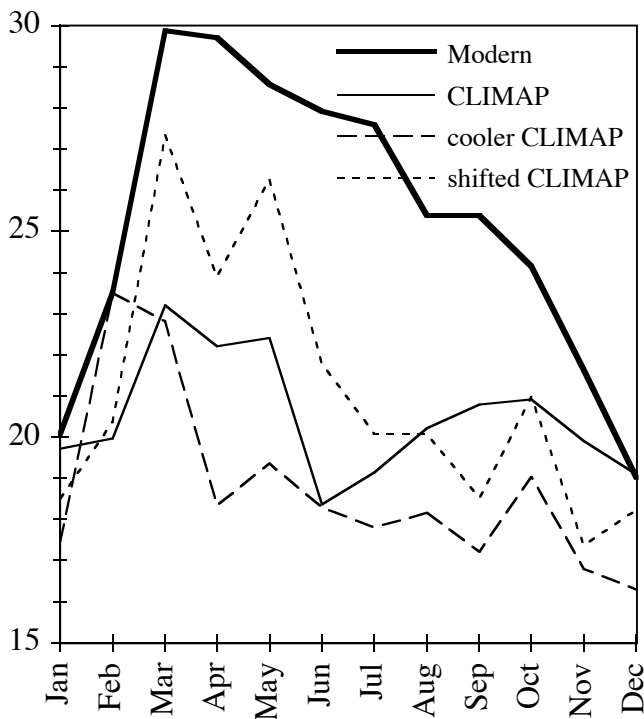


Fig. 4. Seasonal variation of the simulated Antarctic accumulation, in mm month⁻¹ (average over 10 years for modern conditions, 5 years for LGM)

Table 1 shows the annual averages of the oceanic and latitudinal contributions to Antarctic precipitation. Moisture from the Antarctic snow sublimation and from the glacial ocean contributes significantly during the austral summer and fall. The other contributions present less variations over the year. Consistently with the Hadley circulation which keeps moisture inside the intertropical zone, the precipitation is dominated by subtropical and subglacial vapour, whatever climatic change is considered. The contributions of the cooler ice sheet and extended sea ice cover decrease by a factor of two with LGM conditions. Conversely, the less cooled low latitudes participate more, particularly the subtropical region kept almost as warm as today in the CLIMAP reconstruction (Figure 3). The higher meridional temperature gradient

with all LGM conditions (Figure 3) also increases this contribution through the meridional transport. The tropical cooling spreads somehow over the other latitudes but the main effect is to lower the contribution of tropical to subtropical zones. Shifting the CLIMAP conditions by one month has no important consequence on the precipitation origins, except a seasonal shift of the subtropical/subglacial ratio which is higher in fall.

	modern climate	CLIMAP LGM	cool tropics LGM
equatorial	3	2	3
tropical	13	16	14
subtropical	28	38	34
subglacial	36	31	35
glacial	12	6	7
Antarctica	4	2	2
Pacific	30	41	34
Atlantic	20	19	17
Indian	30	28	35
<i>total</i>	96	96	95

Table 1 : Annual average of the source contributions (cf Fig. 1) to Antarctic precipitation, under different climatic conditions. In percent, the difference from 100% comes from the continents.

The oceanic contributions to Antarctic precipitation are distributed between the largest oceans, in relation to their latitudinal positions. The CLIMAP LGM interpretation promotes a warming of the Pacific tropical/subtropical SSTs, a stability of the Indian ones, and a slight cooling in the Atlantic. Qualitatively, these SST variations appear to explain the simulated variations of the oceanic contributions. Cooling this tropical CLIMAP reconstruction brings these relative contributions closer to those of the present-day, given a higher cooling of high latitudes and of the Atlantic compared to the Indian and Pacific (3° less prescribed rather than 2° elsewhere). Shifting the CLIMAP conditions has almost no impact on the contributions.

4. CONCLUSION

Different mechanisms seem to control the simulated climatic and seasonal variations of the Antarctic hydrological cycle. At the evaporation site, the SST and sea-ice cover play a major role. The atmospheric transport is mainly controlled by the meridional SST temperature gradient. At the precipitation site the local temperature plays an important role, especially for Eastern Antarctica. Even if the transport mode changes with glacial conditions (stronger eddy circulation, etc), the moisture transfer is

very close to the modern one and the differences can be explained basically by the source conditions, namely SST-controlled evaporation.

