Prix Prud'homme 2001

La surface de l'océan dans les profondeurs des glaces polaires

Françoise Vimeux

Institut de recherche pour le développement (IRD) & Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE, unité mixte CEA-CNRS)
Centre d'études de Saclay, L'Orme des Merisiers, Bât. 709 - 91191 Gif-sur-Yvette Cedex
vimeux@lsce.saclay.cea.fr

Résumé

Cette étude repose sur l'analyse de l'excès en deutérium dans les glaces polaires. La modélisation des processus de fractionnement isotopique au cours du cycle de l'eau atmosphérique montre que l'excès en deutérium traduit, dans les précipitations polaires, les variations de température de surface de l'océan dans la région source des précipitations. L'analyse de l'excès en deutérium dans la carotte de glace de Vostok (Antarctique) sur les 420 000 dernières années conduit ainsi à plusieurs résultats fondamentaux pour la compréhension du climat passé de la Terre.

Abstract

The ocean surface in the depth of polar ice fields

This study lies on deuterium excess interpretation in polar ice cores. Climate modelling studies, including isotope tracors in the atmospheric water cycle, show that in polar precipitation deuterium excess is primarily controlled by sea surface temperature in the oceanic region where precipitation originate from. In this way, the analysis of deuterium excess in the Vostok (Antarctica) ice core over the last 420,000 leads to several fundamental results for the understanding of Earth's past climate.

Le cycle atmosphérique des isotopes stables de l'eau

Le cycle atmosphérique de l'eau

Le fonctionnement de notre système climatique résulte d'un jeu complexe, orchestré par notre soleil, entre l'atmosphère, les océans, les glaces polaires et la végétation. Cependant, nous pouvons donner une image simple de la mise en mouvement des fluides terrestres. La distribution de l'énergie solaire à la surface de la Terre est inégale : les zones tropicales reçoivent un excès d'insolation par rapport aux zones de plus haute latitude pour lesquelles le bilan énergétique est déficitaire. Pour rétablir l'équilibre thermique terrestre, l'énergie est redistribuée dans chaque hémisphère sous la forme de chaleur transportée par la mise en mouvement de l'atmosphère et de l'océan.

Le transport d'eau depuis l'équateur vers les pôles via l'atmosphère est un moyen fondamental dans cette redistribution de l'énergie (environ 50 % de l'énergie est véhiculée par l'atmosphère). Les océans tropicaux sont soumis à une évaporation intense qui prélève de la chaleur en surface. Plus

de la moitié de la chaleur perdue par les océans tropicaux l'est via l'évaporation. La vapeur d'eau ainsi formée est transportée verticalement par convection et horizontalement par advection (les vents) et diffusion (les gradients d'humidité) vers les moyennes et les hautes latitudes. Les refroidissements successifs qu'elle subit entraînent alors des condensations successives (sous forme de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace) qui libèrent dans l'atmosphère la chaleur latente emmagasinée.

Le thermomètre isotopique

Au cours de leur voyage, les masses d'air humides « s'imprègnent » des conditions climatiques qu'elles rencontrent sur leur passage. Lorsqu'elles arrivent au-dessus des pôles et terminent là

Claude Lorius tient une carotte de glace de la station de Vostok (Antarctique). La mesure de la composition isotopique de la glace, témoin des précipitations du passé, permet de reconstruire les variations climatiques de la température de l'air dans le passé lointain. (© CNRS Photothèque, Jean-Robert Petit)

leur histoire, il est possible de déterminer la température de condensation à laquelle la dernière précipitation s'est formée en mesurant sa composition isotopique en deutérium ou en oxygène 18. C'est le principe du **thermomètre isotopique** (voir Masson-Delmotte et Chappellaz, 2002). Ainsi, en mesurant la composition isotopique des précipitations archivées dans les glaces polaires, il est possible de reconstruire les variations de la température dans le passé lointain.

Influence de la source océanique et motivation de l'étude

Cependant, en toute rigueur, c'est à la chute de température entre la source océanique et le lieu de condensation que répond la composition isotopique des précipitations. Jusqu'à présent, l'hypothèse selon laquelle la température de la source variait peu dans le passé par rapport à la température des pôles a été acceptée en première approximation. Il était néanmoins nécessaire de mettre en place un travail centré sur l'étude des sources des précipitations et de répondre à quelques questions fondamentales : la température des sources des précipitations antarctiques a-t-elle évolué au cours du temps et, dans l'affirmative, comment a-t-elle évolué ? Cette étude a de plus été motivée par une série de questions relatives à la connaissance du fonctionnement climatique des basses et des moyennes latitudes, régions sources des précipitations polaires : comment les

régions océaniques sources interagissent-elles avec les régions de précipitations ? Ces régions sources se déplacent-elles géographiquement ? Si oui, quelle en est la cause ? Enfin, les déplacements géographiques éventuels des sources et les variations éventuelles de température des océans se sont-ils compensés dans le passé ? Une réponse positive à cette dernière question validerait l'hypothèse sous-jacente à l'utilisation du thermomètre isotopique.

