

Le chromosome Y : une fenêtre sur notre passé

De nombreuses études ont récemment révélé que le chromosome Y, ce petit chromosome dégénéré, peut nous aider à retracer l'évolution de notre espèce. Certaines questions, traditionnellement étudiées par les historiens et par les archéologues, sont aujourd'hui abordées par les généticiens. Grâce aux performances des techniques de la biologie moléculaire et à toutes les données apportées par le séquençage du génome humain, on étudie les variations génétiques entre individus et entre populations, afin de comprendre leurs éventuelles interactions. Toutes ces données génétiques permettent aussi bien de préciser les origines de notre espèce que de mettre en évidence les grandes migrations du passé.

Parmi tous les marqueurs génétiques disponibles, on préfère souvent ceux dont la transmission est monoparentale : le chromosome Y, uniquement hérité du père, et l'ADN mitochondrial, de la mère. Ces deux marqueurs échappent à toute recombinaison, ce qui facilite l'interprétation des histoires génétiques. Dans un groupe d'individus, le chromosome Y est moins représenté que les chromosomes non sexuels (pour chaque chromosome Y, les autosomes sont présents en quatre exemplaires). Ainsi, le chromosome Y est beaucoup plus sensible aux effets de la dérive génétique (la fluctuation aléatoire de la fréquence des gènes) et, par conséquent, il présente d'importantes variations géographiques entre les individus ou entre les populations par rapport à d'autres parties du génome. On identifie ainsi plus aisément les populations fondatrices et l'on peut reconstruire les anciennes migrations humaines.

L'utilisation des marqueurs polymorphes du chromosome Y a permis la mise en évidence de structures génétiques aussi bien au niveau continental que local. Par exemple, un des points les plus controversés de l'évolution de l'espèce humaine porte sur la relation entre les premiers hommes modernes (*Homo sapiens*) et leurs plus proches ancêtres hominidés (*Homo erectus*). Deux modèles ont été proposés pour expliquer l'origine de l'*Homo sapiens* : un modèle multirégional et un modèle dit de remplacement rapide.

Dans le premier modèle, l'espèce humaine aurait subi une évolution séparée et parallèle à partir de plusieurs ancêtres *Homo erectus*. Selon le modèle de remplacement rapide, également nommé *Out of Africa*, toutes les populations actuelles dérivent d'un ancêtre commun récent qui serait d'origine africaine. Ce modèle, suggéré par l'analyse de l'ADN mitochondrial, à la fin des années 1980, a été, depuis, conforté

par les généalogies établies d'après plusieurs études du chromosome Y. La diversité des séquences trouvées en Afrique étant supérieure, on pense que ces populations sont les plus anciennes. En outre, les séquences retrouvées hors d'Afrique semblent toutes dériver des séquences d'origine africaine. Toutes ces études sont compatibles avec la même hypothèse : l'Homme moderne est né récemment, et viendrait d'Afrique. Nous serions tous «africains». Enfin, le chromosome Y a également été très utile pour révéler d'autres épisodes de l'histoire des populations : plusieurs vagues de migrations de populations *Out of Africa* ont conduit à la colonisation de l'Asie, puis de l'Amérique ; des populations néolithiques venant du Moyen-Orient ont bien migré vers l'Ouest (vers - 10 000), mais aussi le long d'un couloir qui les a menées jusqu'à l'Inde.

Bien que les généalogies déduites de l'étude du chromosome Y confirment généralement celles qui proviennent des autres chromosomes, il ne faut pas oublier que le chromosome Y ne représente que l'histoire paternelle d'une population. En effet, les résultats diffèrent parfois, pour une même population, selon que l'on utilise le chromosome Y, l'ADN mitochondrial ou les chromosomes non sexuels. Ces discordances tiennent à des facteurs socioculturels qui influent sur les migrations des hommes (représentés par les chromosomes Y) et des femmes (représentées par les ADN mitochondriaux). Des facteurs tels que la polygamie, l'exogamie patrilocale (la tendance des femmes à rejoindre, après leur mariage, la ville natale de leur mari), ou une tendance à la migration supérieure chez les femmes, modifient la répartition des chromosomes Y et des ADN mitochondriaux dans les populations étudiées.

Enfin, toutes ces données, associées à celles qui proviennent des autres disciplines (l'archéologie, l'histoire et la linguistique), nous donnent une idée assez vraisemblable de notre passé. Toutefois, bien que certaines variations génétiques semblent être associées préférentiellement (mais non-exclusivement) à certains groupes ethniques, les variations génétiques les plus importantes s'observent entre les individus d'une même population. Les différences observées entre les populations nous rappellent que ce sont nos différences qui nous rendent égaux.

Lluís QUINTANA-MURCI – Institut Pasteur
Laboratoire d'Immunogénétique humaine – INSERM E021
Évelyne HEYER – Musée de l'Homme

Karin JEGALIAN est rédactrice scientifique à l'Institut américain de la santé, NIH. Bruce LAHN est professeur de génétique à l'Université de Chicago.

Bruce LAHN et David PAGE, *Functional Coherence of the Human Y Chromosome*, in *Science*, vol. 278, pp. 675-680, octobre 1997.

Karin JEGALIAN et David PAGE, *Chromosomes Evolve to Become X Inactivated*, in *Nature*, vol. 394, pp. 776-780, Août 1998.

