

Thématique 2 : enjeux planétaires contemporains – Thème 2B – Les climats de la Terre : comprendre le passé pour agir aujourd’hui et demain

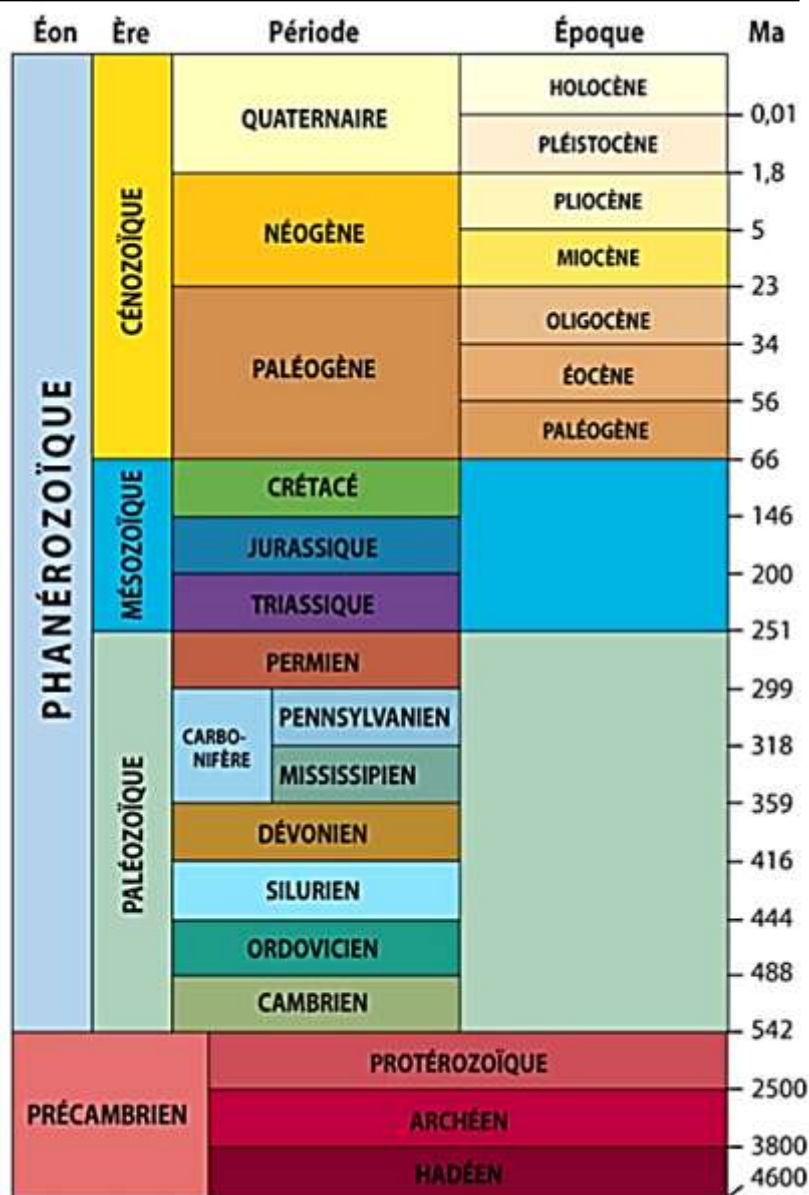
Chapitre 1 – Comprendre les variations climatiques passées

Comprendre les causes des changements climatiques passés permet de mieux anticiper le réchauffement climatique actuel.

Problèmes :

- Quels indices permettent de reconstituer les climats du passé ?
- Le changement climatique actuel est-il inédit dans l’histoire de la Terre ?

Echelle stratigraphique des temps géologiques



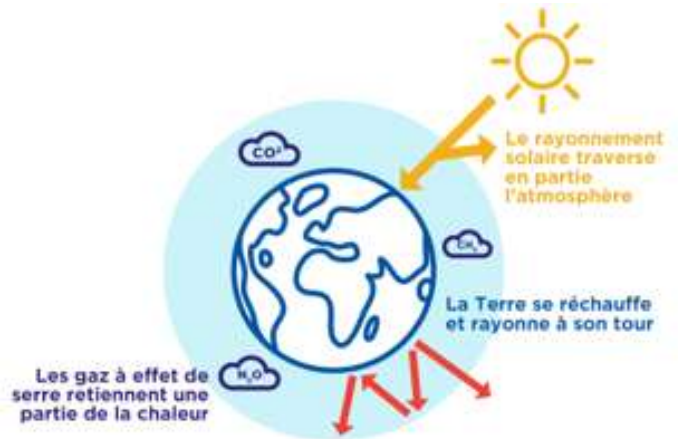
Prérequis : confer cours enseignement scientifique

Depuis 1850, la température globale a augmenté d'environ 1,1°C.