C'est à travers l'étude conjointe des deux **isotopes stables** de l'eau – oxygène 18 et deutérium – que nous avons réussi à étudier l'histoire des sources

des précipitations antarctiques au cours des 420 000 dernières années sur le site de Vostok (encadré ci-dessous) et mis en évidence, pour la première fois, l'influence de l'obliquité terrestre sur la circulation atmosphérique méridienne. Mais la première partie de ce travail a été entièrement consacrée au potentiel de l'outil « isotope stable » : est-il vraiment possible d'étudier la température des régions sources à travers l'étude conjointe de la composition isotopique en oxygène 18 et en deutérium des glaces de l'Antarctique ? Autrement dit, la surface des océans est-elle accessible dans les profondeurs des glaces polaires ?

Le site de Vostok (Antarctique de l'Est)

Les deux premiers forages polaires ont été effectués par les Américains dans les années 1960-1970 (Camp Century dans le nord-ouest du Groenland et Byrd en Antarctique de l'Ouest). Dans chacun des cas, une large partie de la dernière période glaciaire a été couverte. C'est le souhait de pouvoir remonter encore un peu plus loin dans le passé qui a motivé la décision de forer à un nouvel endroit où la calotte de glace atteindrait une épaisseur maximale.

Ainsi, au début des années 1970, le forage de Vostok (dont la signification en russe est « Orient ») commence en Antarctique de l'Est (78°28' S ; 106°48' E). Le site de cette station soviétique se trouve à une altitude de 3 488 mètres, au-dessus d'une épaisseur de glace de 3 700 mètres. Les conditions météorologiques y sont extrêmes : les faibles précipitations (20 mm d'eau par an) associées au froid intense (température moyenne annuelle de -55,5 °C) en font un lieu quasi désertique, qui détient le record de la température terrestre la plus basse (-89,7 °C). Bien que les conditions météorologiques soient hostiles, elles sont le garant d'une conservation optimale des archives climatiques du passé. De plus, la faiblesse des changements d'altitude du site de Vostok au cours du passé (moins de 100 mètres) est un avantage pour la qualité des reconstructions de température.

Les Soviétiques y installent une station permanente et réalisent des forages de plus en plus profonds : 500 mètres en 1970, 950 mètres en 1974. En 1982, la visite de Claude Lorius (directeur de recherche émérite au CNRS et médaillé d'or 2002 du CNRS conjointement avec Jean Jouzel) est le point de départ de la collaboration scientifique franco-russe. Les Américains se joignent quelques années plus tard au programme et apportent leur soutien logistique, notamment en ce qui concerne les transports aériens. C'est en 1983 que le troisième forage atteint 2 083 mètres et offre un archi-

vage recouvrant un cycle climatique glaciaire-interglaciaire complet et portant sur les 150 000 dernières années (Lorius et al., 1985 ; Jouzel et al., 1987). La couverture de deux cycles climatiques aboutit en 1993, lors du cinquième forage (Jouzel et al., 1996). En 1997, on atteint la profondeur de 3 520 mètres et, en 1998, lors de la dernière expédition, la profondeur maximale est atteinte (3 623 mètres) et la carotte recouvre les quatre derniers cycles climatiques, c'est-à-dire les 420 000 dernières années.

Les sondages radar ont démontré l'existence d'un grand lac sous-glaciaire. Afin de préserver cette eau de toute pollution extérieure, le forage s'est arrêté à 120 mètres au-dessus du lac. Le projet Vostok a donc pris fin en 1998, mettant un terme à une aventure qui a réuni pendant plus de vingt-cinq ans les équipes russes, françaises et américaines.

La station russe de Vostok, en Antarctique de l'Est.
(© CNRS Photothèque et LGGE, Jean-Robert Petit)

Figure 1 - Cycle atmosphérique de l'eau associé au cycle des isotopes stables de l'eau dans l'hémisphère sud. Les divers fractionnements à l'équilibre et hors équilibre sont représentés pour les divers changements d'état : évaporation, condensation, sublimation inverse. L'effet d'altitude est un effet de température : plus il fait froid et plus le fractionnement isotopique est intense.

