

# Les calottes polaires : enregistreurs de la géochimie de l'atmosphère et des climats

Jean JOUZEL

Laboratoire de Modélisation du Climat et de l'Environnement, CEA Saclay,  
Bâtiment 709, Orme des Merisiers, 91191 GIF sur YVETTE cedex.

- 1. INTRODUCTION**
- 2. LE CYCLE ATMOSPHÉRIQUE DES ISOTOPES DE L'EAU**
- 3. LES FORAGES PROFONDS EN ANTARCTIQUE ET AU GROENLAND**
- 4. ANTARCTIQUE : CLIMAT, THÉORIE ASTRONOMIQUE ET EFFET DE SERRE**
  - 4.1 La théorie de Milankovitch
  - 4.2 Atmosphère et climat
- 5. GROENLAND : QUELQUES DIZAINES D'ANNÉES ONT SUFFI À BOULEVERSER LE CLIMAT**
  - 5.1 Groenland et Atlantique Nord : des climats étroitement solidaires
  - 5.2 Variations rapides en climat « chaud » : de sérieux points d'interrogation
  - 5.3 Antarctique et Groenland : similarités et différences
- 6. CLIMAT DU FUTUR : LE TÉMOIGNAGE DU PASSÉ**
- 7. CONCLUSION**
- BIBLIOGRAPHIE**

# Les calottes polaires : enregistreurs de la géochimie de l'atmosphère et des climats

Jean JOUZEL

## I. INTRODUCTION

Au cours de la longue histoire de notre planète (4,6 milliards d'années), le climat terrestre a évolué avec une tendance générale au refroidissement. Depuis un million d'années, celui-ci a été largement de type glaciaire avec des intervalles interglaciaires relativement brefs réapparaissant environ tous les 100 000 ans. Ce cycle est caractéristique de la seconde moitié de l'ère Quaternaire (qui couvre les deux derniers millions d'années). L'interglaciaire actuel, l'Holocène, a commencé il y a un peu plus de 10 000 ans. Il y a 20 000 ans, c'était le dernier maximum glaciaire. L'Amérique du Nord, l'Europe du Nord et la Sibérie stockaient 50 millions de kilomètres cubes de glace, le double, ou presque, du volume actuel de l'Antarctique, vingt fois celui du Groenland. Conséquence directe, un abaissement du niveau de la mer de 120 m. La température moyenne était de 4 à 5°C inférieure à sa valeur actuelle, avec des différences plus faibles dans les régions équatoriales et tropicales et plus importantes près des calottes polaires. En Europe de l'Ouest, le refroidissement pouvait atteindre 10°C.

Un ensemble de méthodes complémentaires a permis aux paléoclimatologistes de donner une image relativement précise de ces grands changements climatiques qui ont affecté notre planète sur la période la plus récente de son histoire. Géomorphologie, études de la croissance des anneaux d'arbres, de la variation du niveau des lacs, de séries polliniques et de fossiles d'insectes et d'escargots sont au rang des approches largement utilisées dans les régions continentales. Les paléoclimatologistes continentaux font également appel à la géochimie isotopique en s'appuyant sur l'analyse de milieux aussi variés que les eaux souterraines, les sédiments lacustres, les paléosols, les stalagmites et les anneaux d'arbres pour remonter à la teneur en deutérium ou en  $^{18}\text{O}$  des précipitations et en extraire une information climatique. Dans les études consacrées aux océans et aux régions polaires, la géochimie, et plus spécifiquement la géochimie isotopique, s'avère être l'outil privilégié. Ainsi, elle est à la base de l'essentiel des reconstructions effectuées à partir des sédiments marins et des glaces de l'Antarctique et du Groenland.

L'objectif de ce chapitre est d'illustrer, à partir d'exemples portant sur le dernier cycle climatique (les 160 000 dernières années), la démarche suivie par les géochimistes dans le cas des glaces polaires. La première partie est consacrée aux cycles iso-

topiques des molécules d'eau dont deux formes isotopiques, HDO et  $H_2^{18}O$ , jouent un rôle essentiel en paléoclimatologie. Les grands forages du Groenland et de l'Antarctique sont présentés dans le paragraphe suivant. Nous nous attachons ensuite à décrire et analyser deux des résultats majeurs obtenus au cours des dix dernières années : mise en évidence d'une relation étroite entre climat et concentration des gaz à effet de serre, d'une part ; découverte de l'existence de variations climatiques très rapides, de l'autre. La conclusion nous permet de situer l'intérêt de ces résultats vis à vis de l'évolution du climat au cours des prochaines décennies.

## 2. LE CYCLE ATMOSPHÉRIQUE DES ISOTOPES DE L'EAU

Hydrogène ( $^1H$ ) et oxygène ( $^{16}O$ ) ont l'un et l'autre deux isotopes présents dans l'environnement :  $^2H$  et  $^3H$  (deutérium, D et tritium, T), et  $^{17}O$  et  $^{18}O$ . Parmi les formes isotopiques de la molécule d'eau, seules HDO et  $H_2^{18}O$  présentent un intérêt dans le contexte d'études climatiques. Les rapports D/H et  $^{18}O/^{16}O$  sont communément désignés par **teneur en deutérium** et **teneur en oxygène 18**. Ils sont exprimés en notation  $\delta$ , par rapport au V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), standard de référence de composition proche de celle de l'océan mondial. Les rapports isotopiques de ce standard  $R_{V-SMOW}$  sont  $D/H = 155,76 \cdot 10^{-6}$  et  $^{18}O/^{16}O = 2005,2 \cdot 10^{-6}$  (Craig, 1961a ; Hagemann *et al.*, 1970 ; Baertschi, 1976). La valeur  $\delta$  d'un échantillon, exprimée en pour mille, s'écrit en fonction du rapport isotopique  $R_{Ech}$  de celui-ci :

$$\delta = (1000 \cdot (R_{Ech} / R_{V-SMOW})) - 1000$$

Les pressions de vapeur saturante des molécules isotopiques, HDO et  $H_2^{18}O$ , sont légèrement inférieures à celles de  $H_2^{16}O$ . Il en résulte que la phase condensée, liquide ou solide, est, à l'équilibre, isotopiquement enrichie par rapport à la phase vapeur. Le coefficient de fractionnement,  $\alpha$ , correspond alors au rapport des valeurs D/H ou  $^{18}O/^{16}O$  de la phase condensée à celles de la vapeur.  $\alpha$  est pratiquement égal au rapport des pressions de vapeur saturante des molécules correspondantes et il ne dépend que de la température et du changement de phase considéré. Le tableau, ci-dessous, donne les valeurs de  $\alpha_D$  et  $\alpha_{^{18}O}$  pour différentes températures (Merlivat et Nief, 1967 ; Majoube, 1971a, 1971b).

Un second effet, « l'effet cinétique » est lié aux différences des diffusivités moléculaires des molécules concernées dans l'air. Les molécules isotopiques diffusent moins vite que  $H_2^{16}O$ . Ceci induit un effet additionnel qui, lors des processus hors-équilibre, évaporation et condensation, se combine à l'effet isotopique à l'équilibre. Les valeurs de  $D_i/D$  ( $D_i$  pour les molécules isotopiques et D pour  $H_2^{16}O$ ) sont indépendantes de la température et égales à 0,9755 et à 0,9723 pour HDO et  $H_2^{18}O$  respectivement (Merlivat, 1978).

T en C°	Equilibre liquide/vapeur			Equilibre solide/vapeur		
	$\alpha^2\text{H}$	$\alpha^{18}\text{O}$	$\alpha^2\text{H}-1/\alpha^{18}\text{O}-1$	$\alpha^2\text{H}$	$\alpha^{18}\text{O}$	$\alpha^2\text{H}-1/\alpha^{18}\text{O}-1$
+20	1,0850	1,0098	8,7			
0	1,1123	1,0117	9,6	1,1330	1,0152	8,8
-20	1,1492	1,0141	10,6	1,1744	1,0187	9,2

L'effet isotopique à l'équilibre (rapport des  $\alpha-1$ ) est de 8 à 10 fois plus important pour le deutérium que pour l' $^{18}\text{O}$  (tableau ci-dessus) alors que l'effet cinétique est du même ordre de grandeur pour chacun des deux isotopes (rapport des  $D_i/D - 1 = 0,88$ ). Cette différence entre l'importance relative des effets à l'équilibre et cinétique implique que l' $^{18}\text{O}$  est plus sensible que le deutérium aux processus hors-équilibre. C'est essentiellement pour cette raison qu'il est, en général, intéressant d'analyser conjointement chacun des deux isotopes dans les études liées au cycle atmosphérique de l'eau.

À l'échelle globale, les grands traits de la distribution de  $\delta\text{D}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  dans les précipitations sont les suivants (Craig, 1961b ; Dansgaard, 1964) :

- existence d'un cycle saisonnier avec maximum d'été et minimum d'hiver (figure 1). (Cependant ce cycle n'est bien marqué que pour les précipitations continentales aux moyennes et hautes latitudes),
- décroissance générale des valeurs moyennes annuelles depuis les régions équatoriales jusqu'aux pôles (figure 2),
- relation linéaire entre ces valeurs moyennes et la température moyenne du site,  $T_s$ , pour  $T_s < 15^\circ\text{C}$  (figure 3), et
- répartition des  $\delta\text{D}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  sur la droite météorique  $\delta\text{D} = 8.\delta^{18}\text{O} + 10$  (figure 4).

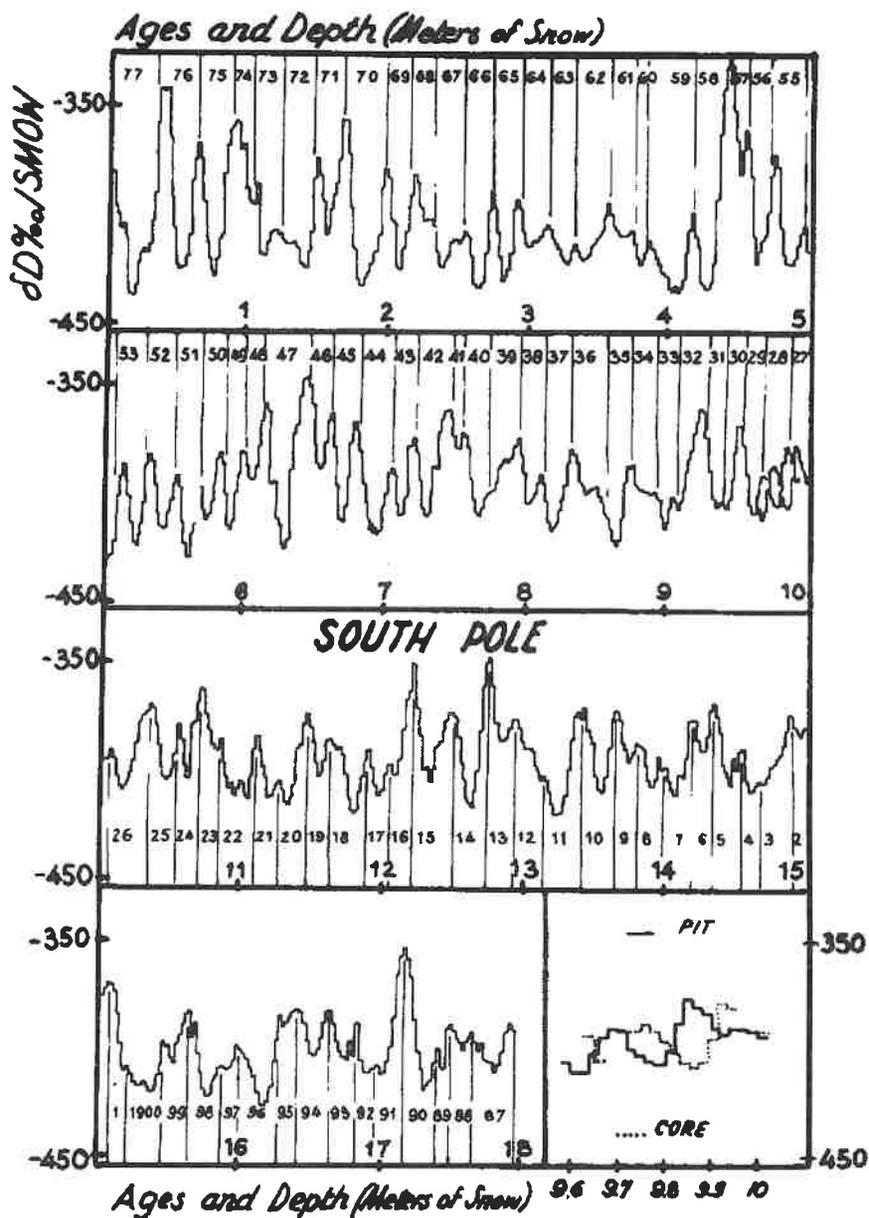


Figure 1 : La teneur en deutérium en fonction de la profondeur à la station du Pôle Sud au cours du dernier siècle. Cet enregistrement montre l'existence de variations saisonnières très marquées qui permettent une datation année par année sur cette période récente. D'après Jouzel et al. (1983).

