

LES ISOTOPES DU DIOXYGÈNE DANS LES GLACES

La composition de l'atmosphère a varié au cours du temps et varie encore aujourd'hui. Étant donné son rôle vital pour la planète, elle est suivie de très près par les scientifiques, désormais capables de reconstituer très finement son histoire.

L'étude des **glaces polaires** a été la méthode de recherche la plus fructueuse pour étudier les variations du climat mondial. Ces glaces ont permis d'étudier non seulement **la composition de l'atmosphère ancienne** par les bulles d'air qu'elles contiennent mais elles ont permis également de reconstituer **les paléoclimats** sur une période inférieure à **1 million d'années**.



La méthode utilisée à cette fin repose sur l'analyse des **isotopes de l'oxygène** dont ^{16}O et ^{18}O qui sont les plus abondants (respectivement 99,8% et 0,2%) car on les retrouve dans tous les composés oxygénés naturels, notamment l'eau (H_2O) et les **carbonates des coquilles** d'animaux marins (CaCO_3).

On cherche à comprendre comment on peut reconstituer les changements climatiques anciens grâce aux glaces des pôles (Non exigible au BAC mais conseillée pour comprendre la suite).

Les proportions relatives des deux **isotopes** présents dans l'eau ou la **glace** peuvent être mesurées avec une grande précision à l'aide d'un spectromètre de masse.

On exprime cette proportion relative par le **rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$** ou $\delta^{18}\text{O}$ en prenant comme référence celle du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ d'un **standard** (= celui de l'eau de l'océan actuel : SMOW^* = Standard Mean Ocean Water) qui permet de comparer les compositions isotopiques d'échantillons issus de lieux différents. Le résultat est multiplié par 1000 étant donné la faible abondance de ^{18}O .

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 1000$$

Le fractionnement isotopique des molécules d'eau

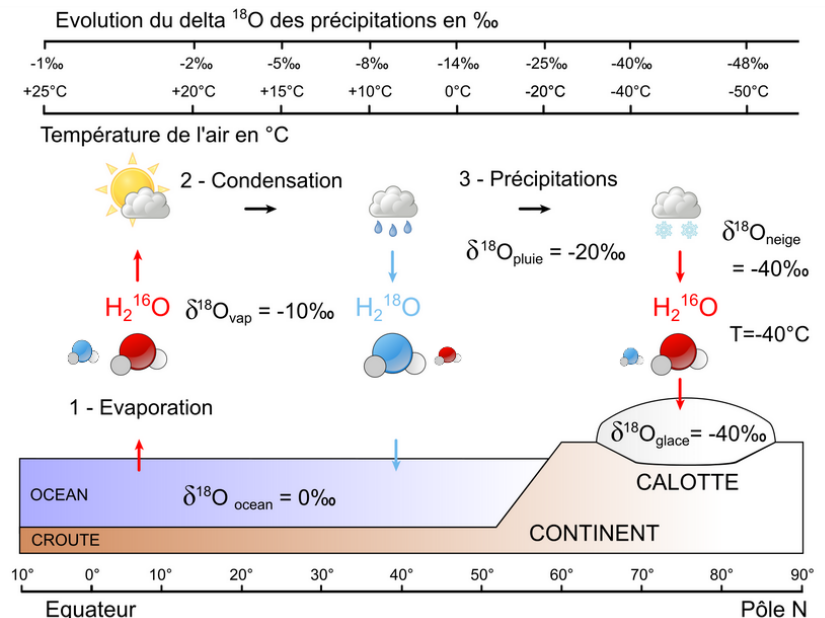
Rappel : il existe une légère différence de masse entre le ^{18}O et le ^{16}O à cause de la présence, pour le ^{18}O de 2 neutrons supplémentaires : la **masse de ^{18}O > la masse de ^{16}O** . Cette différence de masse qui explique que les 2 isotopes n'ont pas la même réaction lors des processus physico-chimiques au cours du **cycle de l'eau**.

Le cycle de l'eau : **L'évaporation océanique** a lieu essentiellement à l'équateur. Les masses d'air qui se déplacent vers les pôles se refroidissent, se condensent, ce qui est à l'origine de **précipitations** sous forme de pluie ou de neige selon la latitude.

Or, lors d'un changement de phase (eau - vapeur), le comportement d'une molécule d'eau dépend de sa masse, et donc de l'isotope de l'oxygène dont elle est constituée.

Ainsi, lors de **l'évaporation**, les molécules d'eau H^{16}O_2 plus légères sont davantage plus concentrées dans la vapeur d'eau que les molécules d'eau H^{18}O_2 .

Lors de la **condensation** de la vapeur d'eau à l'origine des précipitations, c'est le contraire : les molécules d'eau H^{18}O_2 plus lourdes, se condensent en premier.