L'excès en deutérium dans les glaces antarctiques

Les isotopes stables de l'eau

Les éléments oxygène et hydrogène possèdent chacun à l'état naturel plusieurs isotopes stables dont les formes les plus abondantes sont respectivement l'oxygène 16 (^{16}O ; abondance naturelle : 99,762 %) et l'oxygène 18 (^{18}O ; 0,2 %) ; l'hydrogène (1H ou H ; 99,985 %) et le deutérium (2H ou D ; 0,015 %). Il en résulte diverses formes de la molécule d'eau dont les plus abondantes sont $H_2^{16}O$, $H_2^{18}O$ et $HD^{16}O$. Les différences de masse et de symétrie entre ces molécules vont induire des comportements physiques légèrement différents lors des changements d'état qui se produisent au cours du cycle de l'eau (évaporation et condensation, par exemple). On observe alors une redistribution de ces différentes molécules d'eau entre les différentes phases

(vapeur, liquide ou solide) et donc une modification du rapport molécule lourde sur molécule légère, rapport encore appelé **rapport isotopique** (figure 1). Ce partage est appelé **fractionnement isotopique**.

Les fractionnements isotopiques

Il existe deux sortes de fractionnement isotopique selon les conditions dans lesquelles le changement d'état s'effectue. Lorsque le fractionnement s'opère dans des conditions d'équilibre thermodynamique, le système a le temps de s'équilibrer et le fractionnement dépend uniquement de la température. C'est le cas de la condensation dans les nuages : les molécules d'eau qui forment la gouttelette ont une diffusivité suffisamment élevée pour s'équilibrer très rapidement avec la vapeur environnante. Lorsque le système est hors équilibre, le fractionnement est dit cinétique. C'est le cas de l'évaporation à la surface de l'océan : la vapeur formée ne reste pas suffisamment en contact avec la surface océanique pour s'équili-

brer. C'est aussi le cas de la formation de cristaux de glace à très basse température dans un milieu sursaturé : la diffusivité des molécules d'eau dans la glace est très faible et ne permet pas aux molécules condensées de se rééquilibrer avec la vapeur ambiante comme dans le cas de la condensation vapeur-liquide.

La notation δ

La variation des rapports isotopiques est faible et leur mesure ne peut se faire précisément que relativement à un standard de composition connue. On exprime donc en millièmes (‰) la composition isotopique d'un échantillon d'eau relativement à la composition moyenne des océans. On définit ainsi une notation δ :

$$\delta D = 1000 \cdot \left[\frac{(HDO/H_2O)_{\text{échantillon}}}{(HDO/H_2O)_{\text{SMOW}}} - 1 \right]$$

$$\delta^{18}O = 1000 \cdot \left[\frac{(H_2^{18}O/H_2^{16}O)_{\text{échantillon}}}{(H_2^{18}O/H_2^{16}O)_{\text{SMOW}}} - 1 \right]$$

où SMOW désigne la composition isotopique moyenne de l'océan (Standard

Mean Ocean Water) qui vaut :

$$\begin{aligned}(\text{HDO}/\text{H}_2\text{O})_{\text{SMOW}} &= 2\,005,2 \cdot 10^{-6} \\ (\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O})_{\text{SMOW}} &= 155,76 \cdot 10^{-6}\end{aligned}$$

et pour lequel, par définition en notation δ , $\delta^{18}\text{O} = \delta\text{D} = 0 \text{ ‰}$.

Les mesures sont effectuées par spectrométrie de masse sur quelques millilitres d'eau avec des précisions de $\pm 0,5 \text{ ‰}$ pour δD et $\pm 0,05 \text{ ‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$.

L'excès en deutérium : la source

L'excès en deutérium (d) est défini par $d = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$. Les coefficients de fractionnement à l'équilibre pour le deutérium et l'oxygène 18 sont dans un rapport 8, ce qui contraint un facteur 8 entre les compositions isotopiques des précipitations. À ce fractionnement à

l'équilibre, vient s'ajouter un fractionnement cinétique à l'évaporation de la surface de l'océan qui appauvrit moins la vapeur formée en deutérium qu'en oxygène 18 (figure 2). Aussi, un résidu, l'excès en deutérium, apparaît-il entre les compositions isotopiques du deutérium et de l'oxygène.