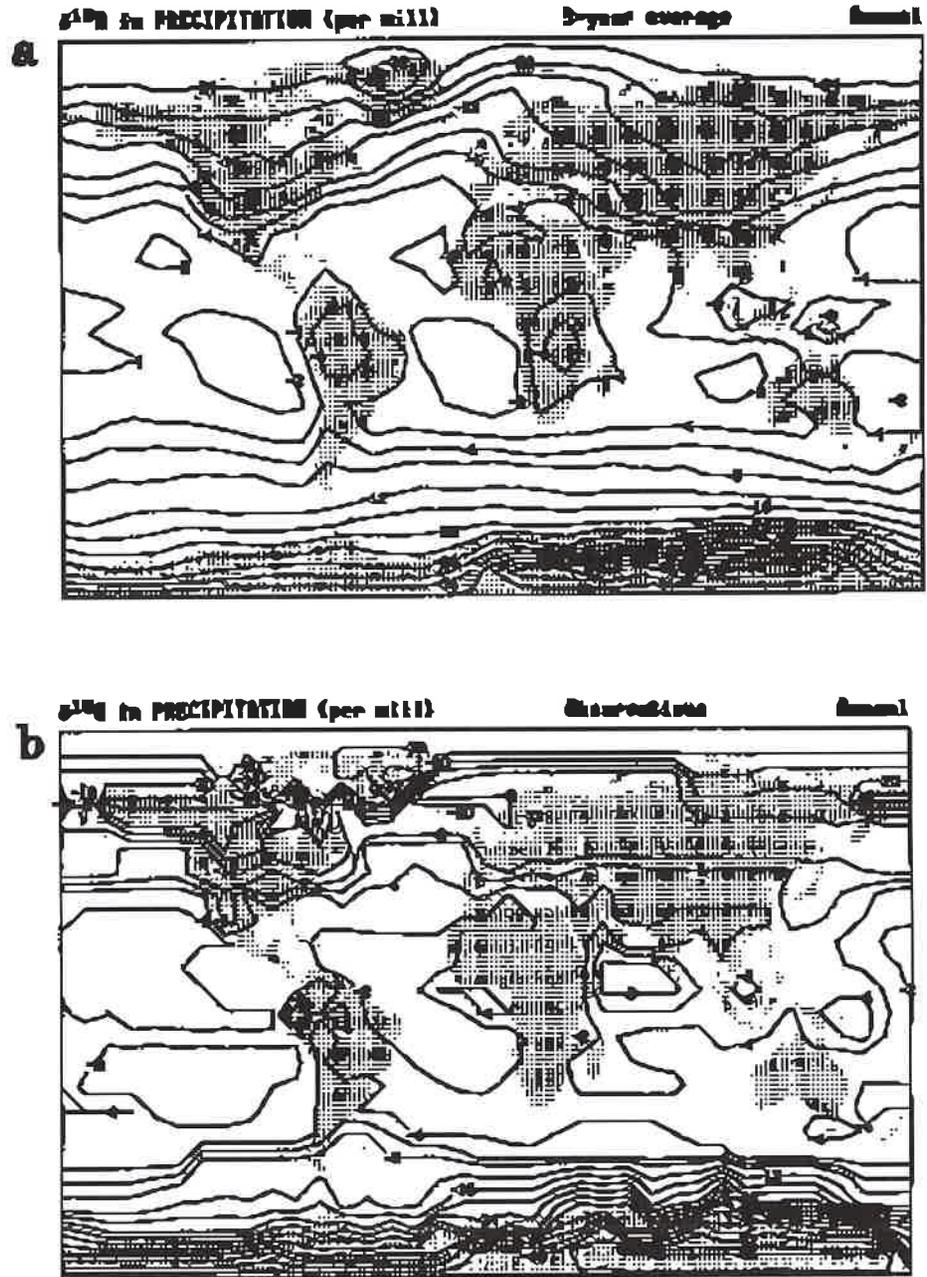


Figure 2 : Distribution de la teneur en oxygène dans les précipitations (moyennes annuelles) obtenues  
 a) à partir d'une simulation de 3 ans effectuée avec un modèle du GISS et  
 b) à partir d'une compilation de données obtenues à partir de différentes sources.  
 D'après Jouzel et al. (1987a).

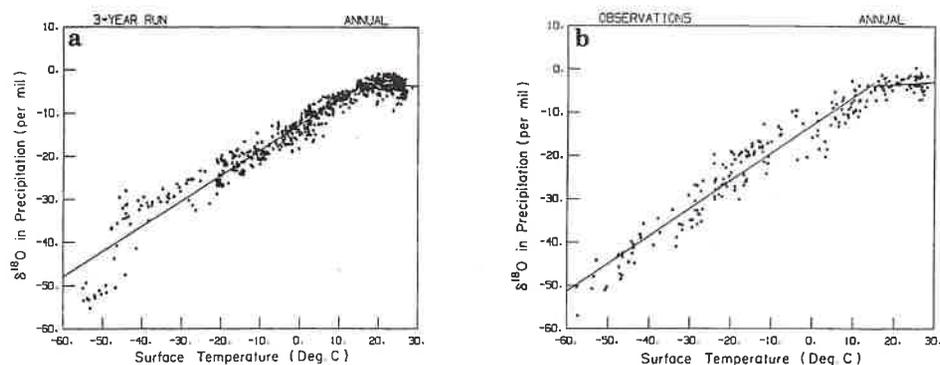


Figure 3 : Mêmes résultats que ceux présentés figure 2 en fonction de la température du site (a) Modèle, (b) Données.

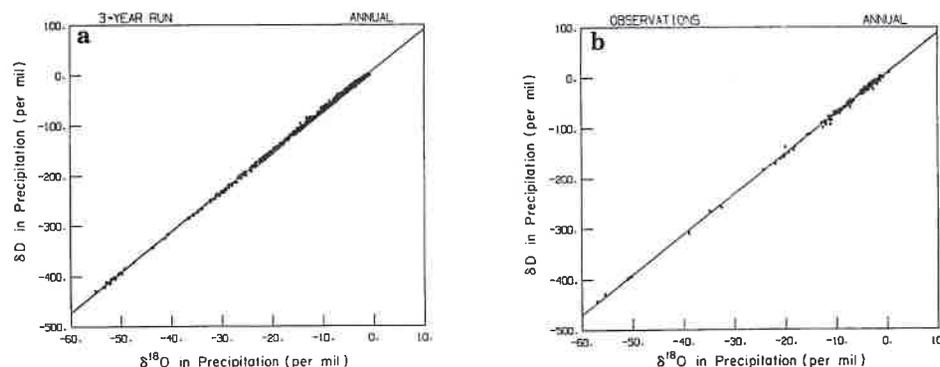


Figure 4 : Mêmes résultats que ceux présentés figures 2 et 3 pour la relation entre teneurs en deutérium et en oxygène 18.

Ces différentes caractéristiques peuvent être expliquées de façon relativement satisfaisante à partir d'un modèle isotopique simple dit **modèle de Rayleigh** (Dansgaard, 1964). Ce modèle considère une masse d'air isolée dans laquelle la phase condensée se forme en équilibre isotopique avec la vapeur environnante et quitte cette masse d'air dès sa formation. La teneur isotopique de la précipitation,  $\delta_p$ , s'écrit alors en fonction de celle de la vapeur initiale  $\delta_0$  :

$$\delta_p = (\alpha (1 + \delta_0) (p_f * P_o / P_f * p_o) \alpha_m^{-1}) - 1000$$

- $p_o$  et  $P_o$  sont la pression de vapeur saturante de l'eau et la pression de l'air à l'origine de la masse d'air,
- $p_f$  et  $P_f$  correspondent aux mêmes paramètres à la formation de la précipitation,
- $\alpha$  est le coefficient de fractionnement isotopique en ce point et  $\alpha_m$  sa valeur moyenne sur le parcours de la masse d'air.

La pression de vapeur saturante n'est fonction que de la température et il en résulte que  $\delta_p$  ne dépend que des valeurs, initiale et finale, de la température et de la pression de l'air.

Merlivat et Jouzel (1979) et Jouzel et Merlivat (1984) ont étendu ce type de modèle en tenant compte :

- des fractionnements au cours de l'évaporation qui dépendent de la température de surface de l'océan  $T_s$ , de l'humidité relative  $h$ , et de la vitesse du vent,
- du fait que la phase condensée ne quitte pas immédiatement la masse d'air après sa formation, et
- du fractionnement cinétique qui intervient lors de la formation de la neige par sublimation inverse.  $\delta_p$  est alors essentiellement fonction des conditions à la source,  $h$  et  $T_s$ , de la température de condensation,  $T_c$ , et, pour la phase solide, de la sursaturation au moment de la formation des cristaux de neige.

La figure 5 illustre bien la décroissance de  $\delta_p$  en fonction de la température du site, observée à l'échelle globale. En effet,  $T_f$  et  $T_c$  varient de façon parallèle, sauf dans les régions polaires où il existe une forte inversion de température au niveau de laquelle se forment les précipitations. La droite L correspondant aux données antarctiques entre Dumont d'Urville et Dôme C (figure 6), a été tracée en tenant compte de cette spécificité. Avec un choix adéquat des paramètres, le modèle rend donc correctement compte des observations dans les régions polaires. La relation entre  $\delta_p$  et la température du site est aussi à l'origine du cycle saisonnier. Par ailleurs, la figure 5, montre l'influence de la température de la source océanique,  $T_s$ .

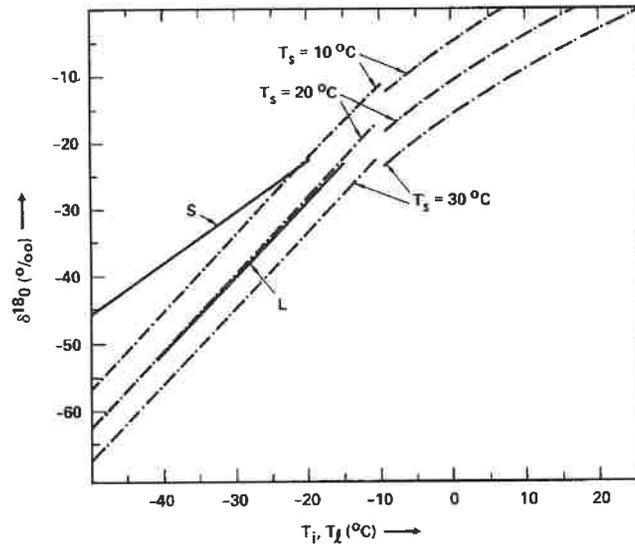


Figure 5 : Modèle de Rayleigh : teneur en oxygène 18 des précipitations en fonction de leur température de formation pour différentes températures d'évaporation. La droite L correspond aux données (moyennes annuelles) obtenues entre Dumont d'Urville et Dôme C pour les températures inférieures à  $-20^\circ\text{C}$ . D'après Le Treut et al. (1988).