Two important caveats to this work must be underlined. First this AGCM has a low horizontal resolution and is not specially parameterized for high latitudes. Future simulations should use a high resolution model (stretched-grid version), and take into account proper atmosphere-sea ice-ocean interactions. Secondly the realism of our simulations can be estimated only indirectly by comparing the results to observed hydrological variables. Our simulation of the present-day hydrological cycle is consistent with the recent descriptions of the southern hemisphere and Antarctica based on numerical analyses (e.g. Jones and Simmonds, 1993; Bromwich et al., 1995).

In a separate paper (Delaygue et al., 1999), we have shown that, apart from the coastal areas, most of Antarctica receives a combination of different moisture sources. The Eastern part of the Plateau is somehow dominated by the Indian ocean origin, with a weak seasonal cycle due to coastal and local (ice sheet) supplies. The Western part of the Plateau receives moisture mainly from the Atlantic and the Pacific oceans, with a seasonally important contribution from the ice covered ocean.

LGM climate is characterised by a strong cooling in temperate/high latitudes and thus a stronger latitudinal temperature gradient. As a result less moisture evaporates there, and lower latitudes contribute more to Antarctic precipitation. Whereas the reconstruction differences have an important impact on the hydrological cycle, they have little on the moisture origin.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to D. Rind and R. Koster for facilitating us the use of the NASA/GISS AGCM; to R. Healy and R. Ruedy at GISS for technical assistance; to D. Bromwich and R. Cullather at Byrd Polar Research Center for providing their moisture transport estimates; to C. Genthon at LGGE for sharing the data of Dolgin and Petrov; and to two reviewers for their comments. Simulations were run at the LSCE on an IBM Risc 6000. This is LSCE contribution n° 293.

REFERENCES

- Bard E., 1999. Ice age temperatures and geochemistry. *Science*, **284** 1133-1134.
- Berger, A.L. 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.*, **35**(12), 2362-2367.
- Bromwich, D.H. 1988. Snowfall in high southern latitudes. *Rev. Geophys.*, **26**(1), 149-168.
- Bromwich, D.H., F.M. Robasky, R.I. Cullather and M.L. Van Woert. 1995. The atmospheric hydrologic cycle over the Southern Ocean and Antarctica from operational numerical analyses. *Mon. Weather Rev.*, **123**(12), 3518-3538.
- Ciais, P., J.W.C. White, J. Jouzel and J.-R. Petit. 1995. The origin of present-day Antarctic precipitation from surface snow deuterium excess data. *J. Geophys. Res.*, **100**(D9), 18,917-18,927.
- CLIMAP Project members. 1981. *Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum*. Boulder, CO, Geological Society of America. (Map Chart MC-36.)
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16** (4), 436-468.
- Delaygue G., V. Masson, J. Jouzel, R. D. Koster and R. J. Healy, 1999. The origin of Antarctic precipitation: a modelling approach. *Tellus*, **52B**, in press.
- Delmotte, M. 1997. Enregistrements climatiques à Law Dome: variabilité pour les périodes récentes et pour la déglaciation (thèse de doctorat, Université Joseph Fourier--Grenoble I.)
- Dolgin, I.M. and L.S. Petrov. 1977. *Spravochnik po klimatu Antarktidi. Tom 2 [Handbook of Antarctic climate.]*. Leningrad, Gidrometeoizdat [in Russian.]
- Gates, W.L. 1992. AMIP: the Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **73**(12), 1962-1970.
- Hansen, J. and 7 others. 1983. Efficient three-dimensional global models for climate studies : Models I and II. *Mon. Weather Rev.*, **111**(4), 609-662.
- Jones, D.A. and I. Simmonds. 1993. A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones. *Climate Dyn.*, **9**(3), 131-145.
- Jouzel, J., G.L. Russell, R.J. Suozzo, R.D. Koster, J.W.C. White and W.S. Broecker. 1987. Simulations of the HDO and H₂O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model: the seasonal cycle for present-day conditions. *J. Geophys. Res.*, **92**(D12), 14,739-14,760.
- Koster, R.D., P.S. Eagleson and W.S. Broecker, 1988. *Tracer water transport and subgrid precipitation variation within atmospheric general circulation models*. Cambridge, MA, Massachusetts Institute of Technology. Department of Civil Engineering, Ralph M. Parsons Laboratory. (Technical Report 317.)
- Koster, R.D., J. Jouzel, R.J. Suozzo and G.L. Russell. 1992. Origin of July Antarctic precipitation and its influence on deuterium content: a GCM analysis. *Climate Dyn.*, **7**(4), 195-203.
- Krinner, G., C. Genthon and J. Jouzel, 1997a. GCM analysis of local influences on ice core δ signals. *Geophys. Res. Lett.*, **24**(22), 2825-2828.
- Petit, J.-R., J.W.C. White, N.W. Young, J. Jouzel and Y.S. Korotkevich. 1991. Deuterium excess in recent Antarctic snow. *J. Geophys. Res.*, **96**(D3), 5113-5122.
- Petit, J.-R., I. Basile, A. Leruyet, D. Raynaud, C. Lorius, J. Jouzel, M. Stiévenard, V.Y. Lipenkov, N.I. Barkov, B.B. Kudryashov, M. Davis, E. Saltzman and V. Kotlyakov. 1997. Four climate cycles in Vostok ice core. *Nature*, **387**(6631), 359-360.
- Raynaud, D., J. Jouzel, J.-M. Barnola, J. Chappellaz, R.J. Delmas and C. Lorius. 1993. The ice record of greenhouse gases. *Science*, **259**(5097), 926-934.
- Rind, D. 1987. Components of the Ice Age circulation. *J. Geophys. Res.*, **92**(D4), 4241-4281.
- Salamatin, A.N., V.Y. Lipenkov, N.I. Barkov, J. Jouzel, J.-R. Petit and D. Raynaud. 1998. Ice core age dating and paleothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica). *J. Geophys. Res.*, **103**(D8), 8963-8978.