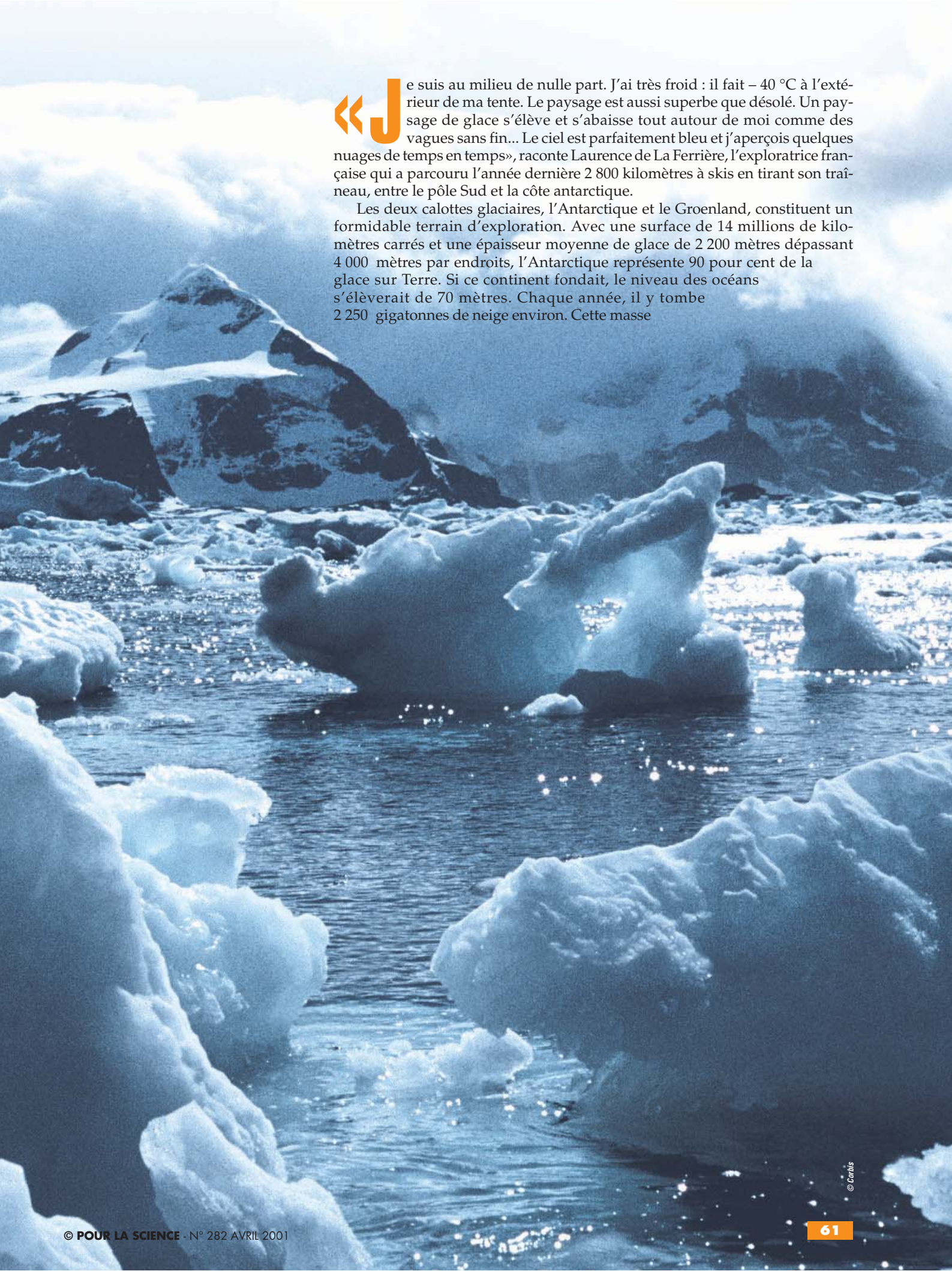
Bruce LAHN et David PAGE, *Four Evolutionary Strata on the Human X Chromosome*, in *Science*, vol. 286, pp. 964-967, octobre 1999.

Les calottes polaires

FRÉDÉRIQUE RÉMY • CATHERINE RITZ

Les calottes polaires ne sont pas les immenses blocs de glace stagnants que l'on imaginait. Elles sont traversées de glaciers qui s'écoulent rapidement à côté de zones stables. Grâce aux observations par satellite, on comprend mieux leur dynamique.





« Je suis au milieu de nulle part. J'ai très froid : il fait -40°C à l'extérieur de ma tente. Le paysage est aussi superbe que désolé. Un paysage de glace s'élève et s'abaisse tout autour de moi comme des vagues sans fin... Le ciel est parfaitement bleu et j'aperçois quelques nuages de temps en temps », raconte Laurence de La Ferrière, l'exploratrice française qui a parcouru l'année dernière 2 800 kilomètres à skis en tirant son traîneau, entre le pôle Sud et la côte antarctique.

Les deux calottes glaciaires, l'Antarctique et le Groenland, constituent un formidable terrain d'exploration. Avec une surface de 14 millions de kilomètres carrés et une épaisseur moyenne de glace de 2 200 mètres dépassant 4 000 mètres par endroits, l'Antarctique représente 90 pour cent de la glace sur Terre. Si ce continent fondait, le niveau des océans s'élèverait de 70 mètres. Chaque année, il y tombe 2 250 gigatonnes de neige environ. Cette masse

de glace correspond à un volume d'eau d'une hauteur de 6,5 millimètres dans les océans. Le Groenland, plus petit, stocke 10 fois moins de glace, mais, en raison d'un climat plus humide et moins froid, 500 gigatonnes de neige y sont toutefois déposées chaque année.

Ces gigantesques réservoirs de glace sont soumis aux variations du climat et les influencent aussi, probablement. Comment vont-ils réagir au réchauffement climatique qui marque les dernières décennies ? Ce réchauffement engendre une élévation du niveau de la mer estimée à 1,5 millimètre par an. Aujourd'hui, seuls les deux tiers de cette élévation sont expliqués. L'Antarctique et le Groenland y contribuent-ils ? Face à ces questions, les géophysiciens cherchent à modéliser la dynamique des calottes polaires. Cette modélisation se heurte aux mêmes difficultés que toutes celles qui mettent en jeu de nombreux mécanismes physiques. Elle rencontre un obstacle supplémentaire : la très grande diversité des échelles de temps. En effet, certains phénomènes, telles les chutes de neige, suivent «en direct» les variations climatiques, mais il faut des dizaines de milliers d'années pour qu'une fluctuation de température se propage vers le socle rocheux, à quelque 3 000 mètres de profondeur. La glace des

calottes est à la fois inerte, à cause du volume en jeu – elle subit encore les effets des perturbations climatiques qui ont eu lieu depuis des dizaines de milliers d'années –, et sensible, car une variation climatique, même faible, perturbe la calotte et met en jeu des quantités d'eau importantes. Pour interpréter les mesures (vitesses d'accumulation de la neige, taille des grains, etc.), on doit connaître à la fois l'évolution passée et contemporaine du climat qui règne aux pôles.

