

# Le thermomètre isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

Il existe dans la nature trois isotopes de l'oxygène : les isotopes 16, 17, 18.

On peut exprimer leur concentration par rapport à l'isotope le plus abondant. Exemples pour l'oxygène :  $R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ou bien par le « delta » (ou la notation *delta*  $\delta$ ) :  $\delta = [R_{\text{éch}} / R_{\text{std}} - 1]$ , où 'éch' est le rapport dans l'échantillon et 'std' celui d'un standard (composition de référence).

ex.  $\delta^{18}\text{O} = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{éch}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{std}} - 1]$

$\delta$  étant une déviation, petite devant 0, elle peut être multipliée par 100 (exprimée en pour cent, ‰, –percent en anglais–), par 1000 (exprimée en pour mille, ‰, –permil en anglais–), voire par  $10^6$  (exprimée en pour million –permega ou permeg en anglais–).

## Teneurs naturelles en oxygène 18

- pour l'eau : Standard Mean Ocean Water (SMOW),  $R_{\text{SMOW}} = 2005.2 \cdot 10^{-6}$
- pour les carbonates : PeeDee Belemnite (PDB),  $R_{\text{PDB}} = 2067.2 \cdot 10^{-6}$

L'oxygène 17 est peu utilisé car :

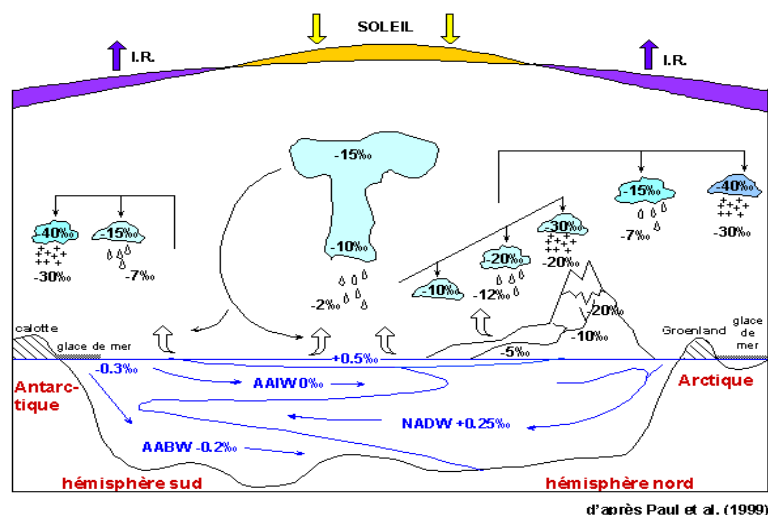
- très faible teneur ( $^{17}\text{O}/^{16}\text{O} \sim 1/2500$ , contre un rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \sim 1/500$ )
- le fractionnement  $^{17}\text{O} - ^{16}\text{O}$  est exactement égal (au premier ordre) à 1/2 fois celui entre  $^{18}\text{O}$  et  $^{16}\text{O}$  (à cause du rapport des différences de masses) => utilisation pour tracer les fractionnements indépendants de la masse (liés à l'oxydation par l'ozone) et les flux biologiques (cf Thiemens et al.)

## Mesures de ces teneurs isotopiques

Par un spectromètre de masse = instrument capable de séparer des isotopes selon leur masse. En pratique, ces isotopes sont ionisés afin d'être accélérées dans un champ électrique et déviés dans un champ magnétique. Le rayon de courbure dépend de leur masse, ce qui permet leur séparation.