- Tzeng, R.-Y., D.H. Bromwich, T.R. Parish and B. Chen. 1994. NCAR CCM2 simulation of the modern Antarctic climate. *J. Geophys. Res.*, **99**(D11), 23,131-23,148.
- Warrick, R.A., C. Le Provost, M.F. Meier, J. Oerlemans, P.L. Woodworth. 1996. Changes in sea level. In Houghton, J.T., L.G.M. Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell, eds. *Climate change 1995: the science of climate change*. Cambridge University Press, Cambridge UK, 359-405.

ANNEXE F: L'ORIGINE DES PRECIPITATIONS SIMULEE POUR L'AMAZONIE ET LES ALPES.

Ces simulations ont été réalisées dans le cadre de collaboration, avec Arthur Green du Lamont pour l'Amazonie, et pour le programme ALPCLIM dirigé par Dietmar Wagenbach, de Heidelberg. Le but de ces deux études est de caractériser les sources des précipitations.

Pour l'**Amazonie**, Arthur Green travaillait alors avec Wallace Broecker sur le problème des températures tropicales glaciaires. Les reconstructions de température océanique montre en effet une stabilité (voire un réchauffement, comme CLIMAP). Au contraire sur les continents, différentes techniques comme l'altitude de la limite des glaciers, de la forêt (Rind et Peteeet, 1985), les isotopes de l'eau dans les glaciers andins (Thompson et al., 1995) et les eaux souterraines (Stute et al., 1995) indiquent un refroidissement de 5 à 10°C selon l'altitude. Le problème se pose donc de savoir si l'on peut réconcilier ou non refroidissement continental et stabilité océanique. De façon plus générale, la capacité de refroidissement de la zone intertropicale n'est pas triviale, car elle représente le 'moteur' thermique du globe en recevant le maximum d'énergie solaire dont les variations climatiques sont faibles. L'assèchement glaciaire de l'atmosphère, en diminuant fortement l'effet de serre, pourrait expliquer un tel refroidissement (Broecker, 1997b). La physique de l'atmosphère semble en tout cas contredire la stabilité océanique (Betts et Ridgway, 1992; Pierrehumbert, 1999). Le but d'Arthur Green était de reconsidérer les variations isotopiques des Andes, en terme de changement des conditions à l'origine des précipitations. Il nous avait donc demandé d'estimer cette origine. Comme les Andes sont mal représentées dans le modèle, nous avons décidé de reporter cette estimation pour le bassin de l'Amazone. En effet les précipitations des Andes sont issues en grande partie du recyclage sur ce bassin. Comme ce recyclage est due à l'évapotranspiration des arbres, qui fractionne peu, la signature isotopique due à la source océanique n'est probablement pas trop modifiée.