La modélisation est nécessaire à la fois à l'échelle locale – pour que l'on comprenne la dynamique de l'accumulation de la neige, par exemple –, et globale – afin que l'on évalue les conséquences du réchauffement sur les calottes, en établissant des modèles de dynamique des calottes polaires.

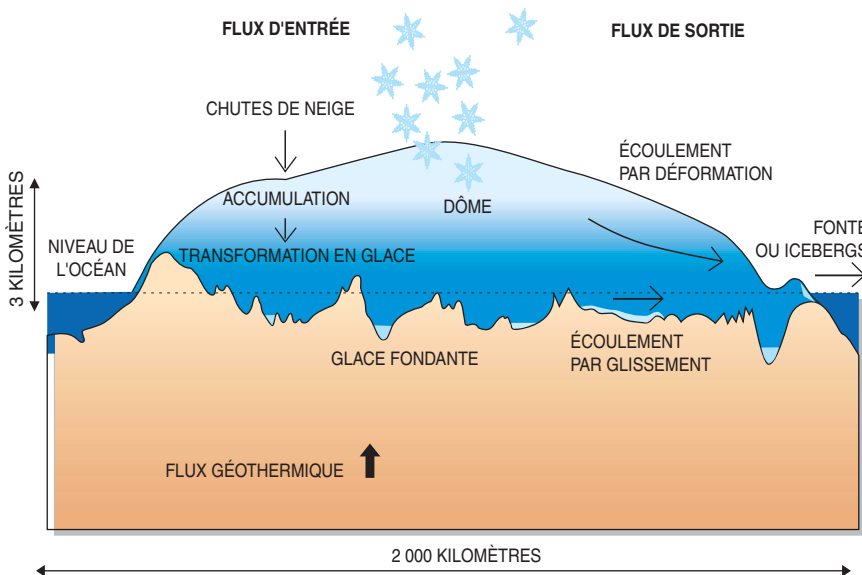
Schématiquement, cette dynamique est simple. La neige qui tombe se tasse, s'enfonce peu à peu et se transforme en glace. Puis, elle s'écoule très lentement, par gravité, du centre constitué d'un vaste plateau surélevé (le dôme) jusqu'à la mer (voir la figure 1). Les vitesses d'écoulement sont extrêmement faibles au centre, mais elles atteignent plusieurs centaines de mètres par an dans les glaciers dits «émissaires», c'est-à-dire qui évacuent la glace. Ces vitesses sont très hétérogènes d'une zone à une autre, contrairement à ce que l'on ima-

ginait il y a une dizaine d'années. Une fois sur la côte, toute la glace est évacuée sous forme d'icebergs en Antarctique. Au Groenland, la moitié de la glace est également rejetée sous forme d'icebergs, l'autre moitié fond dans la bande côtière, où les températures sont positives en été. Finalement, les calottes sont loin d'être des massifs de glace figés et, en réalité, leur dynamique est plus complexe que prévu. La forme et le volume de ces deux gigantesques calottes sont régis par l'équilibre entre les flux d'entrée (les précipitations neigeuses) et les flux de sortie (les icebergs et la fonte des glaces). On accumule des observations pour décrire et quantifier ces phénomènes.

L'observation des calottes polaires

Les toutes premières stations météorologiques automatiques ont été installées au début du XX^e siècle. Cependant, l'ère de l'observation «moderne» du Groenland et de l'Antarctique commence après la Première Guerre mondiale, notamment grâce à l'essor de l'aviation. Durant les années 1950, l'étude systématique de l'altitude et de l'épaisseur des glaces s'entame. La glace est transparente aux ondes radio de basses fréquences et opaque aux plus hautes fréquences. Quand on dirige un signal vers le sol, il se réfléchit à la surface de la glace ou à la surface du socle terrestre selon sa fréquence. On mesure le temps mis par les ondes pour effectuer l'aller et retour, et l'on en déduit à la fois la profondeur de la glace et son altitude.

À la même époque, on obtient les premières estimations de l'écoulement des calottes glaciaires, en comparant des repères placés sur la neige et d'autres fixés sur des affleurements rocheux. On creuse des puits pour y mesurer le gradient vertical de température, ainsi que la température à une profondeur de 10 mètres. La température de surface fluctue de -70 °C en hiver à -50 °C en été à Vostok, en Antarctique. Toutefois, on considère que la température à -10 mètres est proche de la température moyenne annuelle locale à la surface. Les précipitations annuelles de neige sont proportionnelles à cette température moyenne. Dans les puits, on estime aussi les hauteurs de neige accumulées, en comptant les couches d'hiver et d'été. Les couches d'hiver



1. LES CALOTTES POLAIRES ne sont pas figées. La neige tombe en surface, s'enfonce et se transforme en glace. Comme les calottes polaires sont en forme de parabole aplatie, la glace s'écoule vers la côte, soit par déformation, soit par glissement, quand la température est proche de 0 °C près du socle terrestre (à cause du réchauffement dû au flux géothermique) et que la glace fond. Le niveau de la mer détermine le contour de la calotte et influe sur la vitesse d'écoulement. Sous le poids de la glace, la croûte terrestre s'enfonce et, quand une calotte glaciaire disparaît, le socle remonte (isostasie). Aujourd'hui, par exemple, la Scandinavie continue à remonter, alors que la glace a disparu de cette région il y a 9 000 ans.

se différencient de celles d'été, car leurs grains sont plus petits et elles sont donc plus denses.