Merlivat et Jouzel (1979) se sont également intéressés à la relation entre deutérium et  $^{18}\text{O}$  pour  $T_c > -20^\circ\text{C}$ , température minimum d'apparition de la phase liquide. L'application du modèle conduit à une relation linéaire de forme générale  $\delta\text{D} = s \cdot \delta^{18}\text{O} + d$ . Une étude très détaillée a montré que  $s$  et  $d$  dépendent essentiellement des conditions prévalant dans les régions sources,  $h$  et  $T_s$ , et sont très peu affectés par les processus atmosphériques. Les valeurs  $s = 8$  et  $d = 10$  de la droite météorique correspondent à  $h = 81\%$  et  $T_s = 26^\circ\text{C}$ , valeurs tout à fait raisonnables à l'échelle globale, la principale source de vapeur  $T_{s0}$  d'eau étant située dans les régions subtropicales. Étendu à la phase solide (Jouzel et Merlivat, 1984), ce modèle rend compte des valeurs de  $d$  observées au Groenland (Johnsen *et al.*, 1989) et en Antarctique où  $d$  devient supérieur à 15‰ dans les régions centrales (Petit *et al.*, 1991).

Les modèles simples sont donc des outils appropriés, et indispensables, pour expliquer les caractéristiques essentielles de la distribution de  $\delta\text{D}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  dans les précipitations. La présence de gouttes qui sont hors équilibre isotopique fait néanmoins qu'ils sont mal adaptés pour les systèmes convectifs (Federer *et al.*, 1982) qui produisent une large part des précipitations dans les régions tropicales et équatoriales. À l'inverse, ils s'appuient sur des hypothèses microphysiques réalistes dans le cas de nuages non convectifs au rôle prédominant dans les régions polaires.

Les modèles simples ne peuvent cependant prendre en considération, ni la complexité des processus dynamiques propres à chaque précipitation, ni le fait que les distributions observées sont le résultat d'événements successifs aux caractéristiques extrêmement variables, ni enfin les changements, (température de surface de l'océan, topographie, circulation atmosphérique ...) associés, par exemple, à un climat glaciaire. Ceci a motivé l'introduction des cycles isotopiques de l'eau, HDO et  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ , dans des modèles de circulation générale de l'atmosphère (GCM) bien adaptés vis à vis de l'ensemble de ces aspects.

Cette approche initiée avec le modèle du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD/Paris ; Joussaume *et al.*, 1984), a été ensuite mise en oeuvre au Goddard Institute for Space Studies, NASA/GISS/New York, (Jouzel *et al.*, 1987a) et plus récemment au Max-Planck-Institut de Hambourg (Modèle ECHAM, Hoffmann et Heimann, 1993). Même si cette mise en oeuvre est complexe, la philosophie en est simple et identique dans chacun des GCM : les espèces isotopiques sont transportées en même temps que l'eau en prenant en compte les différents fractionnements associés à chaque changement de phase.

La comparaison des champs, observé et prédit, de la teneur moyenne en  $^{18}\text{O}$  des précipitations (figure 2) et l'examen des relations  $\delta/T_s$  (figure 3) témoignent de la capacité des GCM à simuler les caractéristiques majeures des distributions observées. L'absence de relation  $\delta/T_s$  pour  $T_s > 15^\circ\text{C}$  (régions équatoriales et tropicales) est correctement prédite et l'accord données/modèles est excellent en dessous de  $15^\circ\text{C}$ . Les variations saisonnières et la relation  $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$  (figure 4) sont également bien reproduites par chacun des modèles.

Les simulations réalisées pour le climat du dernier maximum glaciaire (en utilisant les conditions aux limites reconstituées dans le projet CLIMAP, 1981) indiquent que les relations  $\delta/T_s$  restent inchangées dans les moyennes et hautes latitudes ( $T_s < 15^\circ\text{C}$ ).

Cette condition est nécessaire, mais non suffisante, pour que puissent être reconstituées à partir des variations isotopiques observées en un site donné, les paléotempératures. Ceci requiert que les relations spatiales  $\delta/T_s$  s'appliquent également dans le domaine temporel. En général, cette hypothèse de similarité des gradients spatiaux et temporels est raisonnablement vérifiée (+ 30%) par chacun des modèles avec, cependant, certains écarts à l'échelle régionale et une dispersion assez importante des résultats (Joussaume et Jouzel, 1993 ; Jouzel *et al.*, 1994a). Au stade actuel de développement de ces modèles globaux, il reste préférable d'appuyer la reconstitution des paléotempératures sur l'utilisation des modèles simples et sur les gradients observés tels que ceux présentés sur la figure 5.

### 3. LES FORAGES PROFONDS EN ANTARCTIQUE ET AU GROENLAND

Trois seulement des grands forages réalisés dans les calottes du Groenland et de l'Antarctique permettent d'avoir accès à de la glace vieille de plus de 100 000 ans et de remonter à la période chaude précédente, l'Eémien, il y a environ 120 000 ans. Ce nombre restreint de grands forages en régions polaires tient au fait que forer dans la glace sur des profondeurs de plusieurs kilomètres est une opération de haute technicité à réaliser dans des sites particulièrement inhospitaliers et d'accès difficile. Pénétration, récupération de la carotte et des déchets ou de l'eau de fusion, utilisation d'un fluide pour éviter la fermeture du trou par le fluage de la glace, sont autant de difficultés que seules quelques équipes ont su maîtriser.

On doit les deux premiers forages aux Américains. En 1966, le socle rocheux est atteint à Camp Century (figure 6) au nord-ouest du Groenland (carottage de 1.390 m). En 1968, sont extraits plus de 2 kilomètres de carotte à la station Byrd en Antarctique de l'Ouest. Dans chacun des cas, une large partie de la dernière période glaciaire est couverte. Au début des années 1970, commence le forage Vostok en Antarctique de l'Est. Cette station soviétique, située à une altitude de 3.488 m, détient le record de la température terrestre la plus basse (-89,7°C). La température moyenne annuelle y est de -55,5°C. Dû à ce froid intense, le régime des précipitations est quasi-désertique. Il y tombe l'équivalent de 2 cm d'eau par an. Grâce à ce faible taux de précipitations et à la grande épaisseur de la calotte (3 700 m), Vostok est un excellent site pour remonter loin dans le temps. Malgré les conditions hostiles et un accès difficile, les Soviétiques y installent une station permanente et réalisent des forages de plus en plus profonds, 500 m en 1970, 950 m en 1974. Début 1978, une équipe française (CNRS Grenoble) extrait, en moins de deux mois, une carotte de 900 m au Dôme Concordia, site de l'Antarctique de l'Est, tout aussi inhospitalier que celui de Vostok.

En 1982, les Français s'associent au projet Vostok qui bénéficie également du soutien logistique américain. Le troisième forage Vostok dépasse 2 000 m en 1983. Pour la première fois, une carotte de glace permet de reconstituer l'histoire du climat et de l'environnement sur un cycle climatique complet (160 000 ans). Ce forage et le suivant ont dû être arrêtés à des profondeurs respectives de 2 200 et 2 500 m pour cause

de la fermeture progressive du trou. Malgré ces déboires, le programme Vostok auquel se sont joints des scientifiques américains se poursuit. Un nouveau forage, le cinquième, vient d'atteindre 2 755 m et de la glace probablement vieille de 250 000 ans. La station d'hivernage fermée début 1994 vient d'être ouverte à nouveau et l'espoir subsiste de forer le kilomètre restant d'ici deux ans et de remonter de la glace vieille d'au moins 500 000 ans.

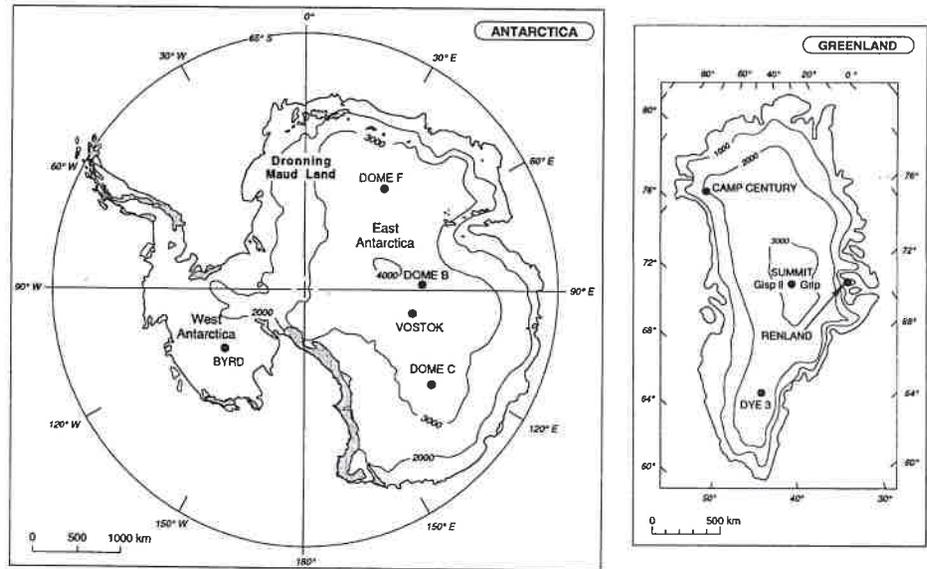


Figure 6 : Sites des forages profonds au Groenland et en Antarctique.

Le second forage du Groenland a été réalisé par les Danois à la station Dye 3, entre 1979 et 1981. Américains et Suisses y ont collaboré. Plus de 2 km, près de 100 000 ans. Mais l'âge et l'origine de la glace formée en amont du site sont très difficiles à déterminer car cette région côtière est très accidentée et les enregistrements ne sont guère exploitables au-delà de 50 000 ans. Le choix du site reposait largement sur des considérations logistiques alors que d'un point de vue scientifique, c'est la région centrale où l'épaisseur de glace est maximum (un peu plus de 3 km) qui est potentiellement la plus intéressante car c'est l'endroit où l'on peut espérer obtenir la glace la plus ancienne. Mais forer au centre de la calotte est une opération difficile à mettre sur pied et ce n'est que très récemment qu'elle a pu se concrétiser et ce, à travers deux projets en deux sites distants de 28 km, l'un **GRIP** (*Greenland Ice Core Project*) dans le cadre d'une collaboration entre partenaires européens et, l'autre **GISP2** (*Greenland Ice Sheet Program*) américain. Le forage européen a atteint le socle (3 028,8 m) en juillet 1992 et le forage américain l'été suivant.

Les forages de Vostok et ceux du centre du Groenland ont apporté des informations originales et essentielles sur le comportement du système climatique au cours du dernier cycle glaciaire – interglaciaire. D'une part, est confortée l'idée d'un lien entre

climat et effet de serre. De l'autre, est modifiée notre vision de la variabilité naturelle du climat dans les régions de l'Atlantique Nord. Ce sont ces deux aspects que nous examinons dans les paragraphes suivants.

#### 4. ANTARCTIQUE : CLIMAT, THÉORIE ASTRONOMIQUE ET EFFET DE SERRE

La figure 7 illustre comment, à partir de l'enregistrement du profil de teneur en deutérium en fonction de la profondeur, est reconstruite la variation de la température en fonction de l'âge de la glace. À cause de la faible accumulation, les variations saisonnières qui offrent un moyen de dater les glaces polaires (figure 1) ne sont pas présentes à Vostok. La datation y a été établie à partir d'un modèle qui tient compte à la fois de l'amincissement des couches à mesure qu'elles s'enfoncent dans la calotte et de la variation de l'accumulation en fonction du temps (Lorius *et al.*, 1985 ; Ritz, 1992 ; Jouzel *et al.*, 1993). En effet, le taux de précipitation au centre de l'Antarctique est gouverné par la quantité de vapeur d'eau au-dessus de l'inversion qui dépend directement de la pression de vapeur saturante et donc de la température. La variation du taux d'accumulation peut donc être estimée directement du profil de température ; cette méthode indique une réduction de près de 50% au dernier maximum glaciaire. La validité de cette approche a été confirmée par l'analyse du  $^{10}\text{Be}$  (Raisbeck *et al.*, 1987). La concentration de cet isotope cosmogénique est, hormis 2 pics détectés autour de 35 et 60 ka B.P., environ 2 fois plus élevée en période glaciaire qu'au cours des interglaciaires. En dehors de ces deux pics, attribués à une augmentation de la production de  $^{10}\text{Be}$ , l'hypothèse d'une production constante du  $^{10}\text{Be}$  est raisonnable. Elle implique que les changements glaciaires-interglaciaires reflètent une accumulation plus faible en période glaciaire. Il y a, en fait, bon accord entre cette approche et celle basée sur la pression de vapeur saturante (Jouzel *et al.*, 1989). Ceci donne confiance dans la chronologie de Vostok, qui conduit à un âge de 220 000 ans à une profondeur de 2.546 m (Jouzel *et al.*, 1993). Etant donné les différentes sources d'erreur, cette datation n'a, néanmoins, pas une précision meilleure que  $\pm 10\%$ .

