

Le peuplement des Amériques

Le peuplement original des Amériques date de la dernière période glaciaire. Les plus anciens restes préhistoriques trouvés datent d'environ 12 000 ans, mais une migration plus ancienne (jusqu'à 30 000 ans) n'est pas exclue.

L'étude anthropologique des populations indiennes révèle une origine asiatique commune. L'analyse de leur ADN mitochondrial confirme cette homogénéité. Ce peuplement s'est accompagné de celui de grands mammifères (mammouth, bison, boeuf-musqué, etc).

Au plus fort des périodes glaciaires, une immense calotte glaciaire recouvrait complètement le nord du continent américain, appelée calotte Laurentide. La Figure 1 montre une reconstitution des calottes glaciaires et des côtes de l'hémisphère nord au dernier maximum glaciaire (période la plus froide), il y a 21 000 ans.



Figure 1. Reconstitution des calottes glaciaires et des côtes au dernier maximum glaciaire, il y a 21 000 ans.

D'après le groupe de travail CLIMAP. In Sylvie Joussaume, Climat d'hier à demain, Editions Belin/CNRS. © Cité des Sciences et de l'Industrie de la Villette.

Q 1. Pourquoi le contour des côtes à cette époque est différent de l'actuel ?

Q 2. Comment des populations asiatiques ont-elles pu peupler le continent américain ?

Le pont continental reliant l'Asie à l'Amérique du nord en période glaciaire a été dénommé Beringia. Couvert de toundra, il a eu une extension maximale nord-sud d'environ 1 000 km. La Figure 2 indique les profondeurs actuelles autour du détroit de Behring :

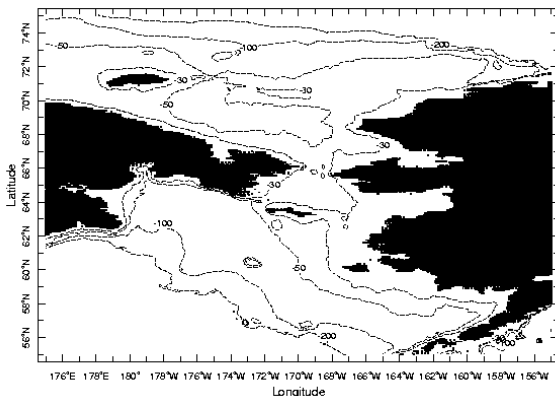


Figure 2. Bathymétrie actuelle, en mètres, autour du détroit de Behring.

Données: ETOPO5, US Navy.

Q 3. Estimer l'ordre de grandeur du niveau de la mer permettant l'existence de Beringia au dernier maximum glaciaire.

De l'autre côté de la Terre, en Méditerranée, des plongeurs ont découvert une grotte recouverte de peintures préhistoriques, dont l'entrée est complètement immergée : la grotte Cosquer. La datation au carbone 14 de ces peintures indique des âges situés entre 18 000 et 28 000 ans avant le présent, c'est-à-dire la fin de la dernière période glaciaire.

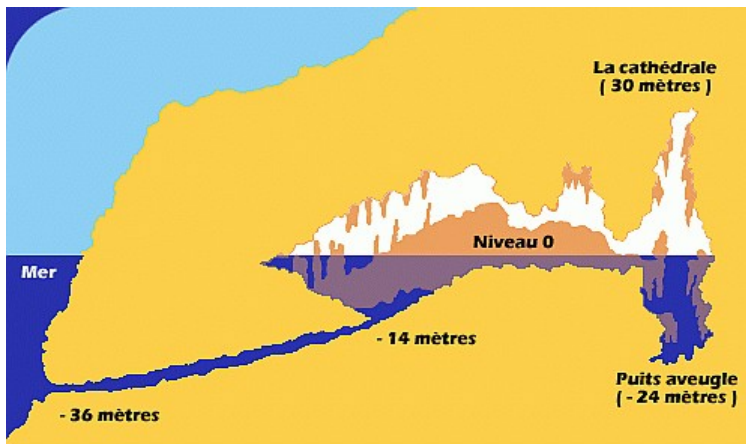


Figure 3. Coupe de la grotte Cosquer, située dans le massif des Calanques, près de Marseille.



Figure 4. Peinture d'un pingouin, qui atteste des conditions climatiques plus rudes de cette époque.