Au milieu des années 1960, les premiers carottages profonds, à plus de 1 500 mètres, sont entrepris. Comme la glace s'accumule, plus on creuse, plus on trouve de la vieille glace. Ces carottes sont des photographies du passé. Elles indiquent la température, la composition et la pression de l'air, ainsi que les concentrations en impuretés et en aérosols qui régnaient lors des époques passées. On déduit la température de l'air du rapport des concentrations en isotopes de l'oxygène présentes dans une couche : l'eau qui contient l'isotope 16 s'évapore plus facilement des océans que l'eau composée de l'isotope 18, et cette différence s'accroît lorsque la température atmosphérique diminue. La concentration en oxygène 16 dans la neige est plus élevée lors des périodes froides. On déduit la composition, la pression, les impuretés et les aérosols des bulles d'air emprisonnées dans la glace. Le carottage de Vostok a ainsi livré 420 000 ans d'histoires climatiques. Les carottes constituent une source très riche d'informations, à condition toutefois de pouvoir dater les échantillons. En résumé, on estime les dates à partir des vitesses d'accumulation : par exemple, quand on estime à un mètre l'épaisseur de neige accumulée en une année dans une zone, on en déduit qu'une profondeur de 200 mètres correspond à 200 ans. De telles estimations sont grossières : les vitesses d'accumulation varient au cours du temps, la glace s'écoule, etc. Ces difficultés de datation ont motivé les premières modélisations physiques de la glace des calottes. Aujourd'hui, on prélève des carottes dans des zones plates, où l'écoulement est minimal.

Des mesures millimétriques par satellite

Les pôles, immenses et difficiles d'accès, subissent des conditions météorologiques si rudes que les mesures *in situ* (les relevés météorologiques, les poses de balises, les carottages...) restent ponctuelles et localisées sur la côte. On peut aussi prendre de la hauteur : les satellites sont devenus les outils de prédilection de l'observation des calottes polaires. Dans les années 1960, la NOAA (*National oceanic and atmospheric administration*) met en orbite le satellite TIROS (*Television Infrared Obser-*



Bernard Gely, Obs. Côte d'Azur

2. LES VENTS CATABATIQUES, extrêmement violents, érodent le relief, déplacent la neige et créent ces dunes de neige, nommées sastrugi, près du pôle Sud. On voit l'orientation du vent qui allonge ces structures (il vient de la gauche). Le diffusiomètre, conçu pour mesurer la vitesse du vent sur l'océan, est sensible aux orientations de la surface et permet de mesurer aussi la direction des vents qui soufflent sur la glace.

vation Satellite), équipé de capteurs optiques qui photographient pour la première fois de nombreuses zones inconnues, notamment des mers recouvertes de glace.

Puis arrive l'avènement des premiers capteurs à rayonnement hyperfréquence, capables d'observer à travers les nuages et durant la longue nuit polaire. Grâce à eux, on effectue des mesures en continu tout au long de l'année, et non plus seulement en été. ERS, un des premiers satellites à vocation polaire, envoyé par l'Agence spatiale européenne en 1991, embarque ainsi à son bord quatre instruments à ondes hyperfréquences : l'altimètre, conçu pour mesurer la hauteur de la glace ; le diffusiomètre pour la direction du vent ; le radiomètre, un capteur passif qui mesure le rayonnement émis par la surface de glace ; et le radar imageur qui enregistre le déplacement de la surface. Le diffusiomètre extrait la direction du vent de l'orientation des vagues formées sur la glace. Le radar imageur compare les durées que mettent deux signaux pour atteindre la surface de la glace et s'y réfléchir jusqu'au satellite, et l'on en déduit la vitesse de déplacement de la surface (voir l'encadré page 66).

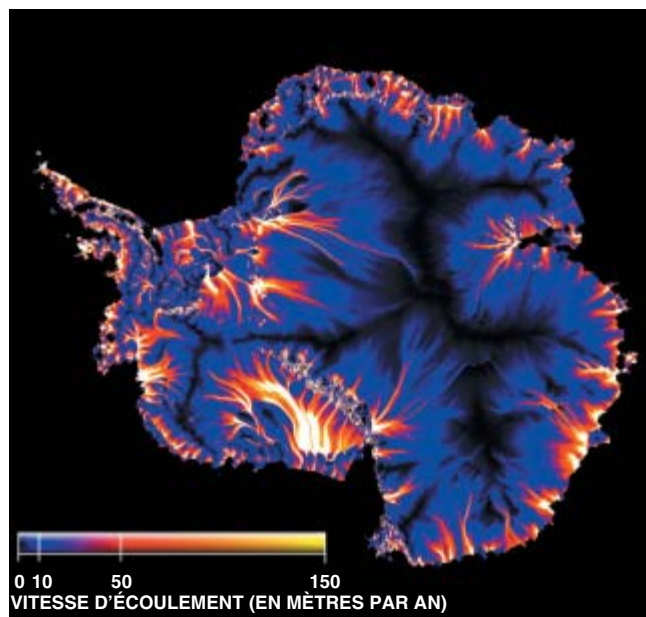
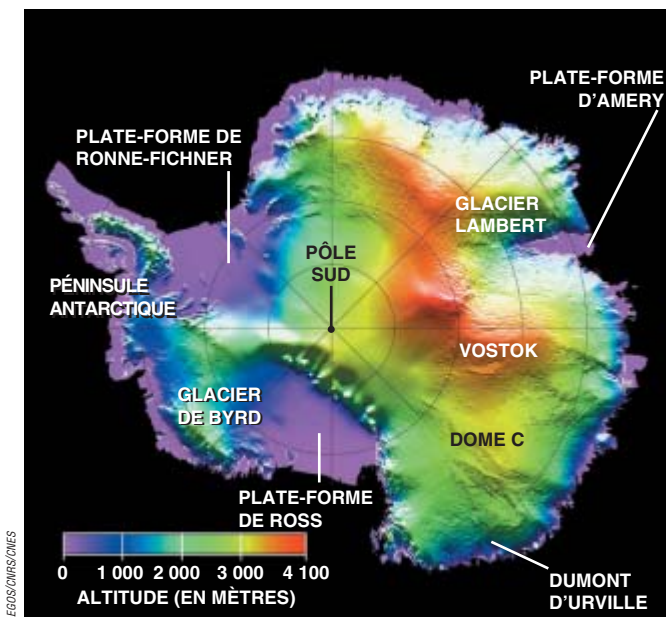
Ces instruments offrent une vision extraordinaire des calottes. D'avril 1994 à mars 1995, ERS a recueilli environ 30 millions de mesures, à partir desquelles la topographie de surface de l'Antarctique a été reconstruite avec

une résolution de deux kilomètres et une précision sur l'altitude de l'ordre du mètre (voir la figure 3). Grâce à ces observations effectuées depuis les satellites, on a amélioré les modèles de la dynamique des calottes polaires.