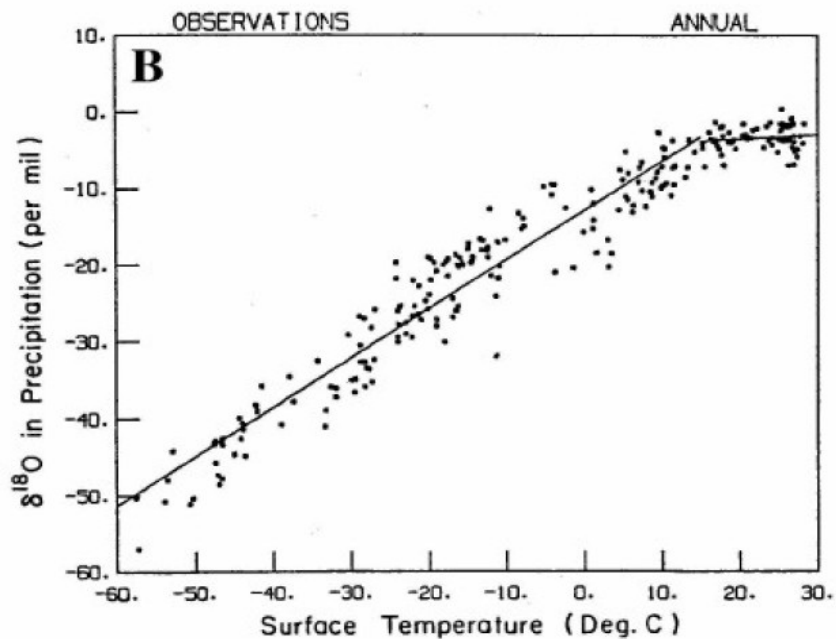
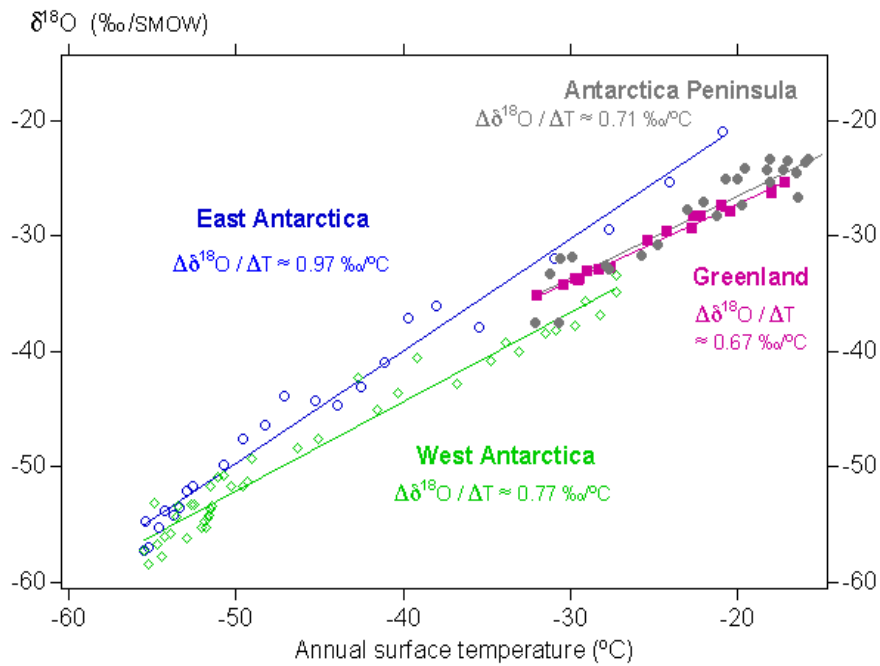
## Cycle hydrologique et fractionnement dans l'atmosphère

Lors de l'évaporation et de la condensation, il y a un processus de "distillation fractionnée" = condensation de la vapeur en plusieurs étapes, avec un fractionnement vapeur-liquide (ou vapeur-solide) à peu près constant.



## Le thermomètre isotopique.

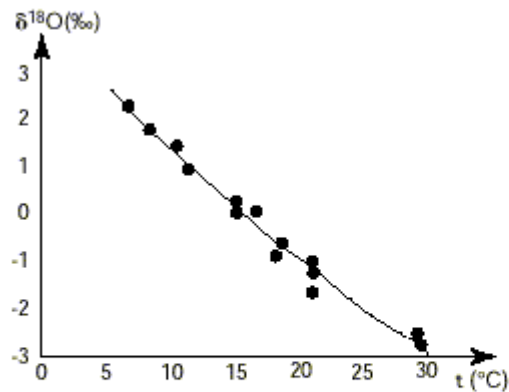
À partir de mesures de température et du  $\delta^{18}\text{O}$  (ou  $\delta\text{D}$  ; D = deutérium =  $^2\text{H}$ ) de la neige en différentes stations polaires, on observe actuellement une relation très forte entre ces deux paramètres.