Avant d'être transformé en température, le profil de teneur en deutérium est corrigé de la variation du  $\delta\text{D}$  océanique : les neiges polaires qui contribuent à la croissance des calottes sont isotopiquement pauvres par rapport à l'océan et il en résulte qu'au maximum de l'extension des calottes, la teneur isotopique moyenne de l'océan était plus riche que sa teneur actuelle (utilisée, rappelons le, comme standard). Ainsi, pour le dernier maximum glaciaire, le modèle du GISS prédit, au centre de la calotte Laurentide, des teneurs en  $^{18}\text{O}$  et en deutérium inférieures à -40 et -300‰ respectivement. On estime que la teneur moyenne des calottes de l'hémisphère nord était, à cette époque, comprise entre -30 et -35‰ pour l' $^{18}\text{O}$  et entre -230 et -270‰ pour le deutérium. Ces valeurs permettent que l'enrichissement des eaux océaniques était alors supérieur à 1‰ pour l' $^{18}\text{O}$  et de l'ordre de 10‰ pour le deutérium (le niveau

de la mer était à 120 m en-dessous de sa valeur actuelle (Fairbanks, 1989) alors que la profondeur moyenne de l'océan est de 3.800 m).

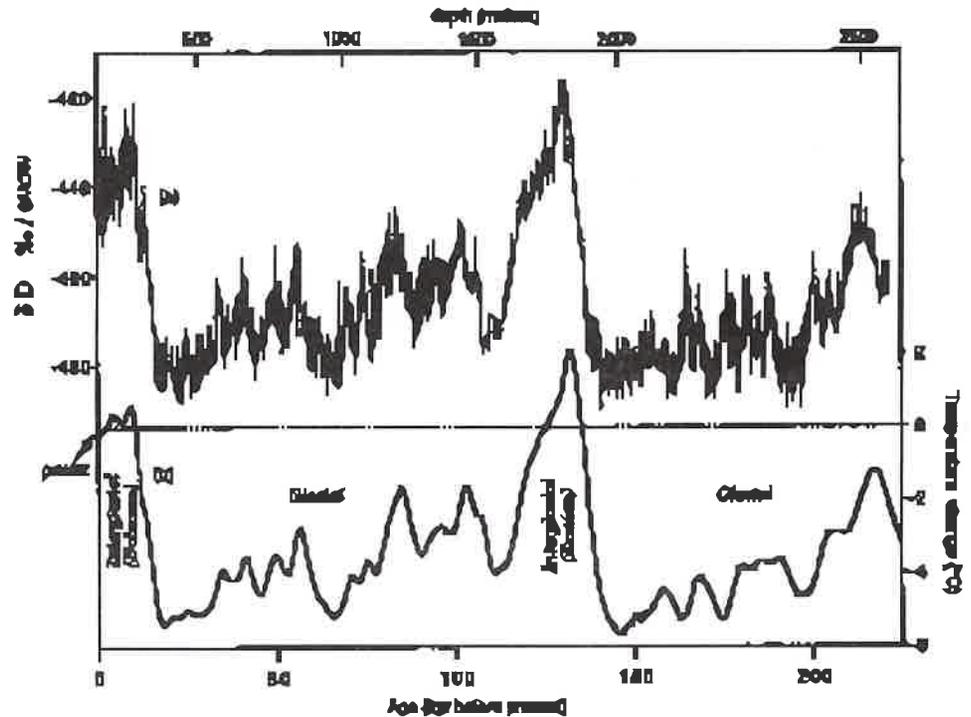


Figure 7 : Teneur en deutérium enregistrée à Vostok (a) et variation de la température atmosphérique qui en est déduite (b) au cours des 220 000 dernières années (adapté de Jouzel *et al.*, 1993). L'échelle du haut indique la profondeur.

La possibilité de remonter à la teneur en  $^{18}\text{O}$  (et indirectement en deutérium) de l'océan en fonction du temps est, elle, offerte par l'analyse isotopique des coquilles de micro-organismes marins, les foraminifères, à la coquille calcaire de quelques centaines de microns. Ceux-ci sont de deux types, planctoniques et benthiques qui vivent respectivement en surface et sur le fond. Ces coquilles sont formées à partir des ions bicarbonates dissous dans l'eau. Lors de cette formation, il y a fractionnement isotopique dont la valeur dépend de la température. La relation entre température océanique et teneurs isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}$ ) de la calcite et de l'eau a été établie de façon précise mais le fait que la teneur isotopique de la calcite dépende à la fois de celle de l'eau de mer et de la température, rend délicate l'interprétation du signal enregistré dans les foraminifères. Ce n'est que récemment que Labeyrie *et al.* (1987) ont déterminé les variations du  $\delta^{18}\text{O}$  marin et donc celles du niveau de la mer au cours du dernier cycle climatique (figure 8).

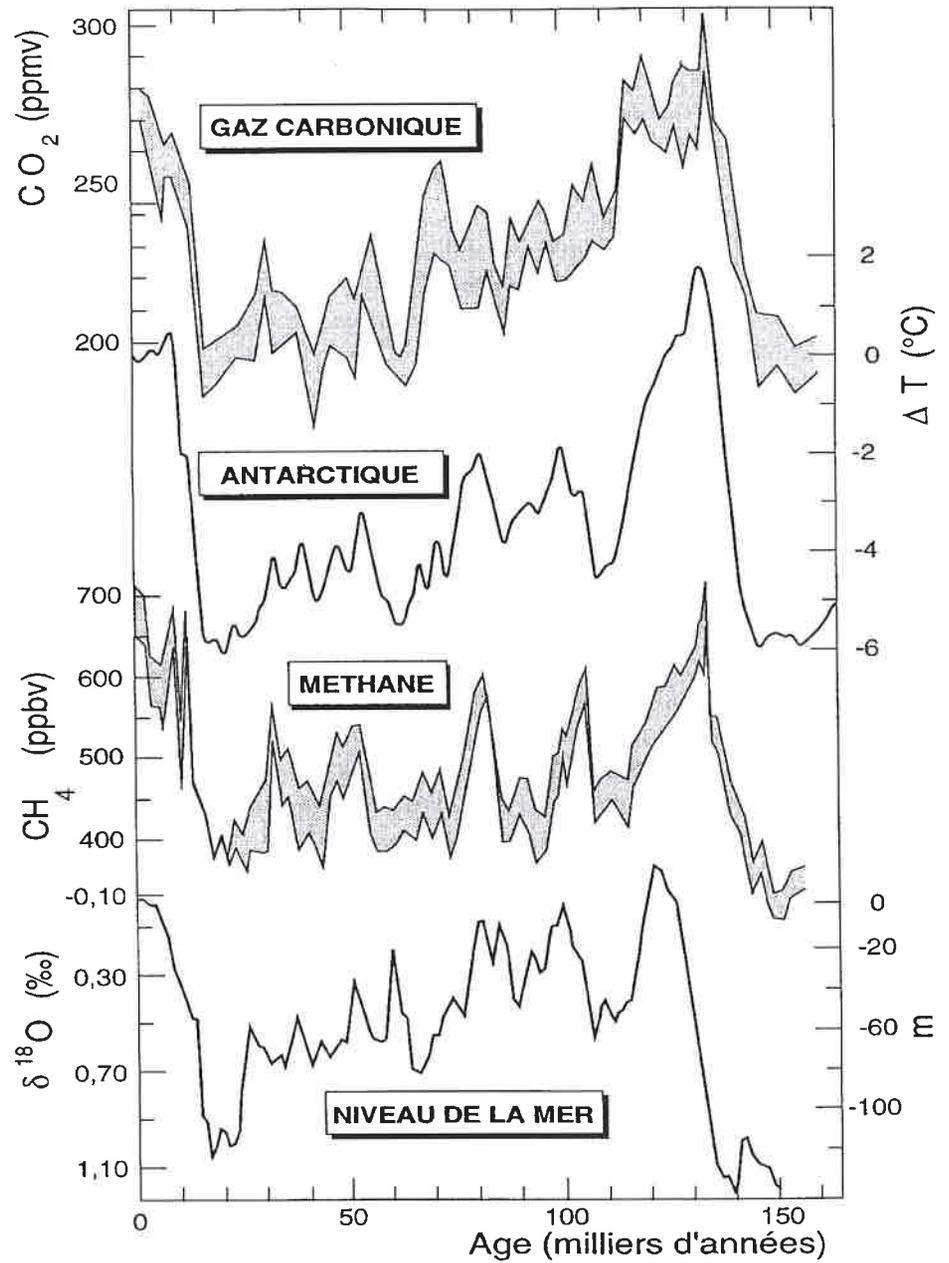


Figure 8 : Vostok : climat et gaz à effet de serre. Au cours des derniers 150.000 ans, les variations de la température (courbe lissée) sont bien corrélées avec les teneurs en gaz carbonique et en méthane mesurées dans les bulles d'air, les zones en grisé représentant les incertitudes. Pendant les interglaciaires chauds, les teneurs sont plus élevées en CO<sub>2</sub> (+ 40 %) et en CH<sub>4</sub> (X 2) (d'après Jouzel *et al.*, 1987b, Barnola *et al.*, 1987 et Chappellaz *et al.*, 1990). Les variations de température sont données pour l'atmosphère au-dessus de Vostok. La courbe du bas représente la variation du niveau marin telle qu'elle est déduite de l'analyse isotopique des foraminifères avec (à droite) une échelle déduite de l'analyse des coraux (Fairbanks, 1989).

Une fois effectuée cette correction (qui représente au maximum 10‰ en deutérium du signal isotopique enregistré à Vostok), la température est estimée en utilisant le gradient de 9‰/°C (figure 7) correspondant à la température atmosphérique (et non à la température au sol  $T_s$ ). Par rapport au climat actuel, elle indique un refroidissement de 6°C au dernier maximum glaciaire et des températures légèrement plus chaudes (près de 2°C) au dernier interglaciaire. La période glaciaire est caractérisée par 3 minima séparés par 2 « interstades » relativement plus chauds et marquée d'oscillations secondaires. L'avant-dernière période glaciaire était aussi froide que la dernière. Niveau de la mer et température au-dessus de l'Antarctique sont remarquablement corrélés jusqu'à -110 000 ans. Ceci témoigne du caractère « global » de l'enregistrement de température de Vostok. Dû à une différence de la durée du dernier interglaciaire, l'accord entre les deux séries est moins bien vérifié pour la période antérieure. Des résultats récents confirment que le climat Antarctique s'est effectivement réchauffé environ 5 000 ans avant que les calottes de l'hémisphère nord ne commencent à fondre.