Précipitations et accumulation de neige

Dans les modèles, la quantité de neige accumulée chaque année sur la calotte constitue l'unique flux d'entrée. La hauteur de la neige mesurée par satellite ne tient pas compte des écoulements et ne représente donc pas la neige accumulée. On cherche à évaluer les vitesses d'accumulation en mesurant les chutes de neige.

Elles sont contrôlées par des mécanismes atmosphériques complexes et différents selon la zone étudiée. Dans la fine bande côtière, à moins de 1 000 mètres d'altitude, les précipitations sont élevées, en moyenne 35 centimètres par an. L'activité cyclonique circumpolaire (des courants de nuages qui tournent sans arrêt autour des pôles) domine et, quand les masses d'air humide pénètrent sur le continent et remontent pour franchir les montagnes, elles se refroidissent, et il neige. Au centre, en revanche, il neige faiblement : 10 centimètres par an en moyenne. L'air y est plus sec, et les nuages sont refroidis par le rayonnement émis par la glace. Quand il fait très froid, des molécules d'eau forment des cristaux et il neige.



3. Topographie de l'Antarctique obtenue par l'altimètre du satellite ERS (à gauche). La résolution horizontale est de cinq kilomètres, et la précision sur l'altitude avoisine le mètre dans les régions centrales. Les points les plus hauts, au centre du continent, culminent à 4 100 mètres. Grâce à cette carte de relief, on a calculé les vitesses d'écoulement de la glace (à droite). Elles tiennent compte des quantités de neige accumulées et des épaisseurs de glace. Au centre, les vitesses d'écoulement sont très faibles. Elles augmen-

tent à proximité des côtes. Cependant, sur les côtes, de grandes différences existent. Des zones où les vitesses d'écoulement dépassent 200 mètres par an en jouxtent d'autres qui sont presque stables. Le glacier Byrd, qui se jette dans la plate-forme de glace de Ross, ou le glacier Lambert qui rejoint l'Amery, sont des grands glaciers émissaires qui évacuent chacun des milliers de kilomètres cubes de glace. Ils sont entourés de chenaux d'écoulements rapides, parallèles et espacés d'une quarantaine de kilomètres.

Toute cette neige déposée ne s'accumule pas. Au Groenland, une partie fond à basse altitude durant l'été. En Antarctique, la neige ne fond pas, mais elle est balayée par les vents. L'air froid (-50°C) dévale les pentes et crée des vents «catabatiques», des vents forts et persistants dus à la gravité. À Dumont d'Urville en Antarctique, par exemple, la vitesse moyenne du vent est de 40 kilomètres par heure, mais le maximum atteint parfois 200 kilomètres par heure. Ces vents déplacent la neige, l'érodent et créent ce que l'on nomme des *sastrugi*, des dunes de neige, qui perturbent les mesures (voir la figure 2). En une nuit, une congère peut se former autour d'une balise. À l'échelle locale, ces vents sont primordiaux, mais, à l'échelle globale, seule une petite fraction des précipitations se perd dans l'océan sous forme de neige soufflée. Les vents favorisent aussi la sublimation de la neige, qui constitue la cause dominante de l'érosion de la calotte, dans certaines régions. On cherche à tenir compte de ces effets dans l'évaluation du flux d'entrée, mais ils sont difficiles à estimer.

L'évaluation des vitesses d'accumulation est d'autant plus complexe qu'elles varient au cours du temps, en fonction de la température moyenne

de l'air à la surface. Les carottages ont montré que cette température évolue par cycles. Des températures inférieures d'environ 10°C à celles d'aujourd'hui correspondent aux périodes glaciaires. Elles ont duré chacune plusieurs dizaines de milliers d'années. D'immenses calottes recouvraient alors le Nord de l'Amérique (les Laurentides) et de l'Eurasie (la Fennoscandie) (voir la figure 4). Lors du dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans, le niveau des mers était inférieur de 120 mètres au niveau actuel. Ces périodes glaciaires ont été entrecoupées de courtes périodes chaudes (périodes interglaciaires), qui ont en général duré quelques milliers d'années. Cette alternance glaciaire-interglaciaire provient de la variation de la quantité d'énergie solaire arrivant sur Terre, c'est-à-dire de l'orbite terrestre. Nous vivons actuellement une période chaude qui a commencé il y a environ 10 000 ans.

Les carottages ont aussi montré que les précipitations durant les périodes froides étaient deux fois moins abondantes qu'aujourd'hui. On en déduit que les précipitations sont divisées par deux – et donc les vitesses d'accumulation approximativement – quand les températures diminuent de 10 degrés. Les mesures des préci-

pitations au centre du continent, plus froid, et sur la côte, plus tempérée, confirme cette estimation.

Nous pourrions aussi déduire les vitesses d'accumulation de la taille des grains. Nous pouvons en effet mesurer la taille moyenne des grains dans les premiers mètres sous la glace grâce aux mesures par satellite : les grains volumineux atténuent davantage le signal réfléchi. Or, les grains grossissent avec le temps, à mesure qu'ils s'enfoncent. Quand on trouve des gros grains à une faible profondeur, cela signifie qu'ils n'ont pas été recouverts par de la neige fraîche et qu'il a peu neigé. Au contraire, quand on ne trouve des grains volumineux qu'à une grande profondeur, c'est qu'il a beaucoup neigé.

Nous cherchons aujourd'hui à établir le profil de la taille des grains en fonction du temps. Connaissant leur profondeur, nous pourrions alors connaître la vitesse d'accumulation. Finalement, on a établi des cartes des vitesses d'accumulation, grâce aux cartes de température et aux observations. Au total, on estime à 1 800 gigatonnes la quantité de neige déposée chaque année sur le continent antarctique, et à près de 450 gigatonnes celle qui recouvre les trois plus grandes plates-formes de glace (ces plates-formes sont issues de l'écoulement de la neige dans la mer).

Drainage et vitesse d'écoulement

Nous avons établi une carte des vitesses d'accumulation de la neige, soit le flux d'entrée. Il nous reste à estimer le flux de sortie, c'est-à-dire l'écoulement de la neige. Une fois tombée, la neige devient plus dense et se transforme en glace. La transformation a lieu dans les 100 premiers mètres sous la surface, en quelques milliers d'années, ce qui est peu par rapport aux durées en jeu dans les calottes polaires. La glace ainsi formée s'écoule par gravité du centre de la calotte vers les bords.