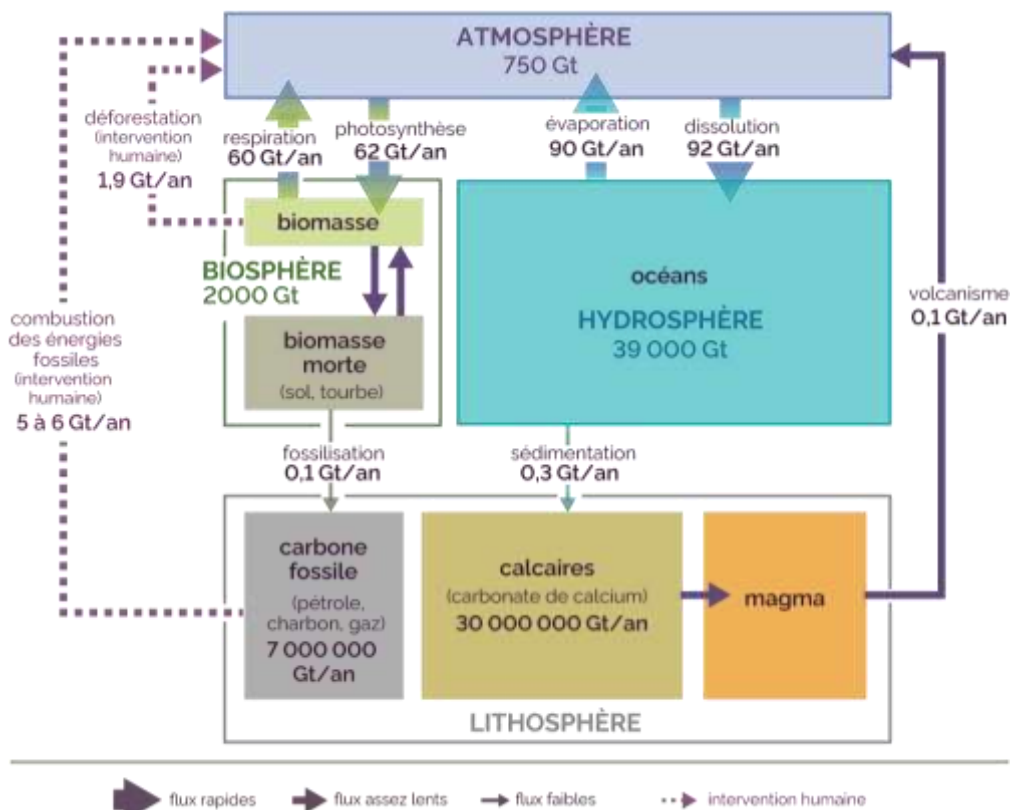
Effet de serre

Principaux gaz à effet de serre :

- Dioxyde de carbone (CO_2)
- Méthane (CH_4)
- Protoxyde d'azote (N_2O)



Perturbation de l'équilibre du cycle biogéochimique du carbone



Le réchauffement climatique actuel est lié à la perturbation de l'équilibre du cycle biogéochimique du carbone par les émissions de gaz à effet de serre liées aux activités humaines.

Vidéo :

[Cycle du carbone et révolution industrielle](#)

I – Les indices des variations climatiques du Paléozoïque au Cénozoïque (principe d'actualisme)

Des indices et des méthodes indirectes permettent de reconstituer les climats très anciens. Ces reconstitutions se basent sur le **principe d'actualisme : un principe postulant que les processus observés aujourd'hui opéraient de la même façon dans le passé.**

Problème : quels sont ces indices et ces méthodes ?

Activité 1 - Les variations climatiques des 500 derniers millions d'années : Paléozoïque / Mésozoïque / Cénozoïque.

