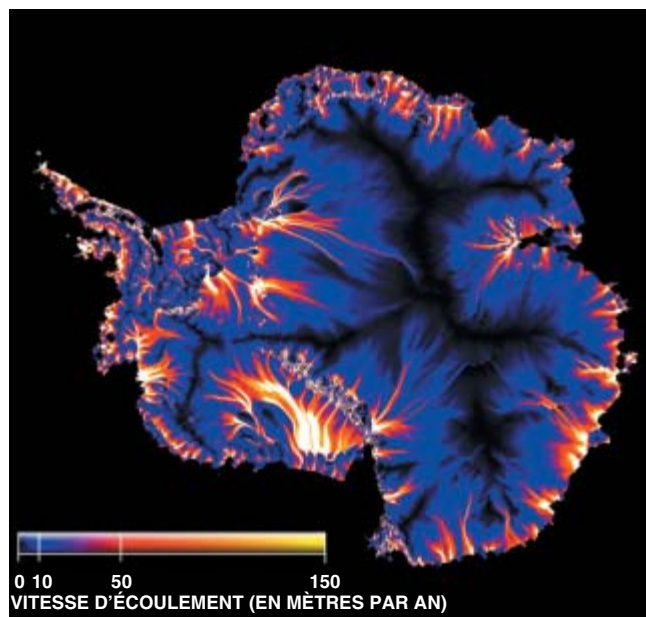
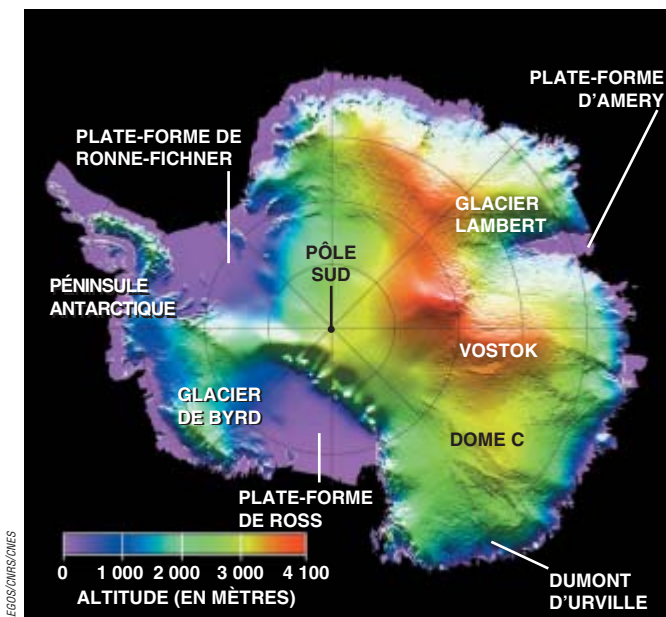




3. Topographie de l'Antarctique obtenue par l'altimètre du satellite ERS (à gauche). La résolution horizontale est de cinq kilomètres, et la précision sur l'altitude avoisine le mètre dans les régions centrales. Les points les plus hauts, au centre du continent, culminent à 4 100 mètres. Grâce à cette 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.

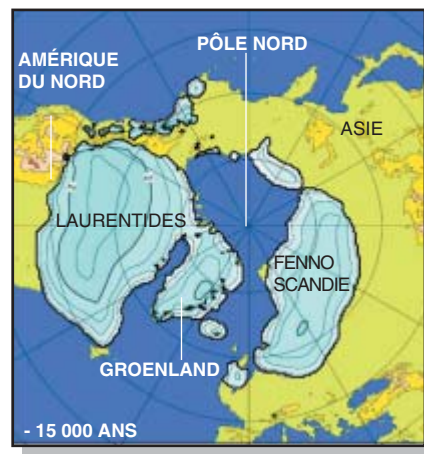
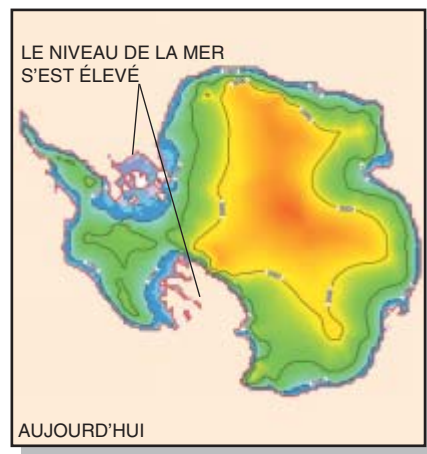
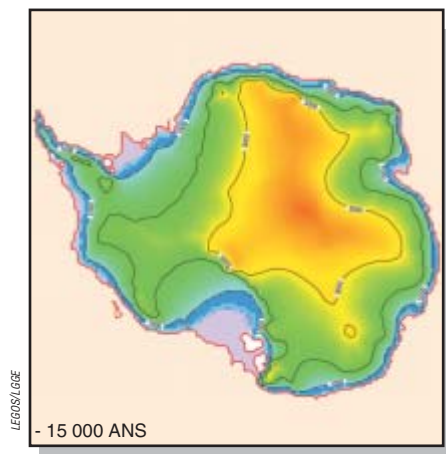
La glace s'écoule par déformation, mais aussi par glissement sur le socle, lorsque la température à la base atteint le point de fusion de la glace. Le plus bel exemple est le «lac» de Vostok, le plus grand lac sous-glaciaire au monde. Il est situé à une profondeur

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.