## Les carbonates.

Le même principe s'applique au fractionnement isotopique lors de la formation des carbonates des coquilles de divers organismes. Mais il y a une corrélation négative entre  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonate}}$  et température.

### Le thermomètre isotopique des carbonates



Variations du  $\delta^{18}\text{O}$  (mesuré dans le carbonate de calcium du test des animaux marins) en fonction de la température de l'eau.

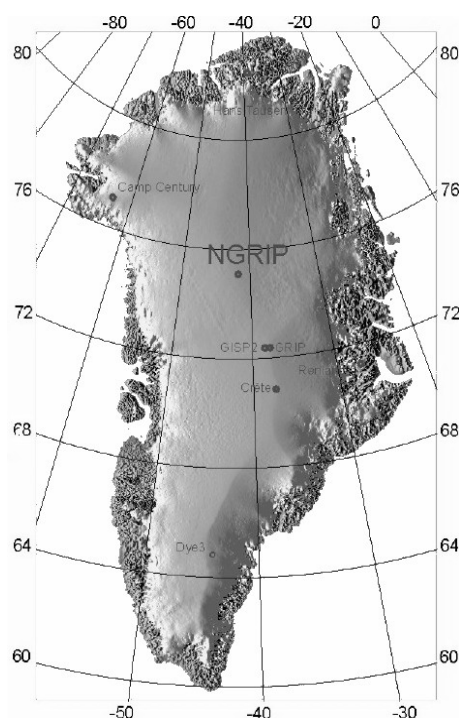
Le  $\delta^{18}\text{O}$  représente la différence entre le rapport isotopique  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  mesuré dans l'échantillon étudié et celui d'un échantillon de référence. Les  $\delta^{18}\text{O}$  sont exprimés en ‰ par rapport à cette référence. Ils reflètent la température qui régnait lors de la formation des échantillons analysés.

## Application aux températures du passé.

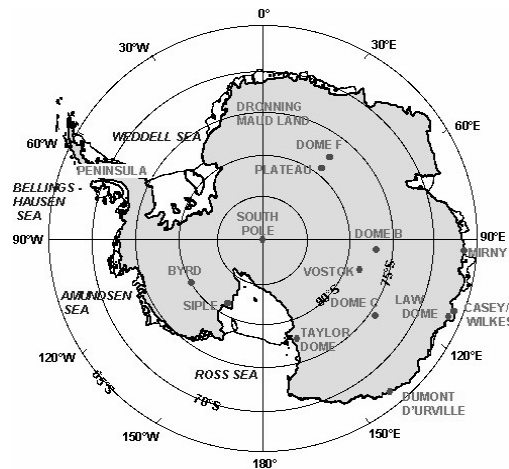
De cette relation empirique dérive le principe de paléo-thermomètre isotopique, l'application de cette relation aux variations isotopiques passées. D'après la calibration de ce thermomètre une diminution de 1 pourmil du  $\delta^{18}\text{O}$  correspond à un refroidissement de 1.5 °C au Groenland. En Antarctique, le gradient varie entre 1.4°C et 1°C pour 1 pourmil de variation du  $\delta^{18}\text{O}$ , et pour le deutérium : 5.6 à 8 pourmil de variation en deutérium par °C.

## L'oxygène 18 des calottes glaciaires

Plusieurs forages profonds ont été réalisés depuis plusieurs dizaines d'années au Groenland. Tous ont traversé plus de 3km de glace. Ces forages couvrent la dernière période glaciaire, jusqu'à 90.000 ans environ. Plus récemment, le forage de NorthGRIP a atteint le début de l'Eemien (dernier interglaciaire, vers 120.000 ans).



En Antarctique centrale, les très basses températures (-55°C en moyenne annuelle à Vostok) imposent une très faible accumulation de neige (~2cm/an à Vostok). Les forages profonds peuvent donc remonter plus loin dans le temps, jusqu'à 400.000 ans à Vostok, et 800.000 ans (1 Ma ?) à Dome C (projet EPICA).