Q 4. Comment expliquer que l'entrée se trouve actuellement immergée ? Comment ce résultat se compare-t-il avec celui de la question précédente ?

Nous allons essayer maintenant de reconstituer les variations du niveau de la mer depuis le dernier maximum glaciaire, il y a environ 21 000 ans.

Le volume total des calottes et le niveau de la mer : la géochimie isotopique

La composition isotopique de l'oxygène dans les sédiments marins permet d'estimer les variations du volume des calottes de glace et donc du niveau marin.

L'eau stockée dans les calottes pendant les périodes froides (glaciaires) est appauvrie en isotope lourd ($H_2^{18}O$) par rapport à l'isotope léger ($H_2^{16}O$). On mesure cet appauvrissement par la

déviations relatives, δ , de la teneur isotopique $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ par rapport à une teneur standard (proche de la teneur moyenne des océans) :

$$\delta^{18}\text{O} = [(\text{H}_2^{18}\text{O} / \text{H}_2^{16}\text{O}) / (\text{H}_2^{18}\text{O} / \text{H}_2^{16}\text{O})_{\text{st}} - 1] \times 1000 \text{ (exprimé en pour mille : } \text{‰} \text{)}.$$

Q 5. Lors de la formation des calottes, en période de refroidissement, comment varie le rapport isotopique $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ (et donc le $\delta^{18}\text{O}$) de l'eau des océans ? En supposant que les calottes ont une composition isotopique moyenne $\delta^{18}\text{O} = -40 \text{‰}$, et l'océan global une profondeur moyenne de 4 000 m, quelle variation du niveau de la mer conduit à un enrichissement des océans de 1‰ ?

Différents organismes planctoniques marins, notamment les Foraminifères, fabriquent un test carbonaté à partir de l'eau de mer. Ces tests sont à l'origine des sédiments océaniques.

Q 6. Écrire la réaction bilan de synthèse des carbonates.

Dans l'eau de mer, H_2O et HCO_3^- sont en équilibre isotopique (pour l'oxygène), c'est-à-dire que toute variation isotopique de l'eau se transmet intégralement aux carbonates synthétisés. Par contre, un fractionnement isotopique intervient lors de la synthèse de carbonate à partir des ions HCO_3^- et CO_3^{2-} . Ce fractionnement dépend de la température, avec une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates de 1‰ pour un refroidissement de 4°C (à composition de l'eau de mer constante).

Q 7. Lors d'un refroidissement global, accompagné de la formation de calottes de glace, comment varie la composition isotopique des sédiments nouvellement formés ?

Deux grands types d'espèces planctoniques peuvent être distingués dans les sédiments: des espèces vivant près du fond (dites benthiques), et des espèces vivant près de la surface (dites planctoniques).

Q 8. Si l'on veut estimer les variations passées de la composition isotopique de l'eau (dues aux variations du volume des calottes), de quel type de plancton faut-il analyser la composition isotopique ? Peut-on alors estimer les variations passées de la température de surface de l'océan ?

Un enregistrement des variations du $\delta^{18}\text{O}$ benthique en Pacifique équatorial est représenté sur la Figure 5.

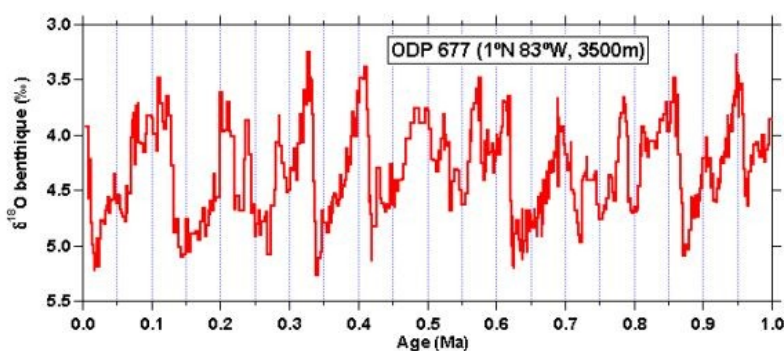


Figure 5. variations du $\delta^{18}\text{O}$ benthique dans le Pacifique équatorial.