Cette étude a nécessité une redéfinition des sources autour de l'Amazonie. La figure F.1 montre les sources prédominantes pour les deux points (A et B) pris comme exemple dans la figure F.2.

Figure F.1. Régions sources définies sur le grille 8°x10° pour estimer l'origine des précipitations en Amazonie. Au total 19 sources ont été utilisées, pour la simulation T014.

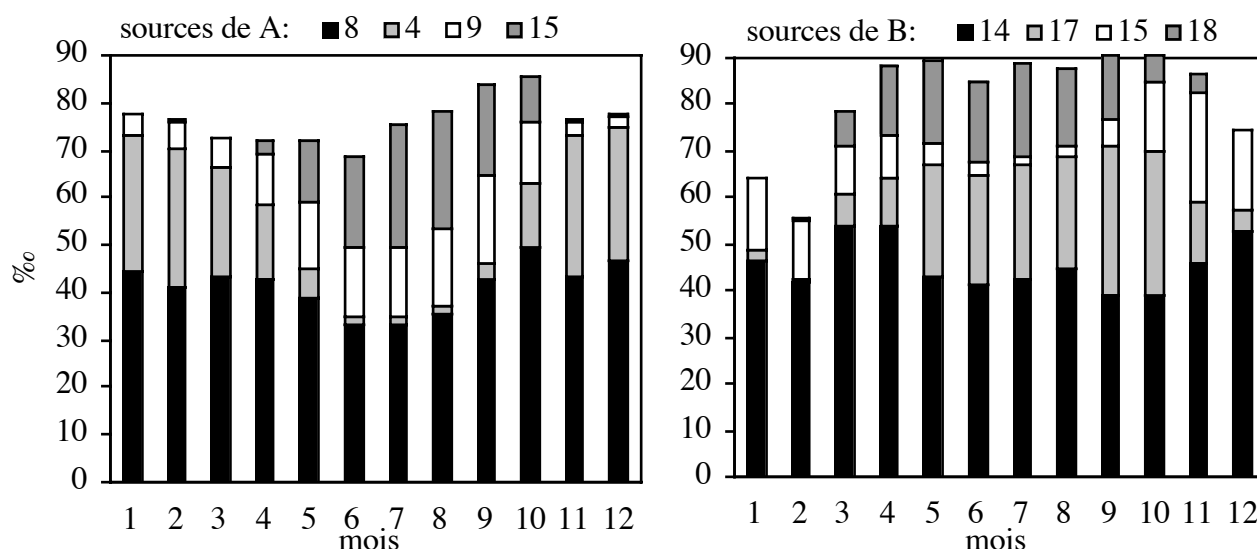


Figure F.2. Variations mensuelles de la contribution des sources représentées en Figure F.1 aux deux points A et B, pour un climat moderne (SST AMIP). Ces chiffres sont des moyennes sur seulement deux ans de la simulation T014, entachées d'une forte variabilité interannuelle.

Ce modèle prédit un transport limité de la vapeur dans cette région, attribuant l'essentiel de l'origine dans un rayon de 1000km, c'est-à-dire à la source dont fait partie le point considéré. Ceci correspond bien au fort recyclage attendu. Pour ce qui est de la saisonnalité, les variations peuvent être interprétées, pour le point A, par le déplacement en latitude de la zone de convection intertropicale (dans l'hémisphère nord en été, ce qui favorise l'apport d'humidité de l'hémisphère sud, et inversement en hiver). Mais, à cette échelle régionale, on peut vraiment douter des capacités du modèle à simuler des flux réalistes, compte tenu de la faible résolution spatiale, à la différence de l'étude sur l'Antarctique qui se place à une échelle quasi hémisphérique et pour laquelle on considère essentiellement un transport méridien. Pour finir, Arthur Green a changé de sujet et s'est intéressé aux variations récentes des glaciers suisses...