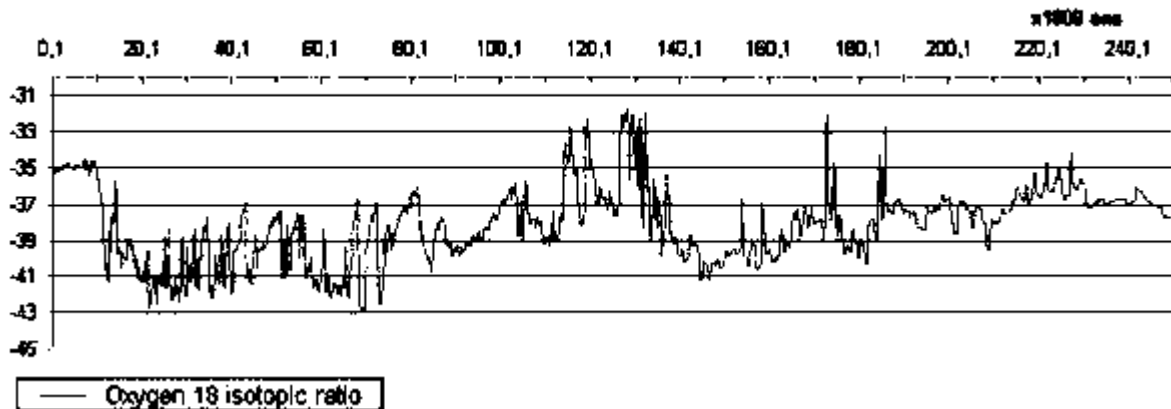


**Datation** : en surface, les couches annuelles de neige peuvent être distinguées et comptées, jusqu'à ce qu'elles deviennent indiscernables à cause de l'amincissement de la glace. La datation est alors réalisée à l'aide d'un modèle décrivant cet amincissement ainsi que le fluage (déformation) de la calotte sous son propre poids. Dans ce modèle, il est supposé que l'accumulation de neige dépend de la température, estimée à partir des variations isotopiques. Des points de contrôle sont également utilisés : dans le cas de Vostok, les dates de 110.000 ans et 390.000 ans ont été attribuées aux profondeurs 1534m et 3254m par comparaison avec les enregistrements marins.