*Enregistrement isotopique benthique (essentiellement genre *Uvigerina*) du forage sédimentaire ODP 677, en Pacifique équatorial, sur le premier million d'années (exprimé en 0 par rapport au standard PDB, échelle inversée). Shackleton et al., 1990.*

Q 9. Repérer les périodes glaciaires et interglaciaires. Mesurer l'amplitude totale du $\delta^{18}\text{O}$ benthique pour les quatre derniers cycles glaciaire-interglaciaires. A partir de la question 5, quelles variations du niveau marin peut-on en déduire ?

Afin de tester l'hypothèse d'une température constante au fond des océans, des chercheurs ont analysé des sédiments profonds provenant de la Mer de Norvège. L'eau, au fond de cette mer, provient directement de la surface par convection, à cause du refroidissement hivernal important et de la formation de glace de mer. L'eau est à une température de -1°C environ, proche de son minimum de $-1,7^{\circ}\text{C}$ (en dessous duquel elle gèle).

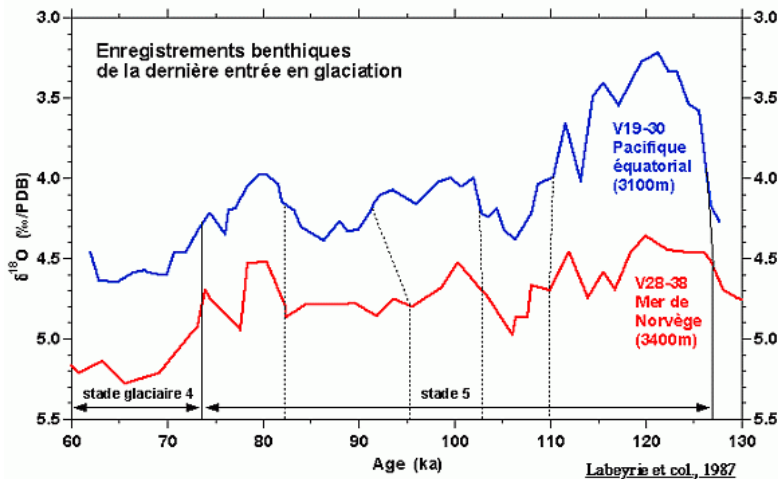


Figure 6. Signaux isotopiques benthiques pour la Mer de Norvège et le Pacifique équatorial.

Enregistrements isotopiques benthiques (Cibicides wuellerstorfi et Oridorsalis tener pour V28-38, genre Uvigerina pour V19-30) des forages V19-30 (Pacifique équatorial) et V28-38 (Mer de Norvège). Cette partie représente la dernière entrée en glaciation, depuis l'avant-dernier interglaciaire (début du stade 5, environ 120 000 ans) jusqu'à des conditions glaciaires (stade 4), cf Figure 5. (Echelle inversée pour le $\delta^{18}\text{O}$). Labeyrie et al., 1987.

Q 10. Est-ce que la différence de $\delta^{18}\text{O}$ entre ces deux signaux est constante ? En supposant que la température de l'eau profonde en Mer de Norvège n'a pas varié, estimer :

1. la variation de température des eaux profondes du Pacifique équatorial ;
2. la variation du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer pour cette entrée en glaciation, et la baisse du niveau marin correspondante (voir Q. 5).

Q 11. Différentes estimations existent pour la variation totale glaciaire-interglaciaire du $\delta^{18}\text{O}$ des océans : de 1 à 1,3 0 environ. Calculer les variations du niveau de la mer correspondantes.

Reconstituer les calottes glaciaires et leur volume: la glaciologie et la géophysique

Les glaciologues retracent les limites des calottes disparues en identifiant des moraines frontales (situées à l'avant des glaciers). En supposant un profil d'équilibre entre ces limites (profil parabolique), on peut en théorie estimer hauteur et volume des différentes calottes, et donc la variation du niveau marin associée.

Différentes reconstructions existent, l'une des plus connues a été réalisée par le groupe CLIMAP pour le dernier maximum glaciaire. Elle fournit deux estimations, haute et basse, selon l'existence supposée ou non de certaines calottes (Figure 7). L'estimation basse conduit à une baisse du niveau de la mer de 130 m environ, et 160 m dans l'autre cas.