La glace s'écoule d'abord par déformation, comme un fluide visqueux. Certes, si l'on donne un coup de marteau (une forte contrainte) sur un glaçon, il casse. En revanche, quand on appuie dessus (la contrainte est faible) suffisamment longtemps, le glaçon s'aplatit. C'est le cas dans la calotte polaire. La contrainte – la gravité – est faible, mais les durées sont suffisamment longues pour que la glace se déforme et s'écoule vers la mer. Dans un corps visqueux dit linéaire, comme l'eau, la déformation est proportionnelle à la contrainte. La glace est un corps visqueux non linéaire, pour lequel la viscosité dépend de la contrainte. Les glaciologues appliquent la loi de Glen, où la déformation est proportionnelle à la contrainte élevée à une puissance, de l'ordre de 3.

Toutefois, la réalité est plus compliquée. Tout d'abord, les paramètres de cette loi dépendent des caractéristiques physiques des cristaux, par

exemple de leurs défauts ou leurs joints de grains, qui varient eux-mêmes en fonction des contraintes et du type de glace. Dans la partie supérieure des calottes, où règne une contrainte plus faible qu'au centre, la valeur de la puissance serait inférieure à 3, tandis que pour la glace recristallisée des couches proches de la base, l'exposant serait égal à 3. Enfin, la viscosité de la glace augmente de façon exponentielle avec la température, en suivant la loi d'Arrhenius. Pour une même contrainte, la déformation est 500 fois plus importante à 0 °C qu'à -50 °C. Or, la calotte polaire est soumise à des différences de températures de cette ampleur : il fait -60 °C à la surface et près de 0 °C au contact du socle terrestre, où le flux géothermique qui remonte du centre de la Terre réchauffe la glace.

Pour calculer l'écoulement, on prend aussi en compte les gradients de températures entre la surface et la base. Cependant, les températures de la glace dépendent elles-mêmes de la vitesse de l'écoulement : elles augmentent avec la déformation, et donc avec la vitesse d'écoulement (quand on tord un morceau de plastique, il s'échauffe). Plus la température est élevée, plus la glace se déforme et s'écoule, et ainsi de suite.

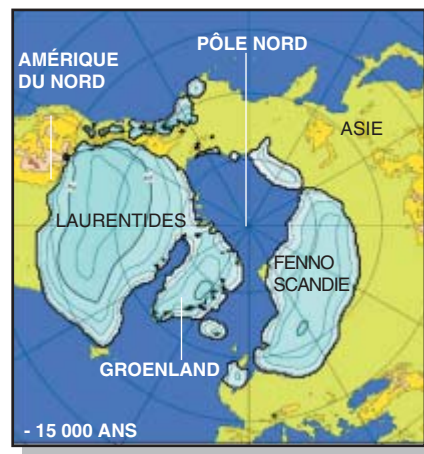
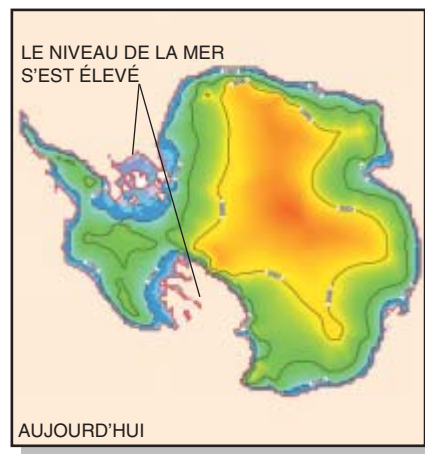
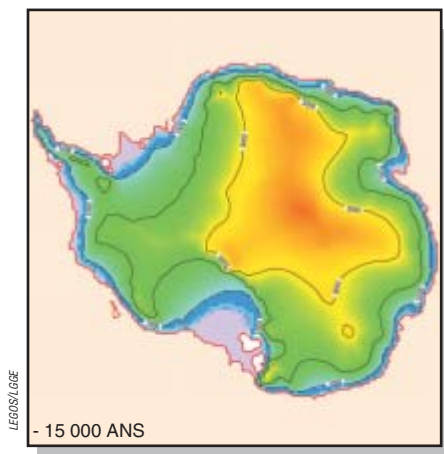
La glace s'écoule par déformation, mais aussi par glissement sur le socle, lorsque la température à la base atteint le point de fusion de la glace. Le plus bel exemple est le «lac» de Vostok, le plus grand lac sous-glaciaire au monde. Il est situé à une profondeur

de 3 000 mètres environ et s'étend sur plus de 300 kilomètres de longueur et 40 kilomètres de largeur.

La glace s'écoule dans la direction de la plus grande pente de surface, indiquée par les relevés topographiques. On estime le débit de la glace en fonction de la pente et de la vitesse d'accumulation de la neige déposée depuis un dôme (un plateau). On en déduit une vitesse moyenne d'écoulement en tenant compte de l'épaisseur locale de la glace. En 2000, nous avons dressé une cartographie des vitesses moyennes d'écoulement ainsi calculées pour l'Antarctique (voir la figure 3).

L'écoulement n'est ni aussi régulier, ni aussi uniforme qu'on l'imaginait auparavant. Les vitesses sont faibles au centre, inférieures à un mètre par an, puis augmentent jusqu'à atteindre 100 mètres par an en périphérie. Ces vitesses sont irrégulières et dépendent du relief. On observe des chenaux d'écoulement rapide, toujours dirigés du centre vers la mer, où le flux est de 10 à 100 fois supérieur à des flux voisins, distants de quelques centaines de mètres seulement. L'effet de ces «autoroutes de glace» se fait sentir à plusieurs centaines de kilomètres à l'intérieur du continent. Ces chenaux évacuent un volume de glace très important : plus de 80 pour cent des glaces se jettent dans la mer en transitant par ces voies rapides qui couvrent 20 pour cent des côtes seulement (voir l'encadré page 66).