A – Les indices géologiques : roches sédimentaires



bauxite
et latérite



évaporites



pétrole



charbon



tillites

Processus de formation

altération continentale
par hydrolyse
des roches siliceuses

précipitation des ions
d'une solution salée
sursaturée

accumulation
puis transformation
du phytoplancton

accumulation
puis transformation
des végétaux
continentaux ou littoraux

accumulation
et compaction
de produits de l'érosion
glaciaire des continents

Contexte favorable

climat chaud et humide

évaporation intense
d'un bassin salé

marge continentale
anoxique à forte
productivité primaire

bassin continental
subsident à forte
productivité primaire

présence d'une calotte
glaciaire ou d'un glacier

Climat

		polaire		polaire
			tempéré froid	
		tempéré	tempéré	
	aride	aride		
tropical		tropical	tropical	

B – Les indices géochimiques (isotopiques) : le $\delta^{18}\text{O}$ des sédiments océaniques carbonatés

Chimie : rappels

L'oxygène a deux principaux isotopes stables :



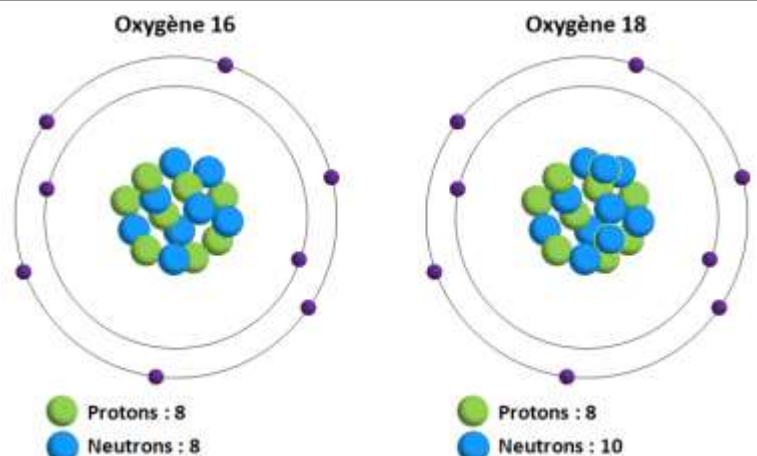
(le plus abondant dans la nature)

Numéro de masse (A) = 8 protons + 8 neutrons = 16 nucléons



Numéro de masse (A) = 8 protons et 10 neutrons = 18 nucléons

L' ^{16}O est donc plus léger que l' ^{18}O



Principe

Le $\delta^{18}\text{O}$ (« delta O 18 ») est un indicateur de la quantité d'isotope 18 de l'oxygène par rapport à celle de l'oxygène 16 dans un échantillon donné par rapport à une référence (un standard).

Selon la température, les isotopes de l'oxygène sont plus ou moins séparés l'un de l'autre par des processus physico-chimiques*, ce qui fait varier le $\delta^{18}\text{O}$.

**Explication : l'évaporation des océans se produit surtout au niveau de l'équateur. Les molécules d'eau légères, principalement H_2^{16}O , ont tendance à se concentrer davantage dans la vapeur. Lors de la condensation, quand cette vapeur se refroidit pour former des précipitations, ce sont les molécules plus lourdes, comme H_2^{18}O , qui se condensent en premier. Par conséquent, la proportion d' ^{18}O dans la pluie ou la neige varie selon la température et le stade du cycle d'évaporation-condensation.*

En mesurant à un endroit donné les variations du $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du temps, on peut ainsi déterminer les variations de la température moyenne, et donc du climat. Le $\delta^{18}\text{O}$ est ce qu'on appelle un « thermomètre isotopique »

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000$$

Méthode appliquée aux sédiments océaniques carbonatés

Les foraminifères sont des êtres vivants unicellulaires qui fabriquent leurs coquilles (= test) calcaires (CaCO_3) à partir des éléments chimiques de l'eau. Leur composition en isotopes ^{16}O et ^{18}O est donc similaire à celle de l'eau de mer.

À leur mort, les tests s'accumulent sur le plancher océanique et participent à la formation d'épaisses couches de sédiments carbonatés. L'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ contenu dans ces tests fossilisés permet alors de reconstituer les variations passées de la température des océans.