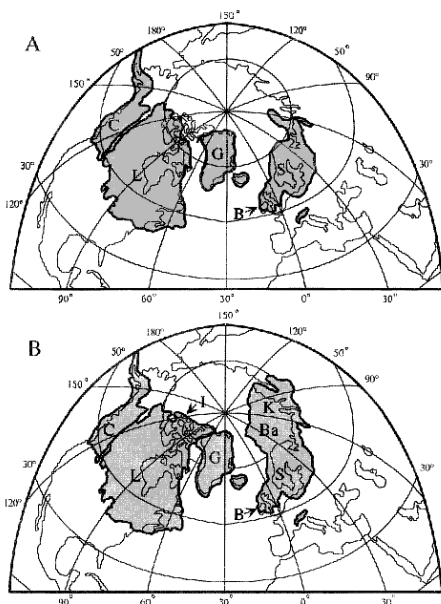


Figure 7. Reconstructions CLIMAP des calottes glaciaires de l'hémisphère nord pour le dernier maximum glaciaire (il y a ~21 000 ans).

A : estimation basse, B : estimation haute. Légende : C : calotte de la Cordillère; L : calotte Laurentide; G : Groenland; B : calotte Britannique; S : calotte Scandinave; I : calotte Inuite; Ba : calotte de la Mer de Barents; K : calotte de la Mer de Kara. Tiré de Clark et al., 2001.

Q 12. Comparer ces estimations glaciologiques de baisse du niveau de la mer avec les estimations géochimiques (Q.10 et Q.11).

En Norvège, de nombreuses études ont mis en évidence l'existence de plages fossiles, bien au-dessus du niveau de la mer. L'une de ces études est illustrée par les figures 8 et 9.



Figure 8. Plages fossiles à Sandbukt, en Norvège.

Sur la photo, la flèche indique la plage la plus ancienne (10 000 ans), à 65 m au-dessus du niveau de la mer. Données : Université de Tromsø.

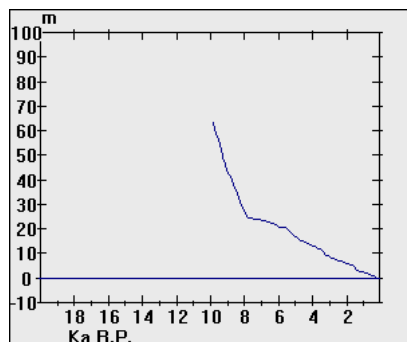


Figure 9. Datation (en millier d'années).

Q 13. Est-ce-que ce résultat est en accord avec la fonte des calottes (voir [Figure 1](#)) lors de la dernière déglaciation ? Calculer la vitesse moyenne de variation du niveau marin à Sandbuk (derniers 10 000 ans), et la vitesse maximale. Comment peut-on expliquer ce phénomène de baisse relative du niveau marin ?

Un tel mouvement vertical est observé pour toute la Scandinavie, ainsi que le nord de l'Amérique. Il est dû à l'équilibration du manteau après la disparition du poids des grandes calottes. Ce phénomène est appelé équilibre isostatique.

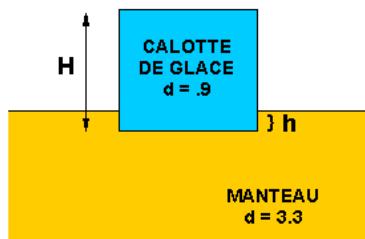


Figure 10. Principe de l'équilibre isostatique.

A l'équilibre isostatique, une calotte (densité $d = 0,9$) de hauteur H s'enfonce dans le manteau (densité $d = 3,3$) d'une hauteur h (comme un iceberg !).

Q 14. En supposant qu'une calotte de hauteur $H = 2\,000$ m flotte sur le manteau, appliquer le principe d'Archimède pour calculer l'enfoncement h du manteau à l'équilibre.

Q 15. On suppose que la fonte des calottes lors de la dernière déglaciation a largué un volume d'eau équivalent à une élévation du niveau de la mer de 120 m. Calculer l'enfoncement du plancher océanique dû à une telle élévation du niveau de la mer. Quel est finalement la hausse du niveau de la mer vue par les continents, en supposant que eux ne bougent pas ?

La fonte des calottes ou déglaciation

La réalité est bien sûr un peu plus compliquée: l'équilibre d'une calotte ou d'une montée de la mer ne se réalise pas uniquement à l'endroit de la surcharge, parce que la lithosphère est élastique et se plie plutôt qu'elle ne s'enfonce. La figure 11 schématise un équilibre isostatique de manière un peu plus exact que la [figure 10](#).