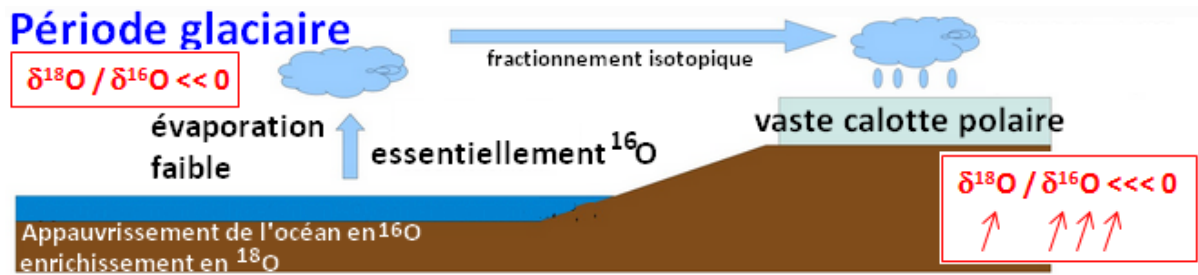


Par conséquent, au fur et à mesure de leur trajet vers les pôles, les nuages s'enrichissent en ^{16}O et s'appauvrissent en ^{18}O . **Le $\delta^{18}\text{O}$ diminue donc en fonction de la latitude** : plus élevé dans l'océan à l'équateur (0‰), plus faible dans les glaces aux pôles (-40‰). C'est ce que l'on appelle le **fractionnement isotopique** de l'eau.

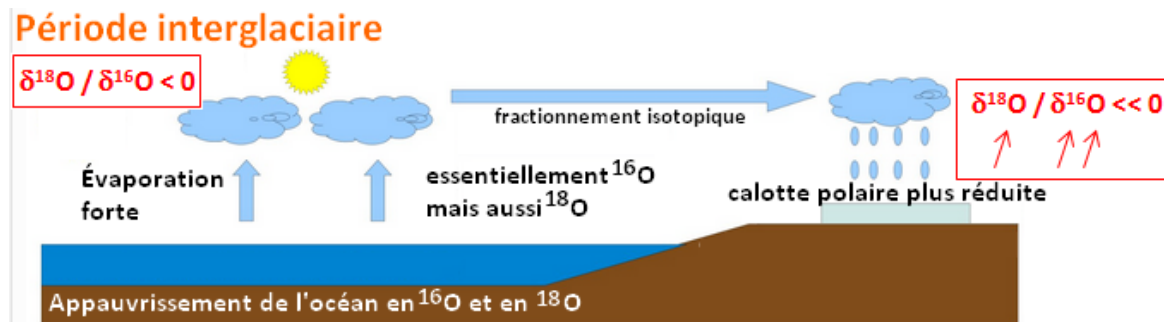
Quel lien y-a-t-il entre le $\delta^{18}\text{O}$ et la température du globe ?

Pour pouvoir utiliser le $\delta^{18}\text{O}$ comme un paléothermomètre, il faut donc toujours rester à la même latitude (par ex. aux pôles) et mesurer conjointement la température et le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations neigeuses pour avoir une référence.

- **En période glaciaire**, l'évaporation est faible. Il y a donc essentiellement du ^{16}O qui part dans les nuages. Ainsi, à l'équateur, le $\delta^{18}\text{O}$ des nuages est très faible. Quand les nuages arrivent aux pôles, il n'y a quasiment que du ^{16}O à précipiter, le $\delta^{18}\text{O}$ des glaces est donc très faible (très négatif).



- **En période interglaciaire**, l'évaporation est forte. Il y a donc toujours essentiellement du ^{16}O qui part dans les nuages mais aussi du ^{18}O . Ainsi, le $\delta^{18}\text{O}$ du nuage en période chaude est plus élevé qu'en période froide. En arrivant au pôle, le nuage relargue du ^{16}O mais aussi du ^{18}O puisqu'il en contient. Ainsi, le $\delta^{18}\text{O}$ de la glace sera donc plus élevé pendant la période interglaciaire que pendant la période glaciaire.



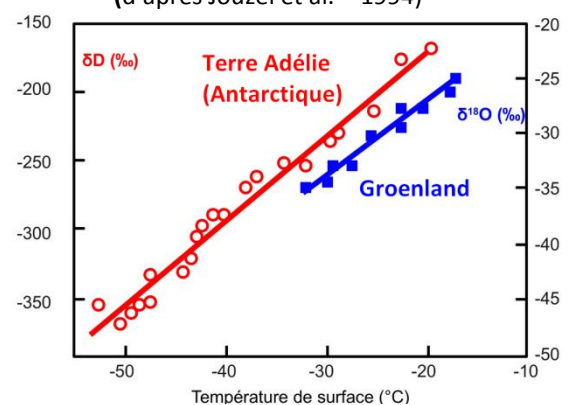
Outil de lecture

À partir de la relation établie entre le δO^{18} et les températures, les glaciologues reconstituent les **paléotempératures** :

Une **augmentation du δO^{18}** de l'eau de glace est synonyme d'une **augmentation de la température planétaire** (= réchauffement climatique) ; à l'inverse donc, **une diminution du δO^{18}** est synonyme d'une **diminution de la température planétaire** (= une période de refroidissement climatique).

δD : rapports isotopiques des isotopes de l'hydrogène.
D = Deutérium.

Le thermomètre isotopique (d'après Jouzel et al. – 1994)



Le $\delta^{18}\text{O}$ des glaces peut être interprété comme un paléothermomètre qui renseigne donc sur les paléoclimats.