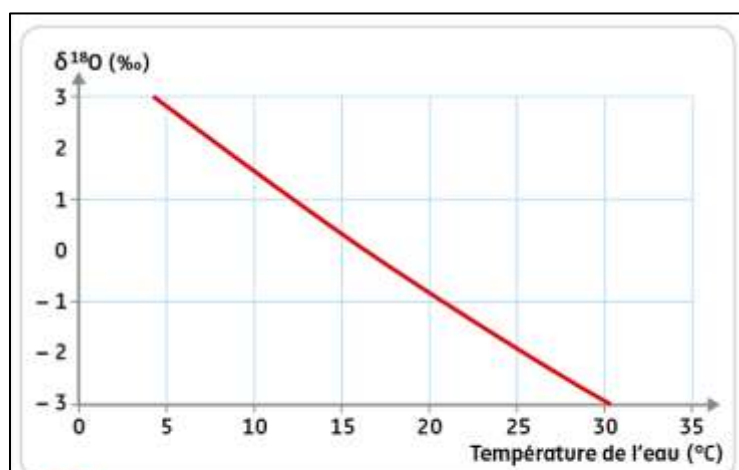
Le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les tests varie selon la température

Moins il y a d' ^{18}O dans un échantillon (exemple : glace ou fossile carbonaté), plus le $\delta^{18}\text{O}$ est faible.

- Quand le climat est froid (glaciation), beaucoup de glace retient l' ^{16}O , ce qui enrichit (de façon relative) l'océan en ^{18}O : les sédiments carbonatés ont un $\delta^{18}\text{O}$ élevé.

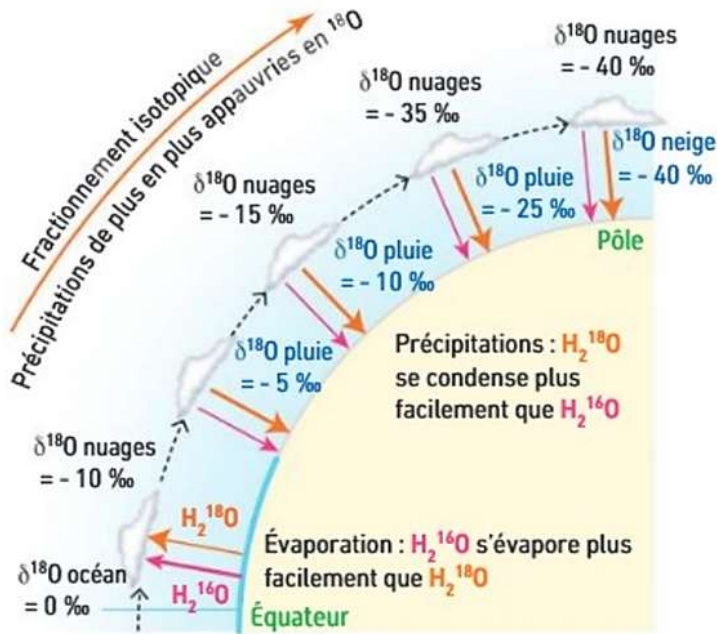
	$\delta^{18}\text{O}$ des glaces	$\delta^{18}\text{O}$ des carbonates
Période chaude	élevé	faible
Période froide	faible	élevé

- Quand le climat est chaud, moins de glace retient l' ^{16}O : les tests ont un $\delta^{18}\text{O}$ faible.



11 $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates en fonction de la température de l'eau. Ces données ont été calculées grâce à des mesures sur des coquilles formées récemment.