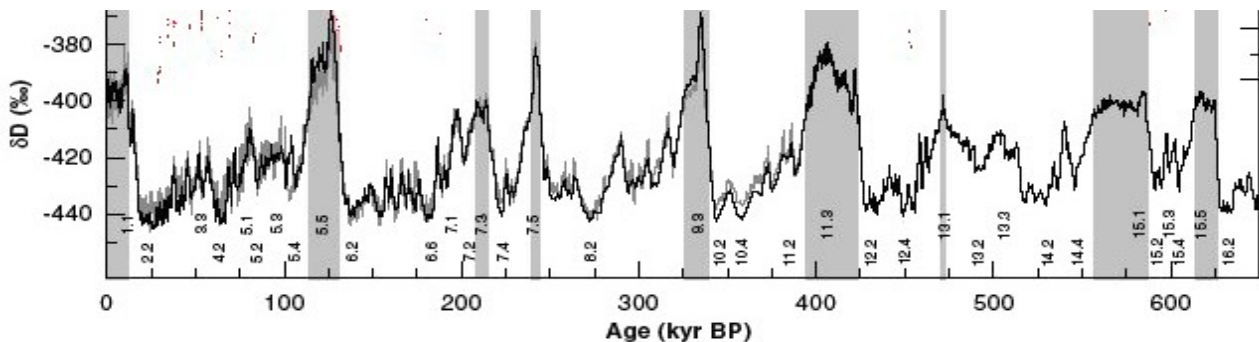
**Résultats :**

Grip — Greenland

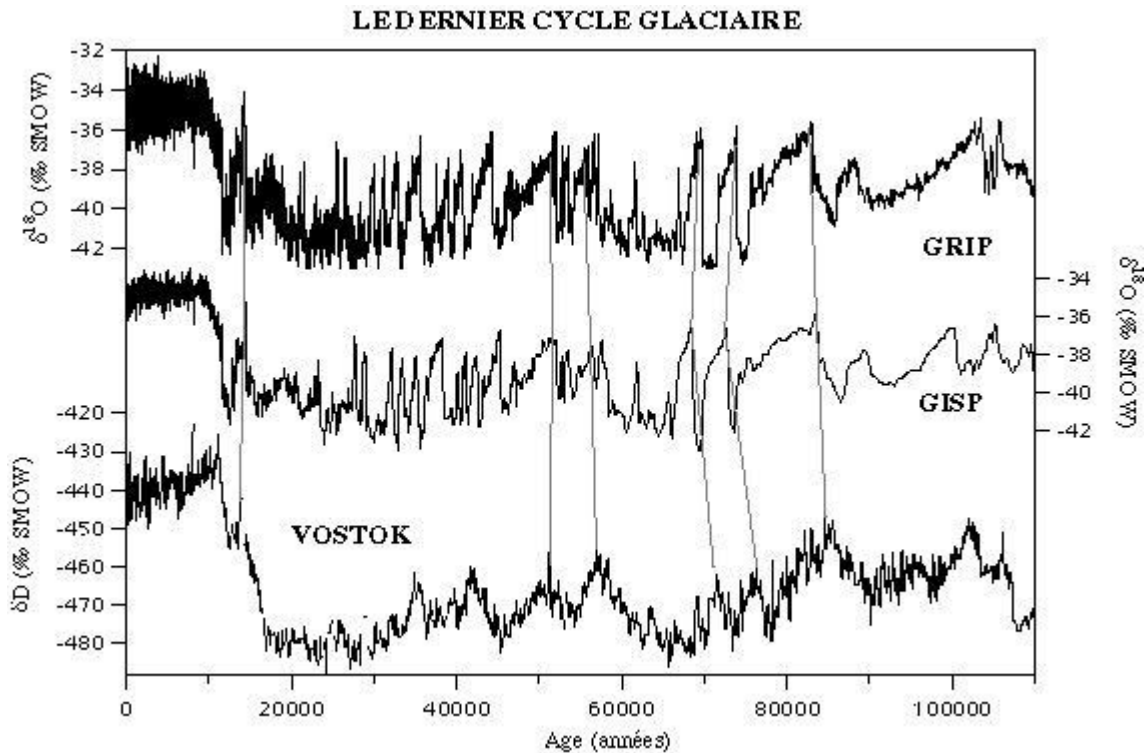
**Rapport isotopique 18O/16O**



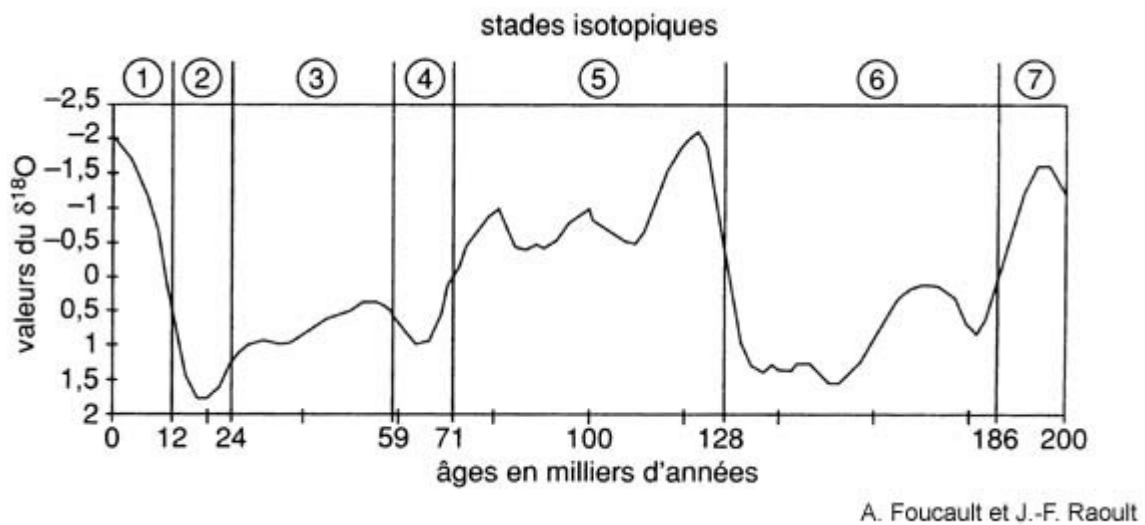
Vostok — dome C



On observe une bonne corrélation entre ces diverses données :