La modélisation pour comprendre l'excès en deutérium

Notre étude s'appuie sur la modélisation des processus de fractionnement isotopique au cours du cycle de l'eau atmosphérique, tant à l'aide de modèles de distillation isotopique qu'à l'aide des outils complexes que sont les modèles de circulation générale atmosphérique incluant la modélisation des isotopes stables de l'eau. Ces travaux théoriques montrent que l'excès en deutérium des

Préparation d'une carotte de glace avant son étude. (© CNRS Photothèque, Laurence Médard)

Figure 2 - Ce schéma illustre les fractionnements isotopiques à l'évaporation. Si l'effet cinétique est identique en valeur absolue pour chaque isotope (-1,2 ‰), il est proportionnellement plus important pour l'oxygène 18 (12,4 ‰) que pour le deutérium (1,5 ‰). Les compositions isotopiques sont calculées pour une température de 20 °C, une humidité relative de 80 % et un coefficient cinétique de 6 ‰.

précipitations polaires enregistre principalement les variations de la température de surface de la mer dans la région source des précipitations (figure 3). Cette information, en termes de température de la source, est une information moyenne et pondérée. En effet, la source des précipitations n'est, ni unique, ni localisée en un endroit donné de l'océan. De plus, il est possible qu'elle varie géographiquement, aussi bien en latitude qu'en termes de bassin océanique. Ainsi, l'excès en deutérium doit être considéré comme reflétant une intégration spatiale et temporelle de la température des diverses sources.

Figure 3 - Variations de l'excès en deutérium dans les précipitations à Vostok en fonction de la température de la source et de l'humidité relative de l'air au-dessus de la surface d'évaporation pour différentes températures d'inversion (T_{inv}). En considérant la relation linéaire entre la température de surface de l'océan et l'humidité relative donnée par les modèles de circulation générale pour les latitudes qui nous intéressent, nous pouvons écrire qu'une variation de l'excès en deutérium correspond à une variation de la température de la source avec une pente de 1,3.

Figure 4 - Variations sur les 420 000 dernières années (420 ka) :
a, du deutérium δD de la glace à Vostok,
b, de l'excès en deutérium d de la glace à Vostok,
c, de l'excès en deutérium d filtré dans la bande de l'obliquité ($0,025 \pm 0,005 \text{ ka}^{-1}$) avec un filtre gaussien,
d, du gradient d'insolation en moyenne annuelle entre 20° S et 60° S,
e, de l'obliquité terrestre et de l'insolation en moyenne annuelle à 60° S.

Quand les dodelinements de tête de la Terre font glisser les régions sources !

Les mesures effectuées

À partir de la mesure des compositions isotopiques du deutérium et de l'oxygène 18, l'excès en deutérium a été déterminé le long des 3 600 mètres de la carotte de glace de Vostok, ce qui représente une archive de notre climat longue de 420 000 ans, soit quatre cycles glaciaires-interglaciaires (voir Masson-Delmotte et Chappellaz, 2002). La résolution temporelle est de 300 ans en moyenne, avec une résolution plus grossière sur le dernier cycle glaciaire-interglaciaire (pour un même échantillonnage en profondeur, la résolution temporelle est plus grossière sur le bas de la carotte à cause de l'amincissement des couches de neige au fur et à mesure que celles-ci s'enfoncent). Le profil ainsi reconstruit est reporté sur la figure 4 avec les variations de la composition isotopique en deutérium (Vimeux et al., 1999 et 2001a). Ces dernières indiquent les variations de la température locale d'après le thermomètre isotopique, alors que les variations de l'excès en deutérium sont assimilées aux variations de la température de la source des précipitations d'après la modélisation isotopique. Il apparaît que le signal de l'excès en deutérium montre une dichotomie importante avant et après 250 000 ans. Nous allons donc étudier séparément ces deux périodes.

Température d'inversion et température de surface

L'une des caractéristiques fondamentales du profil vertical de température en Antarctique est la forte inversion présente entre la surface et l'atmosphère. Cette inversion thermique de surface est un phénomène souvent observé sur les calottes polaires. À cause de ses pertes par rayonnement infrarouge, la surface est un puits de chaleur. L'air lui cède donc sa chaleur par conducto-convection. En conséquence, la température augmente sur la verticale à partir du sol, culmine à une température dite d'inversion, puis diminue à nouveau.