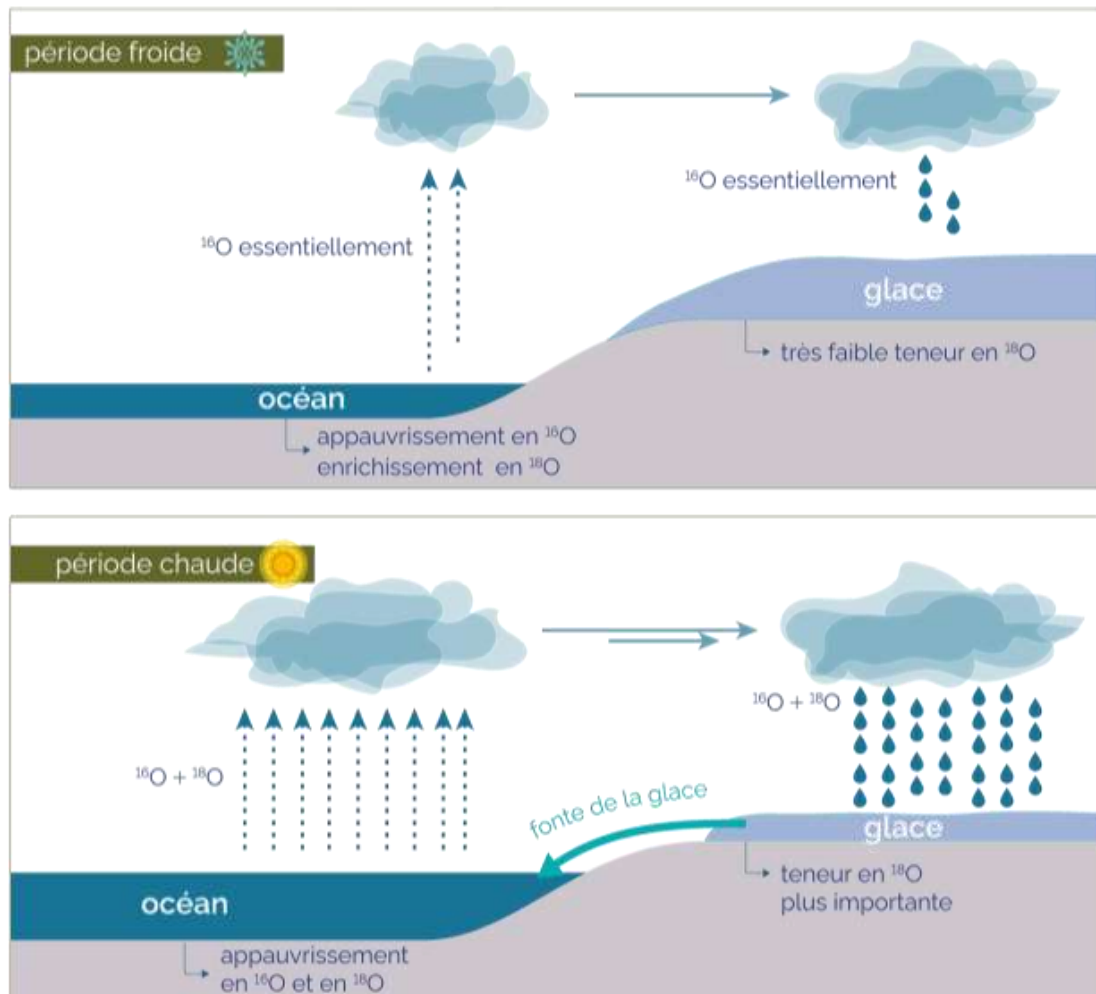
Explication détaillée



Sur Terre, l'évaporation océanique a lieu essentiellement au niveau de l'équateur. Les masses d'air se déplaçant vers les pôles se refroidissent, ce qui est à l'origine de précipitations sous forme de pluie ou de neige. Lors d'un changement de phase, le comportement d'une molécule d'eau dépend de sa masse, et donc de l'isotope de l'oxygène qu'elle contient. Ainsi, lors de l'évaporation, les molécules d'eau H_2^{16}O , plus légères, sont davantage concentrées dans la vapeur d'eau que les molécules H_2^{18}O . Lors de la condensation de la vapeur d'eau, à l'origine des précipitations, c'est le contraire : les molécules H_2^{18}O , plus lourdes, se condensent en premier. Le $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie ou de la neige va donc varier avec la température (B) et (C).

Fractionnement isotopique : différence de comportement entre différents isotopes d'un même élément chimique lors d'un processus physique ou chimique donné, si bien que le ou les rapports isotopiques varient au cours du processus.

Variations des teneurs en ^{16}O et ^{18}O de l'océan et des glaces polaires en fonction de la température



C - Les indices paléontologiques (fossiles)

Chaque être vivant a des exigences écologiques précises (température, profondeur des eaux, humidité, etc.). Quand on trouve un fossile, on suppose que l'organisme du passé avait des besoins similaires à ceux de ses "équivalents" actuels (principe d'actualisme).

Exemples de fossiles associés aux climats froids :

- Certaines espèces de foraminifères ;
- Conifères de hautes altitudes

Exemples de fossiles associés aux climats chauds :

- Certaines espèces de foraminifères ;
- Fougères arborescentes ;
- Coraux.