Pour les **Alpes**, fort de cette expérience andine, nous avons changé la visée de notre étude. Rappelons que le programme ALPCLIM a pour but d'étudier les informations issues des neiges et glaces alpines sur les derniers siècles, afin d'y déceler tout changement d'origine anthropogénique comme un réchauffement ou une pollution chimique. Compte tenu de l'échelle encore plus restreinte, puisque les Alpes s'étendent sur quelques centaines de kilomètres seulement, les capacités du modèle sont probablement encore plus mauvaises. La version du modèle du GISS en $4^\circ \times 5^\circ$ a été ainsi utilisée, elle améliore un peu l'existence de la chaîne de montagne dont l'altitude passe de 300 (en $8^\circ \times 10^\circ$) à 800 mètres ... Le but de cette étude régionale n'est alors pas cette fois de préciser l'origine des précipitations, qui relève à cette échelle de la météorologie. Il s'agit plutôt de caractériser les différentes sources possibles d'un point de vue isotopique, et notamment pour l'excès en deutérium. Plusieurs définitions géographiques des sources ont été testées. D'abord en essayant de rendre compte du maximum

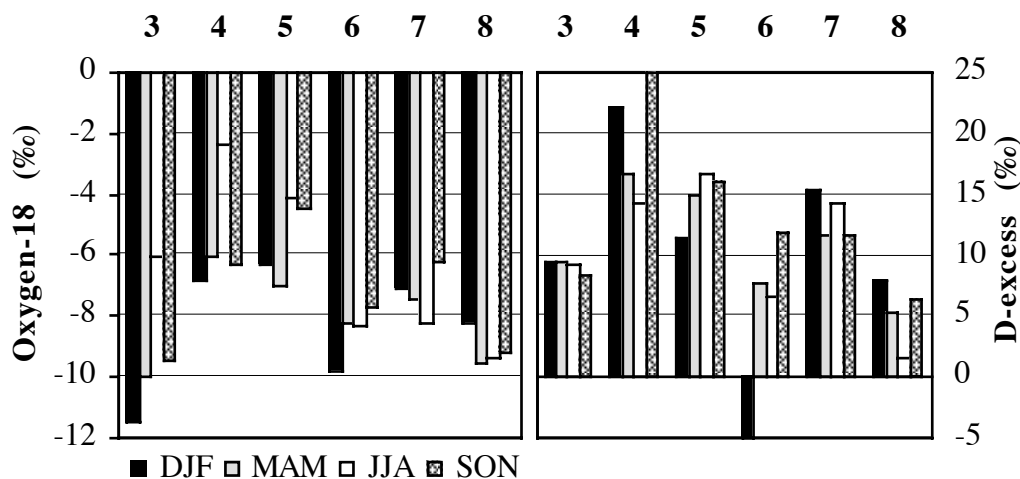
de précipitations simulées sur les Alpes : ceci fait apparaître des origines très proches (la source dont fait partie géographiquement le point est dominante), mais mal résolues (par exemple les continents forment une seule source). La Figure F.3 illustre la contribution des différentes sources estimée avec la simulation de contrôle sur la grille $8^\circ \times 10^\circ$.

Figure F.3. Différentes sources contribuant aux 'Alpes' (deux points barrés, d'altitude 300m) sur la grille $8^\circ \times 10^\circ$. La source 3 représente les continents indifférenciés. En bas, contributions (en %) de ces sources aux précipitations totales estimées avec la simulation T013 (moyenne et écart type sur 10 ans).

sources:	3	10	11	13
'Alpes occidentales'	14	48	16	9
<i>écart type sur 10 ans</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>1</i>
'Alpes orientales'	19	14	52	4
<i>écart type sur 10 ans</i>	<i>2</i>	<i>2</i>	<i>4</i>	<i>1</i>

D'après les indications météorologiques fournies par le groupe autrichien de Vienne (Reinhard Böhm, Ingeborg Auer), nous avons essayé de différencier les origines atlantique, méditerranéenne, et nordique. La Figure F.4 indique le dernier découpage effectué sur la grille $4^\circ \times 5^\circ$, ainsi que les compositions isotopiques associées à chacune des sources océaniques.

Figure F.4. Définition finale des sources sur la grille $4^\circ \times 5^\circ$ pour la simulation T002f. Les deux points barrés représentent les 'Alpes', d'altitude 800m. La source 3 représente le 'reste du monde'. La figure ci-dessous représente les compositions isotopiques associées aux sources océaniques, pour les 'Alpes occidentales', pour une année de simulation. L'excès en deutérium 'signe' surtout les 2 sources méditerranéennes, malgré leur proximité.