La **température d'inversion** est définie comme la température la plus élevée observée dans la basse troposphère ; elle est reliée à la **température de surface** en Antarctique de l'Est par la relation (Jouzel et al., 1987) :

$$T_{\text{inv}} = 0,67 T_{\text{surface}} + 1,2 \quad (\text{en degrés Celsius})$$

Des observations ont montré que les cristaux de glace se forment à la limite supérieure de la couche d'inversion. La température de condensation, dont dépendent les compositions isotopiques, est donc assimilée à la température d'inversion. La relation exprimée ci-dessus permet la conversion. À Vostok, la température moyenne annuelle de surface étant d'environ -55 °C, on travaille avec une température d'inversion de l'ordre de -38 °C.

Influence de l'obliquité sur le transport méridien d'humidité

Une analyse spectrale sur les 250 000 dernières années met en évidence une unique oscillation du signal de l'excès en deutérium avec une période de 40 000 ans, correspondant à la signature de l'obliquité terrestre (encadré ci-après). Ce paramètre orbital contrôle les variations de l'insolation reçue par la Terre en moyenne annuelle. Si l'on considère maintenant le gradient méridien de cette insolation, paramètre qui est potentiellement le moteur du transport atmosphérique d'humidité depuis les basses vers les hautes latitudes, il apparaît une forte corrélation sur les dernières 250 000 dernières années avec l'excès en deutérium (figure 4). Le mécanisme que

La théorie de Milankovitch et les paramètres orbitaux terrestres

La période sur laquelle porte notre étude concerne la partie récente du quaternaire qui, depuis plus de deux millions d'années, est caractérisée par l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. Depuis un million d'années environ, le rythme d'apparition des périodes interglaciaires, connu grâce à l'analyse isotopique des sédiments marins, est marqué par une périodicité voisine de 100 000 ans (40 000 ans pour les cycles précédents). Des périodicités proches de 20 000 et 40 000 ans sont également présentes dans les enregistrements isotopiques marins. Ces derniers ont permis d'établir un lien entre les cycles glaciaires-interglaciaires et les paramètres orbitaux de la Terre. Cette théorie a été développée par le mathématicien serbe Milutin Milankovitch à partir de 1924. Elle est fondée sur le calcul des variations séculaires de l'ensoleillement des différentes régions de la Terre, qui résultent, non pas de fluctuations du rayonnement émis par le Soleil, mais de l'évolution du mouvement de la Terre autour du Soleil. En effet, l'orbite terrestre est caractérisée et contrôlée par trois paramètres qui varient de façon périodique : la **précession des équinoxes** (périodes de 19 000 et 23 000 ans), l'**obliquité** (période de 41 000 ans) et l'**excentricité** (période de 100 000 ans). La variation de ces paramètres provient de la force d'attraction gravitationnelle des astres qui entourent la Terre. L'insolation reçue à un endroit et à un instant donné sur Terre dépend directement de ces trois paramètres. Selon Milankovitch, les variations de cette insolation seraient suffisantes pour expliquer l'alternance entre climats glaciaires et interglaciaires.

Les trois paramètres orbitaux de la Terre sont :

- L'excentricité : l'orbite de la Terre décrit une ellipse dont l'excentricité varie de 0 (cercle) à environ 0,06 (ellipse légèrement aplatie). Ce paramètre varie avec des périodes voisines de 100 000 et 400 000 ans.
- L'obliquité : l'axe de rotation de la Terre est incliné par rapport à la perpendiculaire au plan de l'écliptique (l'angle d'inclinaison étant actuellement de 23° 27'). Cet angle varie au cours du temps entre 22 et 25 degrés, avec une période de 41 000 ans. La valeur de cet angle module l'insolation reçue à différentes latitudes sur la Terre. Ce sont surtout les hautes latitudes qui sont sensibles aux variations de ce paramètre, responsable de la nuit polaire et du soleil de minuit.
- La précession : la position des solstices et des équinoxes se déplace au cours du temps sur l'orbite terrestre, avec une périodicité de 19 000 et 23 000 ans, ce qui induit des variations de l'énergie solaire reçue à chaque saison. Ainsi, le maximum d'insolation est actuellement reçu par la Terre en plein solstice d'hiver. Il y a 11 000 ans, la Terre recevait ce maximum d'insolation en plein été.

nous proposons pour interpréter cette corrélation en termes de dynamique du climat est le suivant.