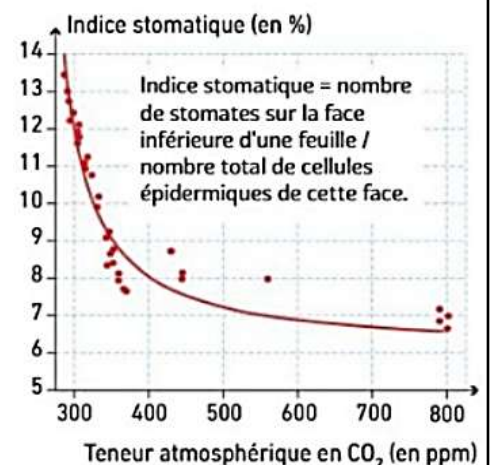
D. Autres indices/méthodes indirectes

D'autres méthodes peuvent être combinées afin de reconstituer les climats très anciens :

- L'indice stomatique : l'abondance des stomates à la surface de feuilles fossilisées est corrélée à celle du CO₂ atmosphérique de l'époque.

N.B. : Le taux de CO₂ atmosphérique actuel est d'environ 420 ppm (donnée variable selon les études).

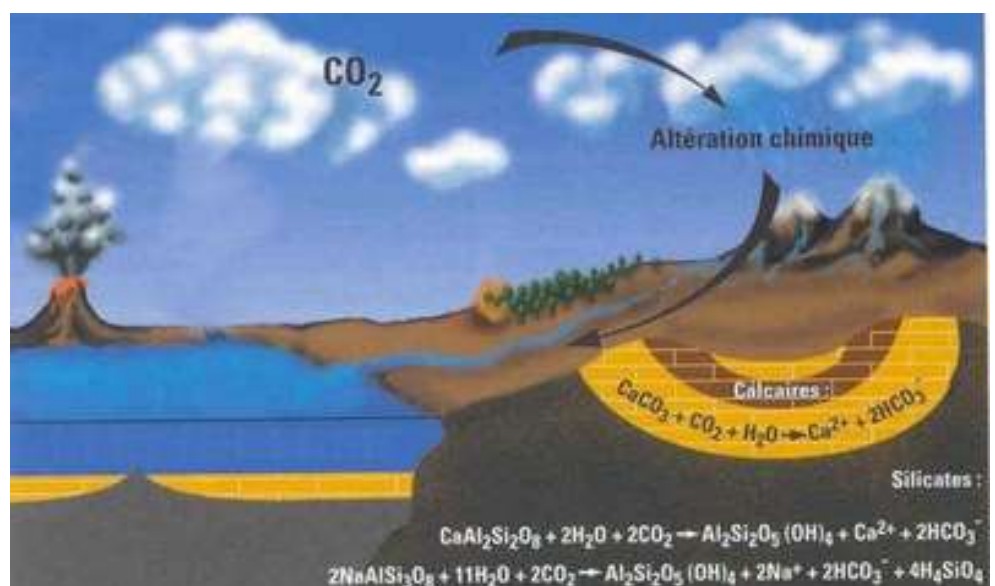
B Le calcul de l'indice stomatique de plusieurs fossiles de feuilles de *Ginkgo biloba*, datant de la fin du Crétacé, a donné un résultat de 7,09 %.