on définit donc une chronologie de « stades isotopiques » (synthèse des travaux précédents)



## L'oxygène 18 des carbonates marins

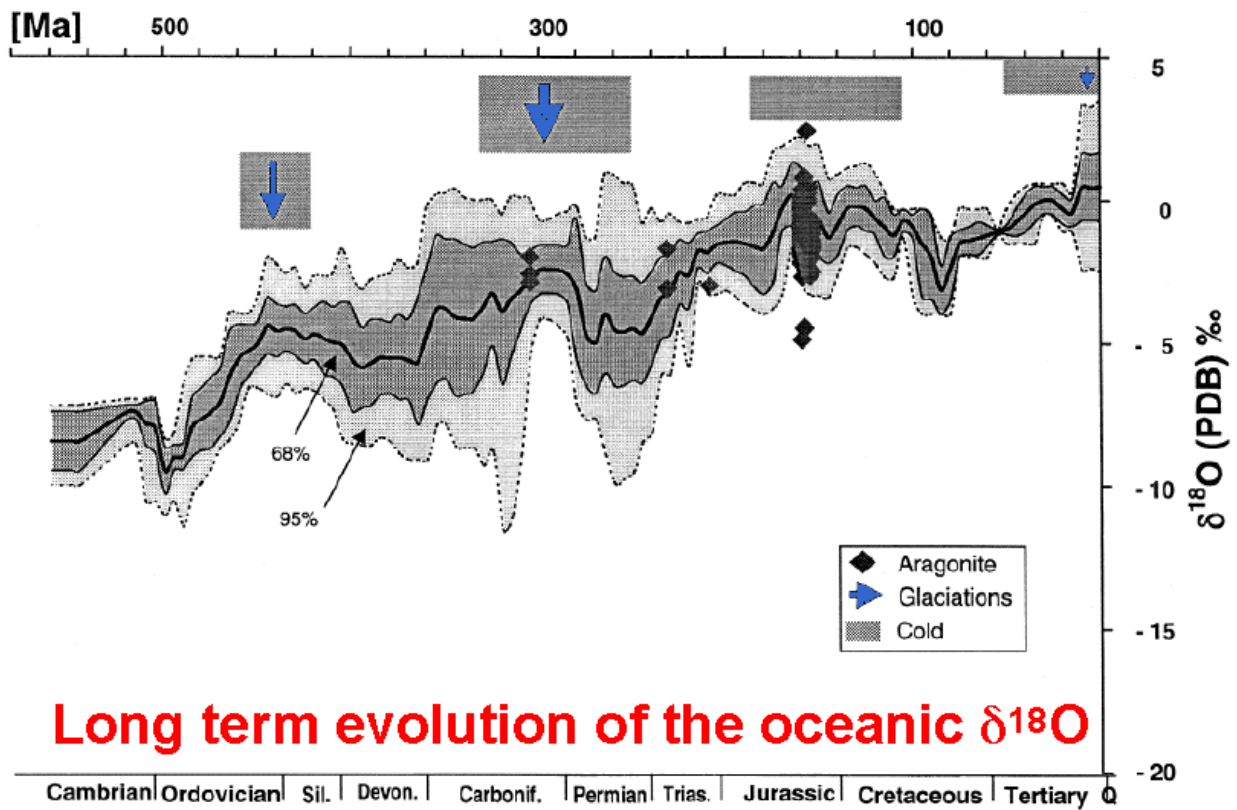
Les carbonates se conservent indéfiniment, contrairement à la glace. On peut donc remonter beaucoup plus loin.