Un fort gradient méridien d'insolation intensifie la circulation atmosphérique et, donc, augmente le transport d'humidité depuis les basses vers les hautes lati-

tudes. Les maxima de gradient d'insolation et de l'insolation aux basses latitudes étant simultanés, l'évaporation aux basses latitudes et le transport de la vapeur d'eau vont être intensifiés simultanément. Ainsi, c'est durant les périodes où le gradient d'insolation est maximal que la contribution des régions subtropi-

cales (donc à température de source élevée) aux précipitations, relativement aux régions plus australes de l'hémisphère sud, est la plus intense, ce qui peut expliquer les valeurs maximales d'excès en deutérium. Le rôle du gradient d'insolation sur la circulation océanique est plus complexe : il est probable que le transport méridien de chaleur via l'océan est activé en période de fort gradient méridien d'insolation, afin de répartir l'excédent de chaleur reçu aux basses latitudes. Cependant, il faut noter que le rôle de l'océan peut être affaibli par des rétroactions négatives. L'augmentation des précipitations aux hautes latitudes (via l'augmentation de l'apport d'humidité des basses latitudes par l'atmosphère) peut refroidir les hautes latitudes de deux manières :

- Un apport d'eau douce aux hautes latitudes va ralentir la plongée des eaux profondes le long du continent, ce qui a pour effet de diminuer les transferts de chaleur équateur-pôle et de refroidir les hautes latitudes.
- L'augmentation de l'albédo diminue le rayonnement net reçu, ce qui tend aussi à refroidir les hautes latitudes.

Il est, de plus, intéressant de noter que les maxima relatifs de l'excès en deutérium sur les 250 000 dernières années reflètent parfaitement des niveaux différents de température de surface de l'océan subtropical (figure non montrée), ce qui tend à confirmer que ce dernier est le contributeur majoritaire aux précipitations à Vostok au cours des périodes de faible obliquité.

Le mécanisme qui vient d'être décrit et qui est résumé sur la figure 5 est particulièrement intéressant pour décrire le système climatique terrestre au cours des entrées en glaciation. En effet, ces périodes correspondent à des périodes de faible obliquité. Cela signifie qu'il est possible que l'évaporation aux basses latitudes (encore chaudes) soit maintenue et contribue à la construction de calottes polaires aux hautes latitudes (déjà froides). Ce scénario s'applique essentiellement à l'hémisphère nord, dans lequel on assiste à la formation d'énormes calottes de glace en période glaciaire. Les larges variations de l'excès en deutérium dans la carotte de Grip, au Groenland, justifient cette hypothèse impliquant les cycles de l'obliquité terrestre dans les variations à long terme du déplacement des sources océaniques des précipitations polaires (Jean Jouzel, communication personnelle).

Figure 5 - Mécanisme proposé pour expliquer la corrélation entre l'excès en deutérium et l'obliquité.

Encore plus loin dans le temps : des effets ayant une autre origine

Pour la partie de la carotte plus ancienne, on constate que la modulation à 40 000 ans de l'excès en deutérium diminue fortement et que la corrélation avec l'obliquité est beaucoup plus faible. Notre interprétation de cette rupture met en jeu l'écoulement de la glace de la calotte antarctique. En effet, la glace plus âgée que 250 000 ans se trouve à une profondeur supérieure à 2 800 mètres environ. Si l'on se réfère aux modèles d'écoulement de la glace, la glace située à une profondeur supérieure à 2 800 mètres correspond à des précipitations tombées environ 250 kilomètres en amont du site de Vostok sur la ligne de courant de l'écoulement. On mesure donc, dans cette partie de la carotte, l'excès en deutérium de précipitations tombées dans une région éloignée de Vostok et, peut-être, soumise à des précipitations ayant une origine différente. Plusieurs indices (relief, profil de poussières dans la glace et différence de compositions isotopiques entre Vostok et le site d'origine de la glace) pourraient indiquer une origine océanique différente (en termes de bassin océanique ou de latitude) pour ces précipitations. Cette hypothèse reste à confirmer par des études in situ dans la région de Vostok, mais aussi par la modélisation atmosphérique à forte résolution de cette région.

Correction des effets de source dans les variations isotopiques du deutérium

Cette partie a pour but de montrer l'une des applications de la mesure de l'excès en deutérium dans les carottes polaires. Nous ne rentrerons donc pas dans les détails, mais nous souhaitons montrer au lecteur que la mesure de ce paramètre isotopique

permet d'affiner la compréhension des enregistrements paléoclimatiques.

Comment affiner l'interprétation des variations isotopiques du deutérium ?