La variation saisonnière de la composition isotopique des précipitations, simulée par le modèle, correspond à peu près à celle estimée à partir des forages glaciaires (Preunkert et al., 1999). Mais l'origine de ce cycle apparaît due à l'ensemble des sources, et non à l'une des sources océaniques distinguées dans la Figure F.4, comme le montre la Figure F.5. L'idée que la saisonnalité du signal enregistré dans la neige peut s'expliquer par la saisonnalité des différentes sources (atlantiques/méditerranéennes) n'est donc pas évidente à étayer.

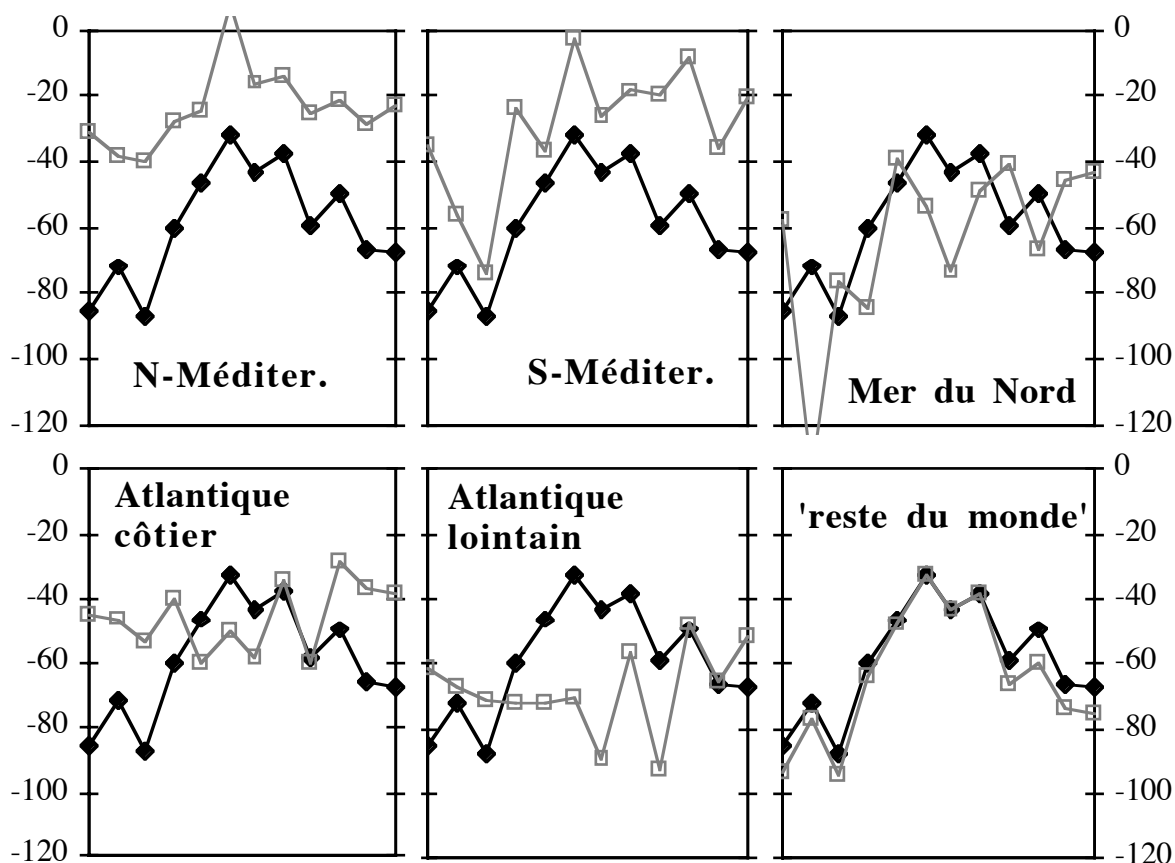


Figure F.5. Cycle saisonnier (12 mois) de la composition isotopique des précipitations (deutérium) simulée pour le point de grille correspondant aux Alpes occidentales (losanges noirs, voir Figure F.4), comparé à la composition des précipitations issues des différentes sources (carrés gris). Résultat d'une année de simulation t002f avec la version 4°x5°. La saisonnalité correspond à celle estimée à partir des mesures dans les Alpes. Le 'reste du monde' constitue 75 à 80% des précipitations et impose donc ses caractéristiques.