#### 4.1 La théorie de Milankovitch

L'analyse isotopique des coquilles des foraminifères déposés sur les fonds marins a permis de montrer que durant le Quaternaire, au moins sur un million d'années, le climat de la Terre a oscillé de façon périodique avec des interglaciaires apparaissant tous les 100 000 ans environ. Les enregistrements marins mettent, en outre, en évidence des périodes voisines de 40 et 20 000 ans, confirmant l'idée d'un lien entre grands cycles climatiques du Quaternaire et variations d'insolation (Hays *et al.*, 1976) émise par Milankovitch au début du siècle. Dans cette théorie, dite astronomique, la succession des âges glaciaires et interglaciaires est gouvernée par les variations de l'insolation liées aux caractéristiques périodiques de l'orbite de la Terre autour du Soleil et aux mouvements de son axe de rotation (Berger, 1988). Les paramètres impliqués sont l'excentricité de l'ellipse décrite (périodicité proche de 100 000 ans), l'inclinaison de l'axe de rotation du globe par rapport à celle-ci (périodicité 41 000 ans) et la précession qui définit la position de la Terre sur sa trajectoire au moment des équinoxes (périodicités de 23 et 19 000 ans). Dans ce scénario, la zone située vers 65°N joue un rôle particulier : les contrastes de l'insolation d'été seraient là suffisants pour permettre le développement sur les continents d'immenses calottes, disparaissant lors des interglaciaires. Le fort pouvoir réfléchissant des surfaces blanches joue le rôle d'amplificateur nécessaire pour expliquer que le forçage radiatif lié à l'insolation, relativement modeste à l'échelle globale (moins de 0,6% au cours du dernier million d'années) puisse entraîner des variations de la température de 4 à 5°C en moyenne sur le globe. À noter que l'analyse spectrale de l'enregistrement climatique de Vostok met également en évidence la présence de périodicités liées à l'obliquité et à la précession (Yiou *et al.*, 1991).

Admise après bien des discussions, la théorie astronomique laisse pourtant quelques points d'ombre. Une difficulté majeure est d'expliquer que le cycle de 100.000 ans domine l'enregistrement climatique alors qu'il est peu marqué dans le

signal astronomique. Il faut pour cela évoquer l'enfoncement de la croûte terrestre sous le poids des calottes pouvant provoquer une débâcle des glaces. Il est aussi malaisé de comprendre que les variations soient sensiblement synchrones et d'amplitude semblable dans les deux hémisphères, alors que la cause se situe aux hautes latitudes nord, bien que l'on puisse alors impliquer une circulation océanique changeant avec les stades climatiques. Dans cette difficile explication des variations lentes du climat passé, les glaces polaires apportent un éclairage nouveau : l'atmosphère des âges glaciaires était sensiblement différente de celle que nous connaissons.

## 4.2 Atmosphère et climat

L'analyse des bulles d'air emprisonnées dans les glaces polaires a mis en évidence un lien entre effet de serre et climat à l'échelle des cycles glaciaires interglaciaires. On a tout d'abord observé que les teneurs de l'atmosphère en gaz carbonique et méthane étaient plus faibles en période glaciaire ; la carotte de Vostok montre que, tout au long des derniers 150 000 ans, les concentrations en  $\text{CO}_2$  et  $\text{CH}_4$  mesurées dans les bulles d'air de la glace sont fidèlement corrélées avec les variations de la température (figure 8). Une relation aux multiples facettes et dont l'explication complète reste à trouver. Elle implique certainement pour le gaz carbonique la circulation des océans et leur productivité, et, dans une certaine mesure, les interactions avec la biosphère continentale ; les variations du méthane pourraient provenir de l'impact du climat sur l'étendue de ses sources terrestres, incluant zones marécageuses et peut-être sols gelés des hautes latitudes nord.

Pendant les minima, les teneurs en  $\text{CO}_2$  se situent vers 200 ppmv (parties par million en volume par rapport à l'air) ; elles atteignent 280 ppmv, une valeur qui caractérise le niveau préindustriel et qui représente une augmentation de 40 %, au moment des interglaciaires. Les teneurs en méthane doublent lors des déglaciations, passant de 350 ppbv (parties par billion ou milliard en volume par rapport à l'air) à 700, une concentration que l'on retrouve avant que ne devienne sensible l'impact de l'homme. L'un et l'autre des enregistrements conservent aussi l'empreinte, à des degrés divers, des cycles astronomiques.

Quelles qu'en soient les causes, les variations de concentration en  $\text{CO}_2$  et  $\text{CH}_4$  observées lors de la succession des minima glaciaires et des interglaciaires entraînent un effet de serre qui correspond à un gain moyen d'énergie pour la surface de la Terre d'au moins  $2 \text{ watts/m}^2$  (valeur à comparer à une énergie moyenne reçue de  $240 \text{ watts/m}^2$ ). Le problème est d'évaluer le rôle des différents facteurs pouvant rendre compte de la succession des âges glaciaires et interglaciaires. Bien que sommaire, une façon simple est de comparer statistiquement le profil de température de Vostok avec les différents forçages susceptibles de l'expliquer (Lorius *et al.*, 1990). La contribution astronomique peut être représentée, selon la théorie de Milankovitch, par les variations du volume des glaces enregistrées dans les sédiments marins ; y est ajoutée l'insolation calculée pour le site de Vostok. Les caractéristiques chimiques de l'atmosphère susceptibles d'avoir modifié le bilan radiatif sont aussi prises en compte (grâce,

en particulier, à l'analyse chimique des glaces qui permet de reconstituer les variations des teneurs en poussières et en sulfates).

L'analyse statistique confirme l'impression visuelle : forçage astronomique et effet de serre expliquant chacun entre 40 et 50 % de la variabilité de la température, la contribution des autres causes possibles demeurant marginale (Lorius *et al.*, 1990). Il semble clair que la prise en compte des variations de la concentration des gaz à effet de serre comble des lacunes de la théorie astronomique des paléoclimats : les valeurs les plus fortes sont observées lors des interglaciaires et les variations qui concernent l'ensemble de l'atmosphère favorisent le synchronisme des événements climatiques entre les deux hémisphères. Une interprétation que confortent les simulations du dernier âge glaciaire réalisées à l'aide des modèles de circulation générale de l'atmosphère et pour lesquelles forçage astronomique et effet de serre ont un impact sensiblement équivalent (Broccoli et Manabe, 1987).

## 5. GROENLAND : QUELQUES DIZAINES D'ANNÉES ONT SUFFI À BOULEVERSER LE CLIMAT

L'enregistrement isotopique obtenu le long du forage GRIP (figure 9) présente des caractéristiques différentes de celui obtenu à Vostok. Il révèle un remarquable contraste entre la stabilité de l'enregistrement au cours des 10 000 dernières années et le caractère extrêmement variable des périodes qui les ont précédées (Dansgaard *et al.*, 1993). Ainsi, la dernière déglaciation y est caractérisée par une première période de réchauffement suivie par un retour temporaire vers des conditions froides (le Dryas récent) dont nous savons qu'il a été très marqué dans l'Atlantique Nord et les régions continentales adjacentes. Ce qui frappe, c'est la rapidité de la transition qui, à la fin du Dryas récent, il y a 11 500 ans, a conduit vers le climat actuel (cet âge est connu à 200 ans près grâce à l'existence de variations saisonnières en isotopes et en d'autres éléments). Les forages GRIP et GISP2 confirment pleinement les résultats de celui de Dye 3 (Dansgaard *et al.*, 1989) : l'analyse isotopique très détaillée indique qu'au Groenland le climat s'est alors réchauffé de 7°C en une cinquantaine d'années (figure 9). Même si les changements sont amplifiés aux hautes latitudes par rapport à l'ensemble du globe, il s'agit là d'un changement climatique majeur. Certaines caractéristiques peuvent être modifiées encore plus rapidement. À la fin du Dryas récent, il a fallu moins de 20 ans pour que le contenu en poussières, témoin direct du transport atmosphérique et donc de l'intensité des vents (mais également influencé par l'étendue des surfaces désertiques), passe de valeurs élevées de type glaciaire à des valeurs beaucoup plus faibles caractéristiques du climat actuel (Taylor *et al.*, 1993). Au cours de cette même transition, l'accumulation a doublé mais ceci quasi-instantanément, en 3 ans et peut-être même d'une année sur l'autre (Alley *et al.*, 1993). S'il est possible que le changement de l'intensité des vents ait un caractère local, cela n'est guère envisageable pour l'accumulation et une telle rapidité laisse perplexe.

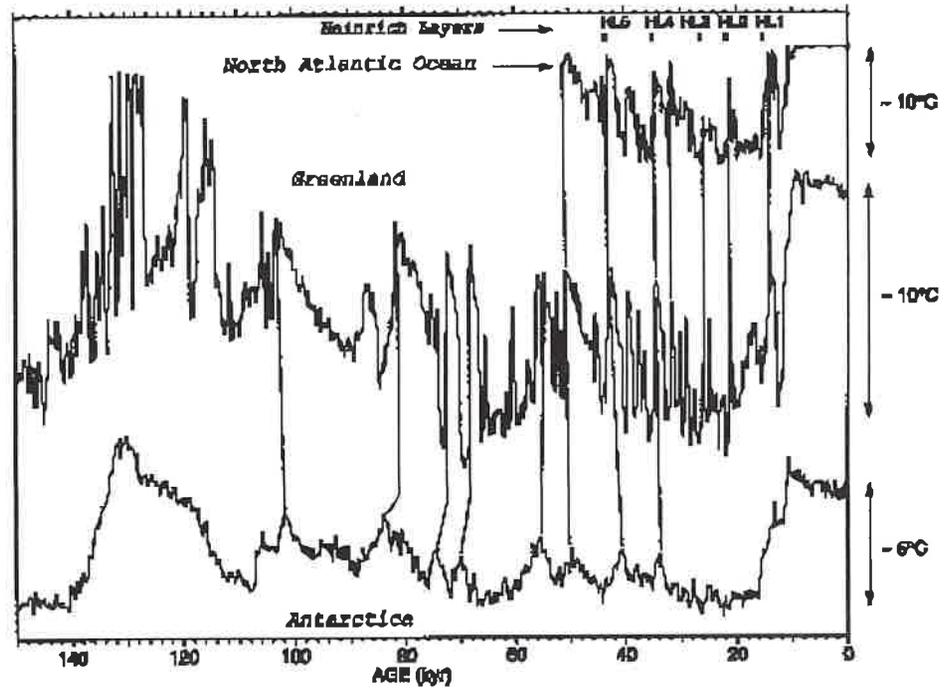


Figure 9 : Enregistrements climatiques le long des forages GRIP et Vostok au cours des 150 000 dernières années avec l'indication des correspondances entre les événements rapides enregistrés à GRIP au cours de la dernière période glaciaire et les « interstades » de Vostok.

Les échelles de température sont déduites directement des profils isotopiques (sans la correction liée aux variations de la teneur isotopique de l'océan). À GRIP, la validité de l'interprétation soulève des points d'interrogation pour la période antérieure à -100 000 ans. La courbe du haut représente une estimation de la variation de température dans l'Atlantique Nord ; cette courbe met en évidence des événements rapides similaires à ceux enregistrés à GRIP et corrélés aux couches de Heinrich (indiquées sur l'axe du haut).

### 5.1 Groenland et Atlantique Nord : des climats étroitement solidaires

Le forage de Dye 3 avait, au début des années quatre-vingts, révélé l'existence de changements climatiques rapides en pleine période glaciaire (Dansgaard *et al.*, 1982). Ils se traduisent par un réchauffement important (souvent plus de la moitié de celui correspondant à la transition glaciaire - interglaciaire) qui s'opère en quelques décennies et est suivi d'un retour vers les conditions glaciaires avec un refroidissement d'abord lent puis plus rapide. Leur existence est pleinement confirmée par les forages du centre du Groenland, vingt deux de ces interstades étant répertoriés tout au long de la période glaciaire (Dansgaard *et al.*, 1993). Dès leur mise en évidence, il est suggéré que ces changements, auxquels est donné le nom d'événements de Dansgaard-Oeschger, sont étroitement liés à des modifications de la circulation océanique dans l'Atlantique Nord à travers l'hypothèse qu'il existe différents modes dans lesquels cette

circulation peut être stable (Dansgaard *et al.*, 1984 ; Broecker *et al.*, 1985). Deux types de circulation océanique leur sont associés. Actuellement, des courants de surface transportent de l'eau et des calories depuis l'Équateur vers l'Atlantique Nord. Ces eaux se refroidissent en réchauffant le continent européen adjacent et deviennent suffisamment denses pour plonger et former des eaux profondes qui repartent ensuite vers le sud et irriguent les différents océans. En période glaciaire, les eaux équatoriales ne peuvent remonter suffisamment au nord pour leur permettre d'acquérir une densité qui leur permette de plonger. Le mode actuel « chaud » est caractérisé par la formation d'eaux profondes dans l'Atlantique Nord, tandis qu'en mode « glaciaire », celles-ci ne se forment pas, ou, en tout état de cause, de façon moins intense. La transition rapide froid/chaud correspondrait à la mise en route de cette circulation et le retour à des conditions glaciaires à son interruption.