La glace qui s'écoule, par déformation ou par glissement, représente le flux de sortie : une fois à proximité



4. MODÉLISATION DE L'ANTARCTIQUE IL Y A 15 000 ANS, lors du dernier maximum glaciaire (à gauche) et aujourd'hui (au centre). Les zones de basse altitude (en mauve) sont moins étendues aujourd'hui, car le niveau de la mer a monté. On a aussi reconstitué les calottes de l'hémisphère Nord lors du dernier maximum glaciaire, il y a 15 000 ans (à droite). La calotte est représentée en projection polaire, avec l'Amé-

rique du Nord à gauche, l'Eurasie à droite. Les calottes de glace étaient beaucoup plus étendues : les Laurentides recouvraient l'Amérique du Nord et la Fennoscandie le Nord de l'Europe et de l'Asie. Le niveau des mers était alors 120 mètres plus bas ; c'est pourquoi certaines régions, tel le détroit de Béring, étaient émergées. Une immense mer de glace recouvrait le pôle Nord toute l'année.

de la mer, elle fond ou se détache sous forme d'icebergs. En fonction de l'équilibre entre les flux de sortie et d'entrée, la calotte est stable, elle augmente de volume ou fond au contraire, ce qu'évaluent certains climatologues quand ils modélisent les conséquences du réchauffement climatique.

Les calottes ne fondent pas !

Comment les calottes glaciaires réagissent-elles au changement climatique ? Les modèles annoncent un réchauffement dont les effets varieront d'une région à l'autre, mais tous prédisent

une augmentation de la température aux pôles. Déjà, des mesures de plus en plus nombreuses montrent que l'étendue et l'épaisseur des glaces sur les mers qui entourent l'Arctique diminuent. Elles indiquent aussi que le niveau des océans s'est élevé de 15 centimètres depuis le début du XX^e siècle. Un tiers de cette hausse est dû à la dilatation thermique des eaux. Un autre tiers proviendrait de la fonte des glaciers tempérés. On ignore l'origine du dernier tiers. Proviendrait-il des calottes polaires ?

L'élévation de température de 0,6 °C observée en Antarctique depuis

le début du XX^e siècle a provoqué une augmentation des précipitations de trois à cinq pour cent. Comme il fait froid, la glace ne fond pas, et la quantité de glace déposée fait baisser le niveau de la mer de -0,2 millimètre par an. Au centre du Groenland, le phénomène serait identique ; en revanche, la glace fond sur les côtes. Donc, le réchauffement actuel augmenterait les masses de glace au centre et diminuerait celles sur les côtes. Globalement, le Groenland se déformerait sans pour autant apporter une contribution notable à la variation du niveau des océans.

Les satellites mesurent en direct le déplacement des glaciers

Le glacier Lambert est l'un des plus grands glaciers du monde. Sur la côte, il se jette dans l'Amery, une plate-forme de glace flottante. Ses affluents, Fischer et Mellor, sont aussi d'importants glaciers émissaires, c'est-à-dire des voies rapides d'écoulement de la glace, et leur largeur atteint parfois 80 kilomètres. Ces glaciers s'écoulent le plus souvent dans les vallées présentes dans le socle rocheux. Le radar imageur du satellite européen ERS a fourni des images de ces glaciers.

Le radar embarqué à bord du satellite envoie une onde de fréquence très élevée et mesure le temps qu'elle met pour revenir au satellite après s'être réfléchi sur la surface de la glace. Cette

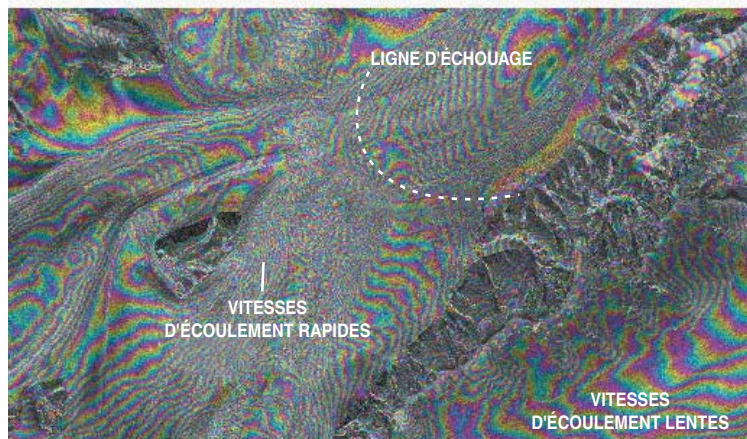
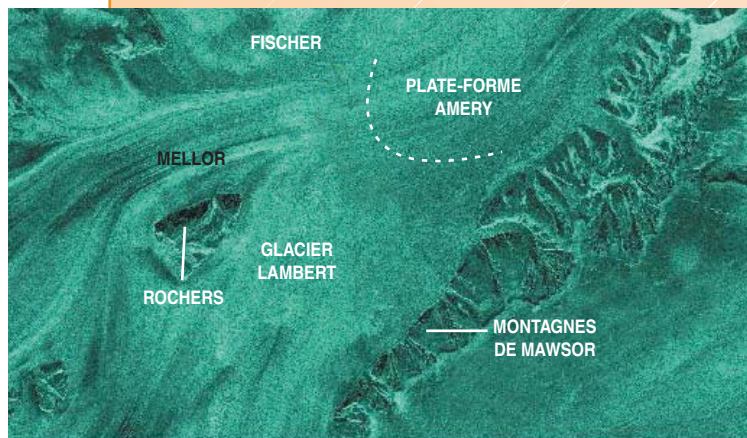
onde balaie la surface du glacier étudié, et la durée du retour varie d'un point à un autre en fonction de l'attitude du point considéré. On obtient ainsi une image (*en haut*) de l'intensité du signal réfléchi et de la phase liée au relief local.

Le radar fournit aussi les vitesses d'écoulement grâce à l'interférométrie, qui mesure le déplacement relatif du glacier vu à deux moments différents. Une première image est prise, puis une seconde, 24 heures plus tard. Si la surface de la glace n'était pas modifiée, alors les deux images seraient identiques. En réalité, la glace s'écoule, et sa surface change. Les durées que l'onde met à rallier le satellite sont différentes d'un jour à l'autre pour tous les points sauf les rochers. On combine les deux images de phases prises à 24 heures d'intervalle pour former un interférogramme (*en bas*). On attribue des couleurs aux valeurs des différences mesurées pour chacun des points, et des franges apparaissent sur l'image. Le déplacement d'un point entre les deux prises de vue se mesure en comptant les franges. Chaque frange correspond à un déplacement relatif de 28 millimètres. Plus elles sont rapprochées, plus le déplacement relatif est important. On voit les glaciers émissaires apparaître et l'on mesure leurs vitesses d'écoulement.