ANNEXE G : REGRESSIONS MULTIPLES : L'EXCES EN DEUTERIUM DE LA VAPEUR

Le problème abordé ici est celui de la dépendance entre l'excès en deutérium de la 'première' vapeur, définie en IV.1.1, et les conditions locales de température et d'humidité relative. Les modèles d'évaporation montrent en effet (Craig et Gordon, 1965) que le flux de vapeur, comme d'isotopes, dépend de ces deux paramètres. Les relations avec ces deux paramètres ne peuvent être estimées à partir de mesures, qui n'existent pas, mais à l'aide de modèles. Ces modèles décrivent les flux en isotopes en fonction du gradient vertical de la vapeur. Une hypothèse indépendante est donc nécessaire pour fixer ce gradient. Merlivat et Jouzel (1979) ont utilisé la fermeture globale des flux pour le déterminer implicitement (voir section IV.1.1), tandis que dans un modèle de circulation générale (MCG) ce gradient est calculé explicitement (Koster et al., 1988). Le modèle de flux de Merlivat et Jouzel (1979) permet de calculer des sensibilités de l'excès en faisant varier séparément température et humidité (Figure IV.3). Au contraire dans un MCG, comme dans la nature, ces paramètres sont dépendants à cause du lien fort entre température et humidité, via la pression de vapeur saturante. Graphiquement, on peut déterminer des sensibilités à chacun de ces deux paramètres (Figure IV.4), dans les plans (excès, température) et (excès, humidité). Ces sensibilités n'ont pas de signification, car on considère alors les projections de la surface (excès, température, humidité), idéalement plane. La technique de régression multiple permet d'estimer les bonnes sensibilités, correspondant aux coefficients de l'équation du plan de régression de la surface.

Valeurs utilisées :

Le MCG du GISS calcule la température de l'air, l'humidité relative et l'excès en deutérium de la vapeur à la surface de l'océan, à partir des conditions limites imposées. Les valeurs mensuelles utilisées ici sont des moyennes sur 5 ans d'une simulation moderne (T001), pour les points de grille océaniques (sans fraction continentale ni de glace de mer).

On cherche à déterminer les coefficients de régression a, b et c tels que :

$$x_s = a \cdot sst + b \cdot rh + c, \text{ où } x_s = \text{excès}, sst = \text{température de la surface océanique} \\ (\text{imposée dans le modèle}), rh = \text{humidité relative}.$$

Régression :

La régression plane d'une surface permet d'estimer les coefficients a, b et c :

$$a = [C_{rh} \cdot C_{x_s, sst} - C_{sst, rh} \cdot C_{x_s, rh}] / \det,$$

$$b = [C_{sst} \cdot C_{x_s, rh} - C_{sst, rh} \cdot C_{x_s, sst}] / \det,$$

$$\det = C_{sst} \cdot C_{rh} - (C_{sst, rh})^2,$$

$$c = \bar{x}_s - a \cdot \bar{sst} - b \cdot \bar{rh}, \text{ avec les valeurs moyennes ('barre')},$$

$$\text{où } C_x = \frac{1}{N} \cdot \sum_1^N (\bar{x} - x)^2 \text{ et } C_{x,y} = \frac{1}{N} \cdot \sum_1^N (\bar{x} - x) \cdot (\bar{y} - y) = \bar{x} \cdot \bar{y} - \bar{x} \cdot \bar{y}.$$

Merci à Frédéric Parrenin pour ces calculs, introuvables même dans les fameuses 'recettes numériques'.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	p.4
 PARTIE I : L'ENREGISTREMENT ISOTOPIQUE DES GLACES ANTARCTIQUES : LE FORAGE PROFOND DE VOSTOK.	 p.6
I.1. Les mesures en deutérium du 'fond' de Vostok.....	p.8
I.1.1 La glace.....	p.8
I.1.2 Les analyses isotopiques	p.8
I.2. Le profil isotopique de Vostok : des variations climatiques sur 4 cycles.....	p.12
I.2.1 Le signal enregistré à Vostok est global.....	p.12
I.2.2 Le signal isotopique de Vostok : un enregistrement des variations locales de température ?	p.13
I.2.3. La modélisation simple isotopique.....	p.17
I.2.4 Les conclusions de la modélisation simple.....	p.18
I.3. La modélisation isotopique prise en défaut au Groenland.....	p.21
I.4. Le thermomètre isotopique s'applique-t-il en Antarctique ?.....	p.23
 PARTIE II : VARIATIONS DE L'ORIGINE DES PRECIPITATIONS ANTARCTIQUES ET INFLUENCE SUR LE THERMOMETRE ISOTOPIQUE.....	 p.25
II.1. Comment estimer l'origine des précipitations ?.....	p.25
II.1.1. Lien entre origine et recyclage.....	p.26
II.1.2. Les observations météorologiques et l'origine des précipitations antarctiques..	p.32
II.1.3. Les 'rétro-trajectoires' pour remonter aux sources de la vapeur.....	p.35
II.1.4. L'origine des poussières déposées à Vostok.....	p.36
II.1.5. L'estimation latitudinale de l'origine par les isotopes de l'eau : le modèle simple.	p.36
II.1.6. L'estimation de l'origine par les modèles de circulation générale.	p.41