L'excès en deutérium montre que la température de la source océanique a varié au cours du temps. Or, comme nous l'avons vu au début de cet article, c'est à la différence de température entre la source des précipitations et le site de leur condensation que la composition isotopique des précipitations est sensible. Aussi, pouvons-nous maintenant essayer de corriger les profils isotopiques des variations de la température de la source. Bien que l'excès en deutérium et le deutérium dépendent de manière prépondérante de la température de source et de site respectivement, nous avons choisi d'affiner notre correction et d'écrire que les variations de la composition isotopique du deutérium ($\Delta\delta D$) et de l'excès en deutérium (Δd) de la glace dépendent chacune de trois paramètres : les variations de la température de site (ΔT_{site}), de la température de source (ΔT_{source}) et de la composition isotopique de la surface de l'océan ($\Delta\delta^{18}O_m$).

La relation de chacun de ces paramètres avec le deutérium et l'excès en deutérium est estimée grâce au modèle isotopique simple⁽¹⁾ :

$$\Delta\delta D = \gamma_{\text{site}}\Delta T_{\text{site}} - \gamma_{\text{source}}\Delta T_{\text{source}} + \gamma_m\Delta\delta^{18}O_m$$

avec $\gamma_{\text{site}}, \gamma_{\text{source}}, \gamma_m > 0$

$$\Delta d = -\beta_{\text{site}}\Delta T_{\text{site}} + \beta_{\text{source}}\Delta T_{\text{source}} - \beta_m\Delta\delta^{18}O_m$$

avec $\beta_{\text{site}}, \beta_{\text{source}}, \beta_m > 0$

Dans la carothèque, local maintenu à une température de -23 °C, vue de la table de découpe des carottes de glace. Jean-Robert Petit vient d'extraire la carotte de son emballage en plastique. (© CNRS Photothèque, Laurence Médard)

(1) L'hypothèse d'une relation linéaire entre ces paramètres et les compositions isotopiques n'est possible que si l'on se place dans des conditions climatiques proches de celles de Vostok. A contrario, les modèles montrent que, pour de grandes variations de température, la dépendance de T_{site} avec l'excès en deutérium n'est pas linéaire.

En connaissant les variations de la composition isotopique de surface des océans données par les carottes sédimentaires marines et en inversant ce système, nous pouvons décrire les variations de la température de site par rapport à sa valeur actuelle (voir le tableau 1 pour les valeurs des coefficients β et γ) :

$$\Delta T_{\text{site}} = \frac{\beta_{\text{source}}}{\Omega} \Delta d + \frac{\gamma_{\text{source}}}{\Omega} \Delta\delta D + \frac{\gamma_{\text{source}}\beta_m - \beta_{\text{source}}\gamma_m}{\Omega} \Delta\delta^{18}O_m$$

$$\text{avec } \Omega = \gamma_{\text{site}}\beta_{\text{source}} - \gamma_{\text{source}}\beta_{\text{site}}$$

Tableau 1 - Définitions et valeurs des pentes γ et β données par le modèle simple.

Paramètre	Définition	Valeur	Unité
γ_{site}	$\partial\delta D / \partial T_{\text{site}}$	7,1	‰.°C ⁻¹
γ_{source}	$\partial\delta D / \partial T_{\text{source}}$	3,7	‰.°C ⁻¹
γ_m	$\partial\delta D / \partial\delta^{18}O_m$	4,8	-
β_{site}	$\partial d / \partial T_{\text{site}}$	0,5	‰.°C ⁻¹
β_{source}	$\partial d / \partial T_{\text{source}}$	1,3	‰.°C ⁻¹
β_m	$\partial d / \partial\delta^{18}O_m$	2,8	-

Effets de la correction sur la corrélation CO₂ - température

Sur la figure 6 sont reportées les variations de la température de site (ΔT_{site}), du deutérium ($\Delta\delta D$) et de la concentration en dioxyde de carbone (CO₂) mesurée dans les bulles d'air emprisonnées dans la glace (voir Masson-Delmotte et Chappellaz, 2002). Il est clair que $\Delta\delta D$ est une très bonne représentation de ΔT_{site} . Toutefois, la corrélation entre la température déduite des variations du deutérium et le dioxyde de carbone, qui était de $r^2 = 0,65$ sur l'ensemble

des dernières 150 000 années, est à présent de $r^2 = 0,89$ si l'on utilise la température de site corrigée des effets de source (Cuffey et Vimeux, 2001). Près de 70 % de l'augmentation de cette corrélation provient de la correction

Figure 6 - Variations de la concentration en CO_2 en ppm (en rouge) sur le dernier cycle climatique, déduites de l'analyse des bulles d'air dans la carotte de Vostok (Petit et al., 1999), et variations normalisées de δD (trait pointillé) et ΔT_{site} (trait plein) sur les 150 000 dernières années.

apportée par la température de source. L'augmentation est aussi significative si l'on s'intéresse à l'ensemble des quatre derniers cycles glaciaires-interglaciaires. Cela montre que la corrélation entre la température reconstruite de manière classique (thermomètre isotopique) à partir des carottes de glace et la concentration en gaz à effet de serre peut être fortement sous-estimée lorsque les paramètres du second ordre intervenant sur les fractionnements isotopiques ne sont pas pris en compte.