L'analyse des sédiments marins a mis en évidence l'existence de ces variations rapides témoignant par là même du rôle clé de l'océan (Bond *et al.*, 1992). Les premiers indices ont été apportés par l'analyse sédimentologique. Certaines carottes sont interrompues par une série de couches calcaires dites **Couches de Heinrich** dont l'étude montre qu'elles proviennent de l'érosion d'un socle continental, Amérique du Nord ou Scandinavie. Y sont associées des variations cycliques de la couleur du sédiment et une diminution de la teneur en  $^{18}\text{O}$ , deux éléments indiquant qu'elles sont liées à des décharges massives d'icebergs (pauvres en  $^{18}\text{O}$ ) se détachant de la calotte nord-américaine ou fennoscandienne lorsque celle-ci a grossi jusqu'à devenir instable. Ces détachements massifs surviennent en fin de phase de refroidissement, période dont la durée est de 5 000 à 10 000 ans. Les températures océaniques sont alors de 7 à 10°C plus faibles qu'elles ne le sont actuellement. Après chaque décharge, le retour à des conditions relativement plus chaudes est beaucoup plus rapide.

Grâce à des analyses complémentaires et à un examen approfondi des différents enregistrements, la correspondance entre événements marins et glaciaires est désormais démontrée (Bond *et al.*, 1993). Il y a, à travers l'océan, un lien entre les décharges massives d'icebergs et les variations rapides enregistrées au Groenland en période glaciaire. Cette arrivée d'énormes quantités d'eau douce aurait alors contribué à modifier la circulation océanique et par là même le climat, fournissant ainsi une explication raisonnable à l'existence d'instabilités climatiques en période glaciaire.

Des résultats récents montrent que ces variations rapides, qui ont leur origine dans l'océan, ont de larges répercussions sur les continents. Elles viennent d'être documentées sur différents enregistrements continentaux à la fois en Europe et en Amérique du Nord. À chacun des grands interstades correspond généralement une augmentation significative (> 100 ppbv) des teneurs en méthane ; celles-ci témoignent très probablement de variations du cycle hydrologique continental aux basses latitudes (la production du méthane est liée à l'étendue des zones inondées) et suggèrent que ces événements rapides ont influencé le climat de l'hémisphère nord dans son ensemble (Chappellaz *et al.*, 1993).

## 5.2 Variations rapides en climat «chaud» : de sérieux points d'interrogation

Les enregistrements isotopiques complets obtenus le long des forages GRIP et GISP2 ont été publiés l'un et l'autre (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Grootes *et al.*, 1993). Plus que les variations rapides de la dernière période glaciaire et de la fin de la déglaciation, c'est l'existence éventuelle d'instabilités au cours de l'interglaciaire précédent, l'Eémien, il y a un peu plus de 120 000 ans qui a surpris (GRIP Project Members). A GRIP, la variabilité de l'enregistrement isotopique est tout à fait inattendue : les périodes chaudes (jusqu'à 4°C de plus que le climat actuel) auraient été interrompues par des excursions vers des conditions intermédiaires entre celles du climat actuel et une époque glaciaire. Les transitions apparaissent très rapides (quelques dizaines d'années) et, dans un cas au moins, l'événement froid (changements de température associés de l'ordre de 10°C) pourrait avoir été très bref : 70 ans pour celui survenu il y a ~ 115 000 ans. Instabilité d'autant plus étonnante que là, plus question d'évoquer la décharge massive d'icebergs : les grandes calottes de l'hémisphère nord avaient disparu.

Les résultats du forage GISP2 (Grootes *et al.*, 1993), publiés quelques mois plus tard, soulèvent des questions sur la validité de l'interprétation climatique de l'enregistrement isotopique obtenu à GRIP. Alors que l'accord entre GRIP et GISP2 est excellent jusqu'à environ -100 000 ans, les séries commencent à diverger au-delà. Cette divergence ne peut être d'ordre climatique, les deux stations n'étant distantes que de 28 km. Seule explication plausible : la stratigraphie des forages (ou au moins de l'un d'entre eux) a été modifiée à cause de la proximité du socle rocheux. Ces modifications se traduisent en général par la présence de couches inclinées qui ne sont observées à GRIP que pour la première partie de l'Eémien. Elles sont par contre visibles à GISP2 dès que les séries commencent à diverger. GRIP est situé sur le dôme et GISP2 ne l'est pas. Ceci fournit une explication raisonnable de cette différence mais l'argument est fragile car la position du dôme est susceptible de s'être déplacée au cours du dernier cycle climatique.

Les différences entre les deux forages ne sont donc pas suffisantes pour remettre en cause l'interprétation de l'Eémien de GRIP. Il n'en reste pas moins qu'une confirmation de l'existence de ces variations rapides requiert que puisse y être faite la part entre signal climatique et perturbations éventuelles liées à l'écoulement. En l'absence d'une identification claire d'événements similaires dans d'autres enregistrements (qui seule constituerait une réelle confirmation de leur existence et de leur extension géographique éventuelle), ces variations rapides restent, en tout état de cause, un très grand point d'interrogation.

## 5.3 Antarctique et Groenland : similarités et différences

Les enregistrements de Vostok et de GRIP et GISP2 permettent d'effectuer une comparaison intéressante entre le climat de l'Antarctique et celui du Groenland (figure 9).

En Antarctique, la dernière déglaciation s'est, comme au Groenland, effectuée en deux étapes. Ceci est bien mis en évidence, figure 10, dans laquelle sont comparés les

enregistrements isotopiques de GRIP et du Dôme B, forage Antarctique obtenu à 320 km de Vostok et analysé, pour cette période, de façon plus détaillée.

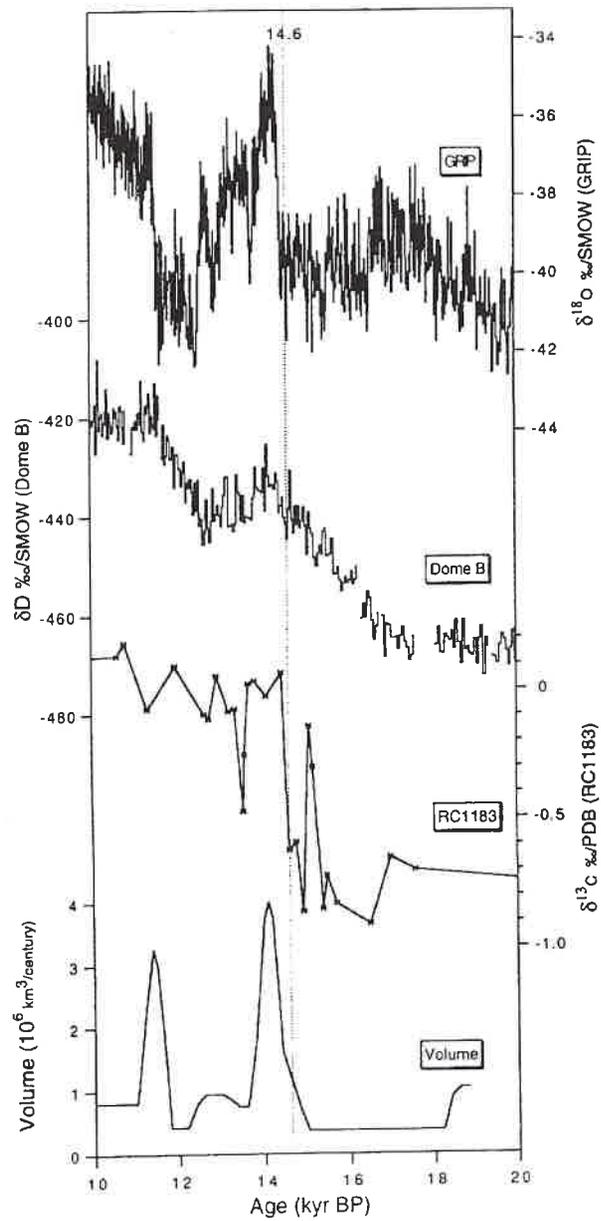


Figure 10 : Comparaison des enregistrements isotopiques de GRIP et du Dôme B au cours de la dernière déglaciation. Les deux courbes du bas représentent respectivement, l'enregistrement en <sup>13</sup>C (indicateur lié à la circulation océanique) dans une carotte de l'Atlantique Sud et le volume des glaces fondues au cours de la dernière déglaciation.

Le refroidissement temporaire est plus faible en Antarctique (d'un facteur trois environ) que celui observé pendant le Dryas récent au Groenland (Jouzel *et al.*, 1995). Ce refroidissement a donc une signification géographique très large comme le confirment de nombreux enregistrements océaniques et continentaux disponibles jusqu'ici essentiellement de l'hémisphère nord. Les réchauffements s'opèrent de façon beaucoup plus lente en Antarctique qu'au Groenland. Bien qu'il apparaisse que les changements de la circulation océanique globale qui ont leur source dans la formation, ou non, d'eaux profondes dans l'Atlantique Nord jouent un rôle clé dans la relation entre le climat de chacun des hémisphères, ces résultats témoignent de la nature fort complexe du lien interhémisphérique. Notons qu'à Vostok, la partie la plus chaude de l'Holocène, se situe vers -11 000 ans et donc tout au début de cette période (Ciais *et al.*, 1992) alors que les conditions climatiques sont loin d'avoir atteint l'optimum à GRIP et GISP2. Cette différence est probablement liée au fait que les calottes polaires de l'hémisphère nord n'avaient pas encore complètement disparu. Ces caractéristiques, déglaciation en deux étapes et optimum climatique précoce, sont communes aux trois forages de l'Antarctique de l'Est : Vostok, Dôme C et Dôme B (Jouzel *et al.*, 1995).

L'observation majeure faite pour la dernière déglaciation, à savoir qu'un événement climatique important dans l'Atlantique Nord est vu, mais de façon atténuée à Vostok, semble, de façon générale, valoir pour les interstades de Dansgaard-Oeschger : les plus marqués de ces événements peuvent être identifiés dans l'enregistrement Vostok tandis que les plus courts en sont éliminés. Cette suggestion illustrée, figure 9, à partir d'un simple examen visuel des enregistrements (Jouzel *et al.*, 1994b) vient d'être remarquablement confirmée à partir de l'analyse de la teneur en  $^{18}\text{O}$  des bulles d'air contenues dans les glaces de GISP2 et de Vostok (Bender *et al.*, 1994a). Malgré la complexité des fractionnements isotopiques qui interviennent au cours de la photosynthèse et de la respiration, il s'est en fait avéré que la différence entre la teneur isotopique de l'air et celle de l'eau de mer (l'effet Dole) varie peu au cours du dernier cycle climatique (Bender *et al.*, 1994b). Ceci suggère que le rapport des productivités de la biosphère marine et continentale a peu varié. Une conséquence est que les variations des teneurs isotopiques de l'air et de l'eau varient de façon assez parallèle fournissant un moyen unique pour placer sur une même échelle de temps enregistrements marins et glaciaires (Sowers *et al.*, 1993). L'analyse récente de l' $^{18}\text{O}$  de l'air de GISP2 permet, elle, de corréliser glaces du Groenland et de l'Antarctique car le signal isotopique est homogène dans l'atmosphère et de démontrer que les événements rapides les plus importants (ceux qui durent plus de 2000 ans) ont effectivement une contrepartie dans l'enregistrement de Vostok (Bender *et al.*, 1994a).