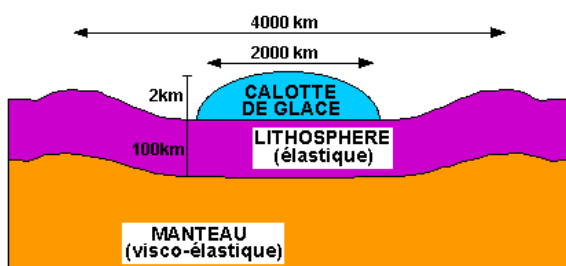


Figure 11. Echelle de la déformation due à la charge d'une calotte de glace.

On s'intéresse maintenant à la montée du niveau de la mer due à la fonte des calottes, lors de la dernière déglaciation (cf. [Figure 5](#)).

Q 16. D'après la figure précédente, dans quelle région du globe peut-on le mieux reconstituer la montée du niveau de la mer, en évitant l'effet isostatique dû aux calottes ? Est-il facile de mettre à

jour des plages fossiles dans ces régions (comme sur la [Figure 8](#)) ?

En Floride, à Key Largo, un massif corallien fossile a été daté à ~125 000 ans, soit l'avant-dernier interglaciaire (cf Figures [5](#) et [6](#)). Il est situé environ 5 m au dessus du niveau actuel de la mer ([Figure 12](#)). Des découvertes similaires ont été faites en Australie, aux Bahamas, en Inde, etc, avec des coraux situés en moyenne à 3 m au dessus du niveau actuel de la mer. Ces espèces de coraux se développent juste sous la surface de la mer, par besoin de lumière.



Figure 12. Massif corallien fossile de Key Largo, en Floride, datant de l'avant-dernier interglaciaire.

Photo : J.S. Aber, Université d'Emporia.

Q 17. Peut-on négliger les effets isostatiques dus aux calottes dans ces régions ? Quel était le niveau de la mer à l'avant-dernier interglaciaire ?

Dans l'arc des Petites Antilles, sur l'île de la Barbade, a été étudié une série de coraux fossiles, en partie émergés. Leur datation les fait remonter au dernier cycle glaciaire. Le plus ancien massif date de l'avant-dernier interglaciaire (125 000 ans), il est situé à 40m au dessus du niveau de la mer. Les coraux fossiles d'âge correspondant à la dernière déglaciation sont immergés et ont été échantillonnés par forage ([Figure 13](#)). Les Petites Antilles constituent un prisme d'accrétion, soulevé par la subduction de l'Atlantique sous la plaque Caraïbes.

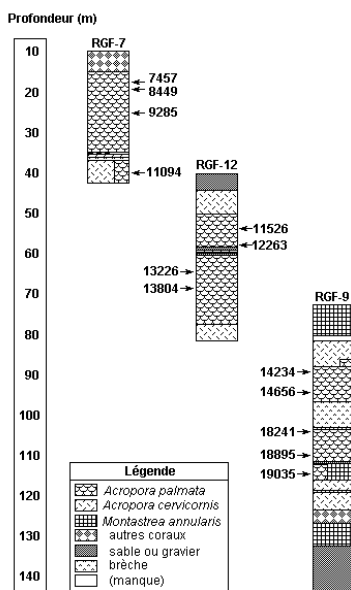


Figure 13. Stratigraphie de carottes sédimentaires forées dans le massif corallien de la Barbade.

Les échantillons datés sont indiqués par une flèche. L'âge (en années BP (Before present) = avant 1950) est déterminé par la méthode U/Th, plus juste que la méthode ^{14}C . L'échelle de gauche indique la profondeur (en mètres) des échantillons par rapport au niveau actuel de la mer. Noter que la carotte RGF-9 ne contient plus l'espèce *Acropora palmata* en dessous de 115m environ. Les autres espèces étant moins fiables pour reconstituer le niveau de la mer, les datations des niveaux plus profonds ne sont pas reportées ici. Simplifié de Fairbanks, 1989 et Bard et al., 1990.

Q 18. Calculer le soulèvement moyen de la Barbade (en m/1000 ans) en vous basant sur le niveau datant de l'avant-dernier interglaciaire.