Dès 1953, Epstein et al. (1953) ont établi une équation qui relie le  $\delta^{18}O$  des biocarbonates à la température de l'eau et à la composition isotopique en oxygène de l'eau ( $\delta^{18}O_{\text{eau}}$ ):

$$T (^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.2 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{coquille}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}) + 0.13 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{coquille}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}})^2$$

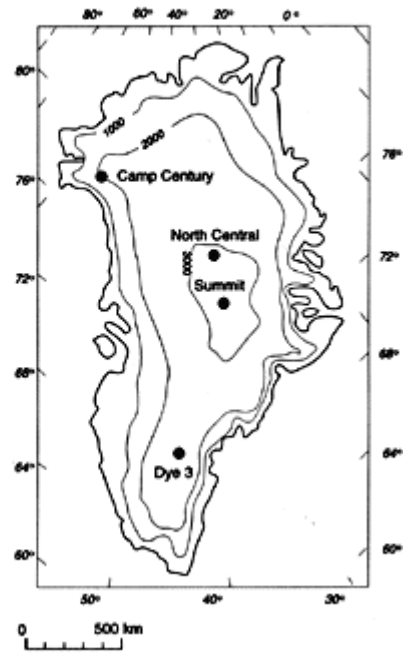
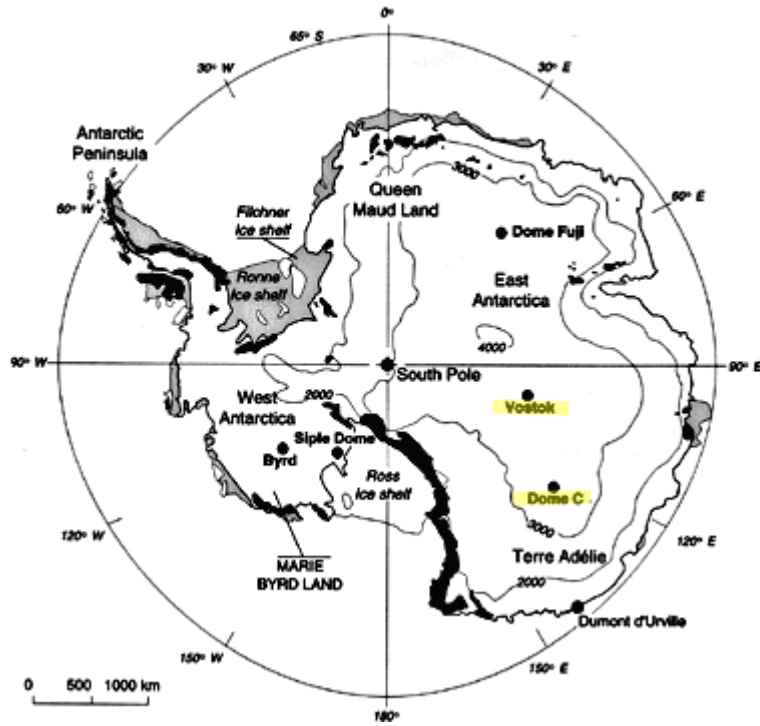
Ainsi, si on connaît le  $\delta^{18}O$  coquille et le  $\delta^{18}O$  eau (rapports que l'on mesure avec un spectromètre de masse), on peut déterminer la température de l'eau lors de la formation de la coquille. C'est ce que l'on appelle une équation de paléotempérature. Pour une variation de 1°C de la température de l'eau, le  $\delta^{18}O$  coquille va varier de 0.22 ‰. Il existe différentes équations de paléotempérature

basées sur le  $\delta^{18}\text{O}$  (notamment une pour les biocarbonates calcitiques et une pour les biocarbonates aragonitiques) qui sont utilisées "en routine". Cependant, les températures reconstituées ainsi ne reflètent pas toujours la température réelle et il est parfois nécessaire de vérifier si l'équation s'applique bien à l'espèce utilisée (calibration).