Pour ce qui concerne le dernier interglaciaire, nous privilégions ici la comparaison entre GRIP et Vostok, car, au-delà de 100 000 ans, les similarités entre les enregistrements du rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  dans l'air à GISP2 et Vostok disparaissent. À Vostok, la glace du dernier interglaciaire est à près de 2 km du fond et représente donc une séquence non perturbée : ceci implique que la glace de la partie profonde du forage GISP2 a, elle, subi des distorsions liées à la proximité du socle rocheux. Cette absence de corrélation entre Vostok et GISP n'apporte, par elle-même, pas d'indication sur le forage GRIP mais elle indique une des voies qui peut conduire à démontrer si les

variations rapides enregistrées pendant l'Eémien sont, ou non, d'origine climatique. En attendant qu'elle soit complètement explorée, la comparaison entre les enregistrements climatiques de GRIP et Vostok garde tout son intérêt. GRIP et Vostok présentent deux similitudes intéressantes :

- les périodes les plus chaudes de l'Eémien montrent, dans chacun des cas, des températures plus élevées que celles de l'Holocène (jusqu'à 4°C à GRIP, un peu moins à Vostok) ;
- dans chacun des cas, l'Eémien est plus long que le stade climatique interglaciaire défini dans les enregistrements marins.

En Antarctique, le début du réchauffement précède la décroissance du volume global des glaces comme l'indique aussi l'évolution des températures océaniques dans l'océan Austral (Pichon *et al.*, 1992). Au-delà de ces points communs, l'absence de variations climatiques rapides à Vostok aussi bien au niveau de la déglaciation précédente réalisée en une seule étape, que de l'interglaciaire lui-même, constitue une différence marquante entre les deux enregistrements. Les deux étapes de la dernière déglaciation sont enregistrées, certes de façon atténuée à Vostok ; pourquoi cela est-il différent pour la précédente transition ? L'hypothèse que les variations rapides de l'Eémien puissent ne pas avoir été ressenties à Vostok ne peut cependant pas être définitivement écartée car ce site est en-dehors du secteur Atlantique et donc peu sensible à des événements ayant leur source dans l'Atlantique Nord. Dans la mesure où les transferts océaniques sont lents, il se pourrait aussi que, parmi les événements enregistrés à GRIP, seuls ceux ayant une durée suffisamment longue soient enregistrés à Vostok. Mais, indubitablement, cette différence de structure ajoute aux interrogations soulevées par la comparaison GRIP/GISP2.

## 6. CLIMAT DU FUTUR : LE TÉMOIGNAGE DU PASSÉ

Nous allons conclure cet article consacré à la reconstruction du climat au cours du dernier cycle climatique à partir des glaces polaires en situant l'intérêt de cette approche vis à vis de l'évolution du climat au cours des prochaines décennies. L'hypothèse d'un réchauffement lié à l'action de l'homme est, en effet, tout à fait plausible et le témoignage du passé s'avère être extrêmement précieux.

Depuis quelques siècles, les activités anthropogéniques modifient de façon sensible la composition de l'atmosphère (IPCC, 1990, 1992) et en modifie l'effet de serre. Ainsi, entre 1700 et nos jours, la teneur en méthane a plus que doublé essentiellement à cause de l'intensification de l'agriculture. L'utilisation des combustibles fossiles est largement responsable de l'augmentation de la concentration en gaz carbonique depuis le début de l'ère industrielle (25% depuis 1850). Ces combustibles fossiles seraient, avec les pratiques agricoles, la cause d'un accroissement de 10% de la teneur en oxyde d'azote sur la même période. Les chlorofluorocarbones (*fréons*)

dont l'emploi s'est développé au cours des deux dernières décennies sont maintenant présents dans l'atmosphère.

Bien qu'il s'agisse là de constituants mineurs, de tels changements sont susceptibles de modifier notre climat car ils conduisent à une modification de l'effet de serre atmosphérique (*cf.* Mitchell, 1989 pour un article de synthèse). En effet, alors que notre atmosphère est transparente au rayonnement qui nous arrive du soleil dans le visible, ces différents composés ont la propriété d'absorber le rayonnement infrarouge réémis par le sol. C'est le cas, également, de la vapeur d'eau qui est, avec le gaz carbonique, le principal gaz à effet de serre. Bien que les concentrations soient beaucoup plus faibles, le rôle des autres traces gazeuses est loin d'être négligeable car elles absorbent efficacement dans une fenêtre spectrale laissée libre par ces deux composés. Cet effet de serre est en soi très bénéfique : il amène la température moyenne de la surface de la Terre à +15°C, valeur beaucoup plus clémente que celle, estimée à -18°C, qui prévaudrait s'il n'y avait pas d'atmosphère. Mais c'est son augmentation qui inquiète : ces gaz à effet de serre ont, depuis le début de l'ère industrielle, augmenté l'énergie moyenne reçue par notre planète de 2 Wm<sup>-2</sup> (voisine, rappelons-le, de 240 Wm<sup>-2</sup>) ; 4 Wm<sup>-2</sup> supplémentaires devraient s'y ajouter au milieu du siècle prochain.

Les modèles climatiques constituent l'outil privilégié pour prédire l'évolution du climat au cours des prochaines décennies en fonction de l'augmentation de cet effet de serre additionnel. La tâche du modélisateur serait simple s'il n'était nécessaire de tenir compte que de l'effet radiatif direct : une augmentation de 4 Wm<sup>-2</sup>, correspondant à peu près à un doublement de la teneur en CO<sub>2</sub> auquel il est très souvent fait référence, induirait, une fois l'équilibre atteint, un réchauffement moyen de 1,2°C. Mais la réalité est plus complexe. Ce réchauffement de l'atmosphère se transmet peu à peu à l'océan avec deux conséquences : accroissement de l'évaporation et diminution de la glace de mer. L'une et l'autre amplifient le réchauffement initial à travers, d'une part, l'augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique et, de l'autre, la disparition de surfaces fortement réfléchissantes. Et surtout, les modifications induites au niveau des nuages sont mal connues et peuvent avoir des effets antagonistes suivant le type de nuage et leur altitude. Résultat : les expériences de doublement de CO<sub>2</sub> réalisées avec des modèles de circulation générale de l'atmosphère conduisent à des valeurs comprises entre -2 et 5°C. Ces expériences de référence permettent de définir la notion de sensibilité du climat à un doublement de CO<sub>2</sub>. Les valeurs, toutes supérieures à 1,2°C, indiquent que le forçage radiatif direct est amplifié ; leur large dispersion est liée, pour l'essentiel, à la façon dont les modèles prennent en compte le rôle des nuages.

La sensibilité du climat n'est qu'un des éléments de la prédiction de l'évolution du climat au cours des prochaines décennies. Celle-ci requiert, entre autres, que soient pris en compte le caractère progressif de l'augmentation de la teneur en gaz carbonique, la contribution des autres gaz à effet de serre et le rôle de l'océan qui, par son inertie thermique, retarde le réchauffement. Ces différents facteurs sont désormais intégrés dans des simulations transitoires du climat (IPCC, 1992) basées sur l'utilisation de modèles dans lesquels sont, à la fois, suivis l'atmosphère et l'océan (modèles couplés océan-atmosphère). Le réchauffement prédit à l'horizon 2100 est compris

entre  $\sim 1,5$  et  $4,5^{\circ}\text{C}$  suivant l'hypothèse de sensibilité climatique retenue (IPCC, 1992). Au simple vu de ces résultats et des expériences de doublement de  $\text{CO}_2$ , on comprend bien qu'il est important que soient explorées d'autres approches qui puissent apporter des informations sur la sensibilité du climat.

Ainsi, l'augmentation de l'effet de serre est bien documentée sur le dernier siècle au cours duquel la température moyenne du globe a augmenté d'environ  $0,5^{\circ}\text{C}$  (IPCC, 1992). La comparaison effet de serre - température globale est utilisée pour estimer la sensibilité du climat. Cette voie largement explorée (IPCC 1990, 1992) a certaines limites. Celles-ci sont dues à l'existence d'un effet retard de l'océan mal connu et de forçages climatiques autres que celui des gaz à effet de serre et moins faciles à évaluer correctement (tels ceux liés aux aérosols produits par l'activité humaine, aux volcans ou à la variation du flux solaire). Et surtout, on sait mal comment s'inscrit le réchauffement actuel dans le cadre de la variabilité naturelle du climat à l'échelle du dernier siècle et des derniers millénaires. Il est probable que des changements de température supérieurs à  $0,5^{\circ}\text{C}$ , tel le refroidissement associé au petit âge glaciaire, soient intervenus sans qu'il y ait eu modification notable de l'effet de serre.

Sensibilité vis à vis des gaz à effet de serre et variabilité naturelle du climat apparaissent donc comme deux paramètres-clé de la prédiction climatique. Les données du lointain passé, celles, en particulier, des derniers cycles glaciaires interglaciaires que nous avons examinées dans cet article à partir des résultats obtenus à partir de l'analyse des glaces polaires, contiennent des informations uniques sur chacun d'entre eux.

Les raisons en sont simples. D'une part, il s'agit d'une période pour laquelle le changement de température moyenne globale est important et comme les variations des gaz à effet de serre sont connues de façon suffisamment précise, ces données offrent une voie intéressante pour estimer la sensibilité du climat. Ainsi, l'augmentation de la teneur des gaz à effet de serre expliquerait jusqu'à 2 des 4 à  $5^{\circ}\text{C}$  du réchauffement moyen de la Terre au cours de la déglaciation indiquant que le forçage radiatif direct a été amplifié, à travers les rétroactions liées à la glace de mer, à la vapeur d'eau et aux nuages, d'un facteur voisin de 3. Ceci suggère qu'une valeur de 3 à  $4^{\circ}\text{C}$  pour la sensibilité du climat dans l'hypothèse de référence d'un doublement de  $\text{CO}_2$ , est, au regard des paléodonnées, une prédiction tout à fait réaliste. Nous reconnaissons que cette approche a certaines limites, en particulier au niveau de l'estimation précise de la variation de température moyenne de la planète dans le passé, mais elle illustre bien le résultat-clé mis en évidence à des degrés divers par l'ensemble des modèles climatiques : ce sont des mécanismes d'amplification vis à vis du forçage radiatif lié à l'effet de serre anthropogénique qui devraient opérer au cours des prochaines décennies. De l'autre, l'examen des variations climatiques du passé permet de placer le réchauffement climatique du dernier siècle et celui qui nous est prédit dans un contexte temporel beaucoup plus large.

## 7. CONCLUSION

La seule connaissance des climats du passé, même si elle était exempte de points d'interrogation, ce dont nous sommes fort loin, n'apporterait certes pas tous les

éléments de réponse nécessaires à la prédiction du climat au cours des prochaines décennies. La modélisation est l'outil privilégié de la prédiction mais dans ce contexte d'une discipline scientifique celle de l'évolution du climat et de l'environnement global, aux multiples facettes, le témoignage du passé joue, et continuera à jouer dans l'avenir, un rôle essentiel. De celui transmis par les archives glaciaires, nous retiendrons, en guise de conclusion, trois aspects :

- L'évolution parallèle de la concentration des gaz à effet de serre et du climat au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire témoigne du rôle climatique des variations naturelles de l'effet de serre. Ces données permettent d'accéder à la sensibilité climatique ; elles suggèrent que ce sont des mécanismes d'amplification, tels ceux mis en évidence dans les modèles de circulation générale de l'atmosphère, qui devraient opérer au cours des prochaines décennies. D'ailleurs, les résultats obtenus à Vostok ont joué un rôle important dans la prise de conscience de ce problème du réchauffement climatique lié à l'augmentation des gaz à effet de serre.
- L'examen des données du passé ouvre de nouvelles pistes de recherche mettant en lumière les différents processus susceptibles d'intervenir dans le système climatique. Un exemple frappant, brièvement évoqué ici, concerne la stabilité de la circulation océanique. C'est à partir des résultats du forage de Dye 3 qu'a été avancée l'hypothèse que cette circulation aurait deux façons d'être stable et qu'il pourrait suffire de perturbations relativement mineures pour passer d'un état à l'autre (Broecker et al. 1985). L'océan joue un rôle climatique majeur aux échelles de temps qui sont celles de la prédiction du climat ; stabilité de la circulation océanique et interactions océan-atmosphère constituent désormais des aspects cruciaux de cette prédiction.
- L'existence de variations climatiques rapides (qui illustrent, à la fois, ce rôle-clé de l'océan et celui de l'instabilité des grandes calottes polaires) est pertinente vis à vis du climat du futur car, au moins pour ce qui concerne la dernière période glaciaire et la fin de la transition, elles ont une large extension géographique et affectent, à l'échelle d'une vie humaine, ou moins, l'ensemble des variables climatiques. Ces résultats, tout comme ceux de Vostok relatifs au rôle des gaz à effet de serre, nous invitent à réfléchir à la fragilité de notre climat.