Conclusion

Cette étude a conduit à divers résultats importants pour notre compréhension du système climatique et pour l'orientation des études paléoclimatiques à venir :

- L'excès en deutérium est un paramètre isotopique de qualité pour nous renseigner sur les variations de la température de la source des précipitations polaires. La question à laquelle nous souhaitons répondre maintenant concerne un usage plus large de ce paramètre : l'excès en deutérium est-il

utilisable dans les régions tropicales ou tempérées, où des carottes de glace sont prélevées pour étudier le climat récent (glaciers andins, africains, tibétains...) ?

- Les sources océaniques des précipitations se déplacent au cours du temps sous l'influence de l'obliquité terrestre, via le contrôle de l'insolation en moyenne annuelle et de son gradient méridien sur l'évaporation et le transport d'humidité respectivement.

- L'obliquité, via le gradient méridien d'insolation annuelle, joue un rôle fondamental dans notre système climatique, en particulier au cours des entrées en glaciation.

- La corrélation entre température et gaz à effet de serre augmente lorsque l'on affine l'interprétation des profils isotopiques bruts issus des carottes de glace.

Remerciements

Un grand merci à Marie-Thérèse Guillemain et Amaëlle Landais pour leur relecture du papier et leurs suggestions. Ce travail a été réalisé au Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE) sous la houlette de Jean Jouzel et de Valérie Masson-Delmotte ; il a bénéficié de nombreuses collaborations au Laboratoire de glaciologie et de géophysique de l'environnement (LGGE) à Grenoble, de l'expertise des foreurs soviétiques sur le terrain et de discussions particulièrement stimulantes avec Kurt Cuffey, de l'université de Californie à Berkeley.

Bibliographie

- Cuffey K. M. et F. Vimeux, 2001 : Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction. *Nature*, 412, 523-527.
- Jouzel J., C. Lorius, J.-R. Petit, C. Genthon, N. I. Barkov, V. M. Kotlyakov et V. M. Petrov, 1987 : Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle 160,000 years. *Nature*, 329, 403-408.
- Jouzel J., C. Waelbroeck, B. Malaize, M. Bender, J.-R. Petit, M. Stievenard, N. I. Barkov, J.-M. Barnola, T. King, V. M. Kotlyakov, V. Lipenkov, C. Lorius, D. Raynaud, C. Ritz et T. Sowers, 1996 : Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records. *Clim. Dyn.*, 12, 513-521.
- Jouzel J., F. Vimeux, N. Caillon, G. Delaygue, G. Hoffmann, V. Masson-Delmotte et F. Parrenin, 2003 : Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. *J. Geophys. Res.*, sous presse.
- Lorius C., J. Jouzel, C. Ritz, L. Merlivat, N. I. Barkov, Y. S. Korotkevich et V. M. Kotlyakov, 1985 : A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 316, 1-6.
- Masson-Delmotte V. et J. Chappellaz, 2002 : Au cœur de la glace, les secrets du climat. *La Météorologie* 8^e série, 37, 18-25.
- Petit J.-R., J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, J. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman et M. Stievenard, 1999 : 420,000 years of climate and atmospheric history revealed by the Vostok deep Antarctic ice core. *Nature*, 399, 429-436.
- Vimeux F., V. Masson, J. Jouzel, M. Stievenard et J.-R. Petit, 1999 : Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. *Nature*, 398, 410-413.
- Vimeux F., V. Masson, G. Delaygue, J. Jouzel, J.-R. Petit et M. Stievenard, 2001a : A 420,000 year deuterium excess record from East Antarctica: information on past changes in the origin of precipitation at Vostok. *J. Geophys. Res.*, 106, 31863-31873.
- Vimeux F., V. Masson, J. Jouzel, J.-R. Petit, E. J. Steig, M. Stievenard, R. Vaikmaa et J. W. C. White, 2001b : Holocene hydrological cycle changes in Southern Hemisphere documented in East Antarctic deuterium excess records. *Clim. Dyn.*, 17, 503-513.
- Vimeux F., K. M. Cuffey et J. Jouzel, 2002 : New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 829-843.