Veizer et al., 1999

# Les forages profonds de l'Antarctique et du Groenland



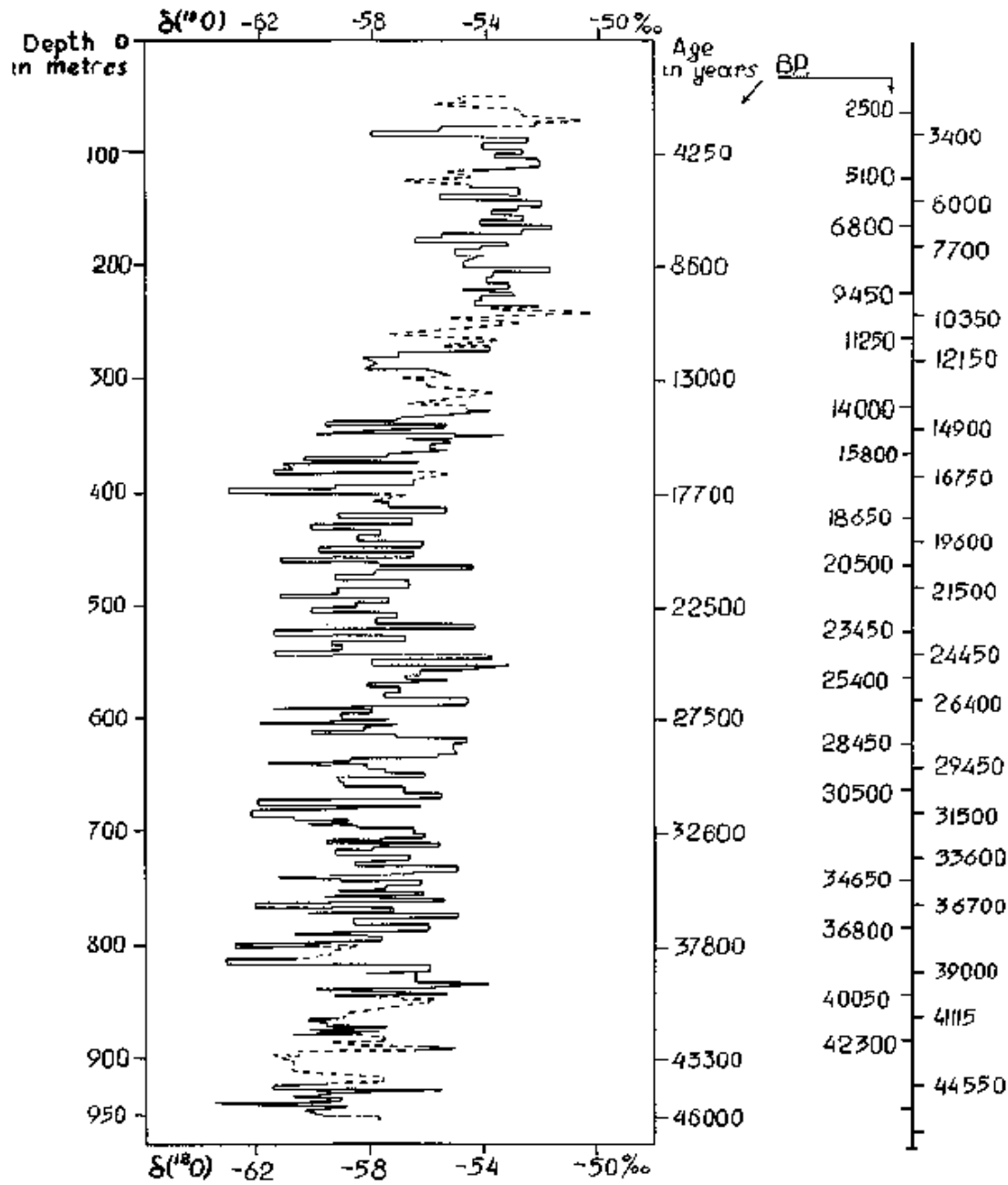


FIGURE 1. Oxygen-18 values of the ice core from Vostok station, Antarctica, plotted against the depth below the actual surface and against the time ( $T$ ) since the deposition of the ice. The broken-line indicates the absence of a continuous core.