Le radar permet aussi de repérer facilement la ligne d'échouage (*en pointillés*), à partir de laquelle la glace ne repose plus sur le socle terrestre, mais se met à flotter sur l'océan. Cette plate-forme de glace flottante (Amery), d'une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, est en effet soumise à la marée. Elle monte et descend avec une amplitude atteignant 1,5 mètre. La ligne d'échouage définit la frontière de la calotte polaire (la glace flottante ne fait plus partie de la calotte). Elle constitue un bon indicateur des variations climatiques : dès que le niveau moyen des océans monte, la ligne recule vers le continent, et la masse de la calotte glaciaire diminue. Les glaciologues suivent les fluctuations de cette ligne, excellent marqueur de la dynamique des calottes.

Benoît LEGRESY, Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiales à Toulouse (CNRS-CNES).

Le glacier Lambert vu par le radiomètre du satellite ERS. Une seule image (*en haut*) montre le relief. Deux images prises à un jour d'intervalle forment un interférogramme (*en bas*). Le nombre de franges est proportionnel à la vitesse d'écoulement du glacier. Les franges entre le glacier Lambert et les glaciers voisins sont très rapprochées, ainsi que les zones entre le glacier et les escarpements rocheux : le glacier Lambert s'écoule à plus de 600 mètres par an. En revanche, la glace à côté du glacier s'écoule de façon lente et régulière (quelques mètres par an).



Comme nous l'avons déjà dit, la glace s'écoule plus vite quand la température augmente, mais les effets d'une variation de température se répercutent plusieurs dizaines de milliers d'années après. Les calottes subissent encore les effets du dernier réchauffement du climat qui a commencé il y a 10 000 ans. Ainsi, l'accumulation de la neige au centre dépend des températures «chaudes» actuelles et la neige a tendance à s'accumuler de façon importante. En revanche, les vitesses d'écoulement liées aux couches plus profondes ont encore la température de la dernière période glaciaire : l'écoulement est plutôt lent. La neige s'accumule donc plus vite qu'elle ne s'écoule, et le centre continue toujours à s'épaissir.

Le mystère de l'eau manquante

Enfin, le dernier intervenant dans le réchauffement climatique est l'océan. Lorsque la glace arrive du continent sur la côte, soit elle est suffisamment épaisse pour reposer sur le socle, soit elle se met à flotter. Quand l'océan est peu profond, la glace «avance», sinon elle flotte et forme des plates-formes de glace flottantes (les «ice-shelves»). Ainsi, en Antarctique, les trois principales baies sont occupées par des plates-formes de glace (Ross, Fichner-Ronne et Amery). Ces plates-formes sont importantes dans le fonctionnement des calottes, car elles limitent l'écoulement de la glace en amont de la calotte. Quand une baisse du niveau des mers survient, elles se posent sur le fond. L'écoulement de la glace posée étant plus lent que celui de la glace flottante, la calotte de glace s'épaissit. Inversement, quand le niveau de la mer monte, les glaces posées sur le socle se décollent du fond,

et les plates-formes de glace s'étendent davantage. Cela a des répercussions jusqu'à l'intérieur de la calotte, car, d'une part, les glaces flottantes influent sur l'écoulement de la glace du continent, mais d'autre part, l'eau qui s'infiltre sous les plates-formes les réchauffe probablement et accélère la fonte. Aujourd'hui, les glaciologues s'accordent pour reconnaître que les variations du niveau des mers gouvernent le volume de l'Antarctique à l'échelle de plusieurs milliers d'années.

Toutes les mesures par satellite confirment ces scénarios. Au Groenland, le centre s'élève de 10 centimètres par an (il neige plus) et les bords diminuent du même ordre de grandeur (ils fondent). Le réchauffement climatique actuel domine la dynamique du Groenland, mais ne contribue pas à l'élévation du niveau des mers. Quant à l'Antarctique, l'accélération des vitesses des glaciers émissaires se ferait ressentir à l'heure actuelle à l'intérieur du continent, mais resterait modérée. Elle proviendrait du dernier réchauffement climatique, et non de celui que nous vivons aujourd'hui.

Actuellement, ni les modèles ni les observations satellites n'indiquent que les calottes polaires contribuent à l'élévation du niveau de la mer. Toutefois, cette constatation, partiellement rassurante, n'est pas satisfaisante, puisque l'on ignore toujours l'origine du tiers du volume d'eau qui est venu gonfler les océans. D'où vient cette eau ? Cette question préoccupe les climatologues, les océanographes et les glaciologues. Grâce aux observations récentes, on a découvert que les calottes polaires étaient dynamiques, mais sans apporter la preuve qu'elles fondent : l'origine de «l'eau manquante» reste à élucider.

Frédérique RÉMY est directeur de recherches au Laboratoire d'études en géophysique et en océanographie spatiale (LEGOS) (CNRS-CNES), à Toulouse. Catherine RITZ est chargée de recherches au Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'Environnement (LGGE) (CNRS) à Grenoble.

Karl THOMAS, *Modifions-nous le climat ?*, in *Pour la Science* n° 267, janvier 2000.

C. RITZ, A. FABRE et A. LETRÉGUILLY, *Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters : conse-*

quences on the evolution through the last climatic cycle, in *Climate Dynamics*, vol. 13, pp.11-24, 1997.

J.R. PETIT et al., *Climate and Atmospheric History of the past 420 000 Years from the Vostok Ice Core, Antarctica*, in *Nature*, vol. 399, pp. 429-436, 1999.

F. RÉMY, L. TESTUT, B. LEGRESY, *Topographie des calottes polaires par altimétrie satellite*, in *comptes rendus de l'Académie des Sciences*, n° 333, pp. 457-467, 2000.

Alley RICHARD, *Le climat dans les glaces*, in *Pour la Science*, n° 246, avril 1998.