II.2. L'origine des précipitations antarctiques simulées avec le modèle du GISS.....	p.43
II.2.1. La version 'traceurs' du modèle du GISS au LSCE.....	p.43
II.2.2 L'origine des précipitations antarctiques simulée par le modèle du GISS.....	p.47
II.2.3. L'estimation de Werner et al. avec le modèle ECHAM.....	p.73
II.2.4. Le recyclage des précipitations : une validation des modèles ?	p.74
II.3. Les précipitations polaires comme mélange de plusieurs origines : impact sur leur composition isotopique.....	p.75
II.3.1. Validity of the isotopic thermometer in central Antarctica : limited impact of glacial precipitation seasonality and moisture origin.....	p.76
II.4. Conclusion: prendre en compte la diversité de sources est nécessaire pour comprendre les variations climatiques.....	p.85

PARTIE III : MODELISATION DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE OCEANIQUE DE L'OXYGENE : LE ROLE DU BILAN HYDROLOGIQUE.
..... p.86

III.1. La composition isotopique de l'océan et sa relation avec la salinité.....	p.87
III.2. Simuler la composition isotopique de l'océan.....	p.93
III.2.1. La modélisation à une boîte.....	p.95
III.2.2. La modélisation avec un modèle de circulation générale : prendre en compte le transport océanique.....	p.97
III.3. Les résultats de notre simulation globale.....	p.107
III.3.1. Introduction.....	p.107
III.3.2. The atmospheric fluxes and the oceanic tracers.....	p.108
III.3.3. Isotopic field and relation to salinity.....	p.110
III.3.4. Atmospheric vs oceanic control of the surface :	p.117
III.3.5. Conclusion.....	p.121
III.4. La relation salinité-isotope dans l'océan indien.....	p.122
III.4.1. Introduction.....	p.123
III.4.2. Atmospheric forcings of the Northern Indian Ocean hydrology.....	p.125
III.4.3. $\delta^{18}\text{O}$ measurements and relation to salinity.....	p.126
III.4.4. Modelling the $\delta^{18}\text{O}$ - salinity relationship	p.129
III.4.5. Discussion.....	p.134
III.4.6 Conclusion.....	p.140

III.5. Tentative de modélisation pour le dernier maximum glaciaire.
..... p.140

III.6. Conclusion..... p.141

**PARTIE IV : INFLUENCE DES CONDITIONS OCEANIQUES SUR
L'EXCES EN DEUTERIUM EN ANTARCTIQUE.....** p.144

IV.1. L'excès en deutérium et l'information climatique de la source.
..... p.145

IV.1.1. L'excès en deutérium à l'évaporation.....p.146

IV.1.2. L'excès en deutérium dans les précipitations. Le cas de l'Antarctique.....p.150

IV.1.3. L'excès des précipitations antarctiques : sensibilité aux conditions à la source.
.....p.152

IV.1.4. L'excès des précipitations antarctiques : variations spatiales et climatiques...p.154

IV.2. L'excès en deutérium et l'information isotopique de la source.
..... p.161

REFERENCES..... p.169

ANNEXES..... p.187

Annexe A : Article Petit et al., 1999, 'Vostok 4 cycles'.....

Annexe B : **Equations de base du modèle simple isotopique.....**p.192

Annexe C : **Les températures de précipitation et de condensation implantées
dans le modèle du GISS.....**p.195

Annexe D : **Les différentes simulations atmosphériques réalisées.....**p.198

Annexe E : Article Delaygue et al., 1999, 'Stability of Antarctic precipitation origin' p.202

Annexe F : **L'origine des précipitations simulée pour l'Amazonie et les
Alpes.....**p.208

Annexe G : **Régression multiple : l'excès en deutérium de la vapeur.....**p.212