## BIBLIOGRAPHIE

ALLEY R.B., D.A. MEESE, C.A. SHUMAN, A.J. GOW, K.C. TAYLOR, P.M. GROOTES, J.W.C. WHITE, M. RAM, E.D. WADDINGTON, P.A. MAYEWSKI et G.A. ZIELINSKI (1993). Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 362, 527-529.

BAERSTCHI P. (1976). Absolute  $^{18}\text{O}$  content of Standard Mean Ocean Water. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 341-344.

- BARNOLA J.M., D. RAYNAUD, Y.S. KOROTKEVICH et C. LORIUS (1987). Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, **329**, 408-414.
- BENDER M., T. SOWERS, M.L. DICKSON, J. ORCHADO, P. GROOTES, P.A. MAYEWSKI et D.A. MEESE (1994a). Climate connection between Greenland and Antarctica during the last 100,000 years. *Nature*, **372**, 663-666.
- BENDER M., T. SOWERS et L.D. LABEYRIE (1994b). The Dole effect and its variation during the last 130,000 years as measured in the Vostok core. *Glob. Biog. Cycles*, **8**, 363-376.
- BERGER A. (1988). Milankovitch theory and climate. *Review of Geophysics*, **26**, 624-657.
- BOND G., H. HEINRICH, W. BROECKER, L. LABEYRIE, J.M.C. MANUS, J. ANDREWS, S. HUON, R. JANTSCHICK, S. CLASER, C. SIMET, K. TEDESCO, M. KLAS et G. BONANI (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic during the last glacial period. *Nature*, **360**, 245-249.
- BOND G., W.S. BROECKER, S.J. JOHNSEN, J. Mc MANUS, L.D. LABEYRIE, J. JOUZEL et G. BONANI (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**, 143-147.
- BROCCOLI A.J. et S. MANABE (1987). The influence of continental ice, atmospheric CO<sub>2</sub> and land albedo on the climate of the last glacial maximum. *Climate Dynamics*, **1**, 87-100.
- BROECKER W.S., D.M. PETEET et D. RIND (1985). Does the ocean-atmosphere system have more than one mode of operation ? *Nature*, **315**, 21-26.
- CHAPPELAZ J., J.M. BARNOLA, D. RAYNAUD, Y.S. KOROTKEVICH et C. LORIUS (1990). Ice core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. *Nature*, **345**, 127-131.
- CHAPPELAZ, J., T. BLUNIER, D. RAYNAUD, J.M. BARNOLA, J. SCHWANDE et B. STAUFFER (1993). Synchronous changes in atmospheric CH<sub>4</sub> and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP. *Nature*, **366**, 443-445.
- CIAIS P., J.R. PETTI, J. JOUZEL, C. LORIUS, N.I. BARKOV, V. LIPENKOV et V. NICOLAÏEV (1992). Evidence for an Early Holocene climatic optimum in the Antarctic deep ice core record. *Climate Dynamics*, **6**, 169-177.
- CLIMAP (1981). Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum, *GSA Map and Chart Ser.*, MC-36, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 17p.

CRAIG H. (1961a). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.

CRAIG H. (1961b). Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water. *Science*, 133, 1833-1834.

DANSGAARD W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468.

DANSGAARD W., H.B. CLAUSEN, N. GUNDESTRUP, C.U. HAMMER, S.J. JOHNSEN, P. KRINSTINDOTTIR et N. REEH (1982). A new Greenland deep ice core. *Science*, 218, 1273-1277.

DANSGAARD W., S. JOHNSEN, H.B. CLAUSEN, D. DAHL-JENSEN, N. GUNDESTRUP, C.U. HAMMER et H. OESCHGER (1984). North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. *In* : Climate processes and climate sensitivity, J.E Hansen et T. Takahashi Eds., Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 288-298.

DANSGAARD W., S.J. JOHNSEN, H.B. CLAUSEN, D. DAHL-JENSEN, N.S. GUNDESTRUP, C.U. HAMMER, J.P. STEFFENSEN, A. SVERNBJÖRNSDOTTIR, J. JOUZEL et G. BOND (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.

DANSGAARD W., J.W. WHITEET et S.J. JOHNSEN (1989). The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339, 532-534.

FAIRBANKS R.G. (1989). A 17,000 year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.

FEDERER B., N. BRICHET et J. JOUZEL (1982). Stable isotopes in hailstones. Part I : the isotopic cloud model. *J. Atm. Sci.*, 39, 1323-1336.

GROOTES P.M., M. STUIVER, J.W.C. WHITE, S.J. JOHNSEN et J. JOUZEL (1993). Comparison of the oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552-554.

HAGEMANN R., G. NIEF et E. ROTH (1970). Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW. *Tellus*, 22, 712-715.

HAYS J.D., J. IMBRIE et N.J. SHACKLETON (1976). Variations in the Earth's orbit : pacemakers of the ice ages. *Science*, 194, 1121-1132.

HOFFMANN G. et M. HEIMANN (1993). Water tracers in the ECHAM general circulation model. *In* : Isotope techniques in the study of past and current

environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere, International Atomic Energy Agency Ed., Vienna, 3-14.

IPCC, Climate change : The IPCC Scientific Assessment (1990). G.J. Jenkins, J.J. Ephraums et J.T. Houghton Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 365p.

IPCC, The supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment (1992). B.A. Callendar, S.K. Varney et J.T. Houghton Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 200p.

JOHNSEN, S.J., W. DANSGAARD et J.W. WHITE (1989). The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus*, **41**, 452-469.

JOUSSAUME S. et J. JOUZEL (1993). Paleoclimatic tracers : an investigation using an atmospheric General Circulation Model under ice age conditions. 2. Water Isotopes. *J. Geophys. Res.*, **98**, 2807-2830.

JOUSSAUME S., J. JOUZEL et R. SADOURNY (1984). A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. *Nature*, **311**, 24-29.

JOUZEL J. et L. MERLIVAT (1984). Deuterium and oxygen 18 in precipitation : modeling of the isotopic effects during snow formation, *J. Geophys. Res.*, **89**, 11749-11757.

JOUZEL J., L. MERLIVAT, J.R. PETIT et C. LORIOUS (1983). Climatic information over the last century deduced from a detailed isotopic record in the South Pole snow. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2693-2703.

JOUZEL J., G.M. RARSBECK, J.P. BENOIST, F. YIOU, C. LORIOUS, D. RAYNAUD, J.R. PETIT, N.I. BARKOV, Y.S. KOROTKEVICH et V.M. KOTLYAKOV. (1989). A comparison of deep Antarctic ice cores and their implications for climate between 65,000 and 15,000 years ago. *Quaternary Res.*, **31**, 135-150, 1989.

JOUZEL J., C. LORIOUS, J.R. PETIT, C. GENTHON, N.I. BARKOV, V.M. KOTLYAKOV et V.M. PETROV (1987a). Vostok ice core : a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, **329**, 402-408.

JOUZEL J., G.L. RUSSELL, R.J. SUOZZO, R.D. KOSTER, J.W.C. WHITE et W.S. BROECKER (1987b). Simulations of the HDO and H<sub>2</sub><sup>18</sup>O atmospheric cycles using the NASA/GISS general circulation model : The seasonal cycle for present-day conditions. *J. Geophys. Res.*, **92**, 14739-14760.

JOUZEL J., N.I. BARKOV, J.M. BARNOLA, M. BENDER, J. CHAPPELLAZ, C. GENTHON, V.M. KOTLYAKOV, V. LIPENKOV, C. LORIOUS, J.R. PETIT, D.

RAYNAUD, G. RAISBECK, C. RITZ, T. SOWERS, M. STIEVENARD, F. YIOU et P. YIOU (1993). Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period. *Nature*, **364**, 407-412.

JOUZEL J., R.D. KOSTER, R.J. SUOZZO et G.L. RUSSELL (1994a). Stable water isotope behaviour during the LGM : A GCM analysis. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25791-25801.

JOUZEL J., C. LORIUS, S.J. JOHNSEN et P. GROOTES (1994b). Climate instabilities : Greenland and Antarctic records. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **319**, 65-77.

JOUZEL J., R. VAIKMAE, J.R. PETTIT, M. MARTIN, Y. DUCLOS, M. STIEVENARD, C. LORIUS, M. TOOTS, M.A. MÉLIÈRES, L.H. BURCKLE, N.I. BARKOV et V.M. KOTLYAKOV. (1995). The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate Dynamics*, **11**, 151-161.

LABEYRIE L.D., J.C. DUPLESSY et P.L. BLANC (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, **327**, 477-482, 1987.

Le TREUT H., J. PORTES, J. JOUZEL et M. GHIL (1988). Isotopic modelling of climatic oscillations : Implications for a comparative study of marine and ice core records. *J. Geophys. Res.*, **93**, 9365-9383.

LORIUS C., J. JOUZEL, C. RITZ, L. MERLIVAT, N.I. BARKOV, Y.S. KOROTKEVITCH et V.M. KOTLYAKOV (1985). A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, **316**, 591-596.

LORIUS C., J. JOUZEL, D. RAYNAUD, J. HANSEN et H. Le TREUT (1990). Greenhouse warming, climate sensitivity and ice-core data. *Nature*, **347**, 139-145.

MAJOUBE M. (1971a). Fractionnement en oxygène 18 entre la glace et la vapeur d'eau. *J. Chem. Phys.*, **68**, 625-636.

MAJOUBE M. (1971b). Fractionnement en oxygène 18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *J. Chimie Physique*, **10**, 1423-1436.

MERLIVAT L. (1978). The dependence of bulk evaporation coefficients on air-water interfacial conditions as determined by the isotopic method. *J. Geophys. Res.*, **83**, 2977-2980.

MERLIVAT L. et J. JOUZEL (1979). Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J. Geophys. Res.*, **84**, 5029-5033.

MERLIVAT L. et G. NIEF (1967). Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquide-vapeur de l'eau à des températures inférieures à 0°C. *Tellus*, 19, 122-127.

MITCHELL J.F.B. (1989). The "Greenhouse" effect and climate change. *Review of Geophysics*, 27, 115-139.

PETIT J.R., J.W. WHITE, N.W. YOUNG, J. JOUZEL et Y.S. KOROKEVITCH (1991). Deuterium excess in recent Antarctic snow. *J. Geophys. Res.*, 96, 5113-5123.

PICHON J.J., M. LABRACHERIE, L.D. LABEYRIE et J. DUPRAT (1987). Transfer functions between diatom assemblages and surface hydrology in the Southern Ocean. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 61, 79-95.

RAISBECK G.M., F. YIOU, D. BOURLES, C. LORJUS J. JOUZEL et N.I. BAR-KOV (1987). Evidence for two intervals of enhanced deposition in Antarctic ice during the last glacial period. *Nature*, 326, 273-277.

RITZ C. (1992). Un modèle thermomécanique d'évolution pour le bassin glaciaire Antarctique Vostok - Glacier Byrd : sensibilité aux valeurs des paramètres mal connus. Thèse d'Etat, Université de Grenoble, non publiée.

SOWERS T., M. BENDER, L.D. LABEYRIE, J. JOUZEL, D. RAYNAUD, D. MARTINSON et Y.S. KOROKEVICH (1993). 135,000 year Vostok-SPECMAP common temporal framework. *Paleoceanography*, 8, 737-766.

TAYLOR K.C., G.W. LAMOREY, G.A. DOYLE, R.B. ALLEY, P.M. GROOTES, P.A. MAYEWSKI, J.W.C. WHITE et L.K. BARLOW (1993). The "flickering switch" of Late Pleistocene climate change. *Nature*, 361, 432-436.

YIOU P., C. GENTHON, M. GHIL, J. JOUZEL, H. Le TREUT, J.M. BARNOLA, C. LORJUS et Y.N. KOROKEVITCH (1991). High frequency paleo-variability in climate and in levels from Vostok ice-core records. *J. Geophys. Res.*, 96, 20365-20378.