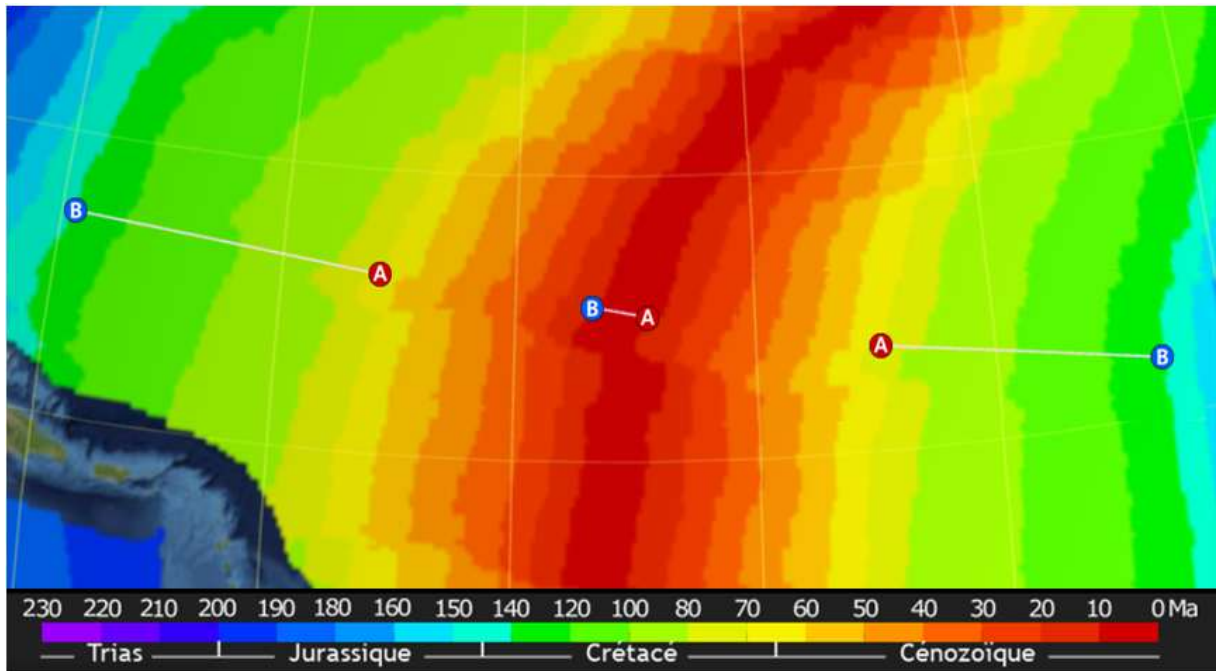
- L'étude des roches détritiques et des roches sédimentaires carbonatées permet de reconstituer l'intensité de l'altération chimique des roches silicatées (ex. : granite), un processus majeur de consommation de CO₂ atmosphérique.

En effet, l'altération des roches magmatiques (exposées lors de la formation de reliefs), puis la précipitation des produits de l'érosion, consomment du CO₂ atmosphérique.

La formation d'un relief comme l'orogénèse hercynienne peut ainsi conduire à une baisse de la concentration en CO₂ atmosphérique et une entrée en glaciation.



- La reconstitution des vitesses d'expansion des fonds océaniques permet d'estimer les quantités de CO₂ libérées par l'activité magmatique des dorsales.



Mesure de distances entre deux ensembles géologiques du même âge au niveau de la dorsale océanique. Logiciel Tectoglob3D

II - Indices climatiques réservés à l'étude du Quaternaire.

Certains indices de variations climatiques ne sont utilisés que pour le Quaternaire (derniers 2,6 millions d'années).

Ils reposent sur des éléments qui n'existaient pas encore avant, ou qui ne se conservent pas sur des échelles de temps longues.

A. Les indices géologiques

- Stries glaciaires : rainures à la surface des roches tracées par le frottement de particules plus dures entraînées à la base d'un glacier.



- Blocs erratiques : gros blocs rocheux transportés sur de longues distances par les glaciers, puis déposés après leur fonte.

Photographie, en 2003, du "Gros Caillou" sur le Plateau de la Croix-Rousse, Lyon (69)

⇒ *déposé à plus de 175 km des formations de Haute Maurienne par les glaciers du Riss*

- Vallées glacières et moraines : l'écoulement de la glace érode les roches en formant des vallées glaciaires en auge (en U). On observe également que les glaciers transportent des roches qu'ils déposent lors de leur fonte ou de leur retrait : ce sont les moraines.



Une langue glaciaire et le front d'un glacier.

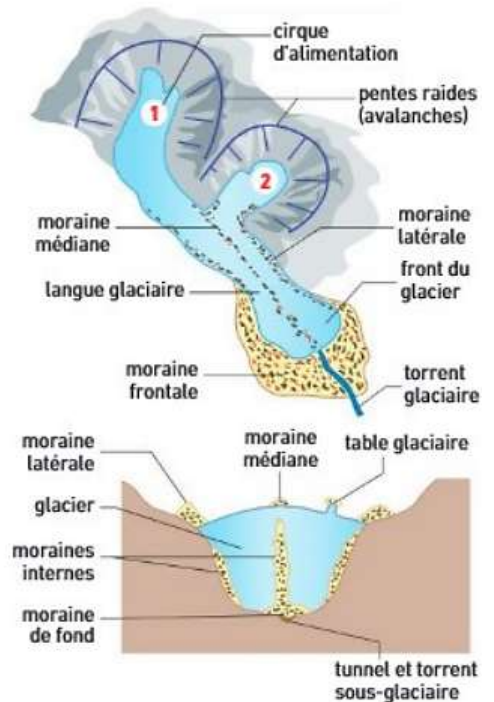
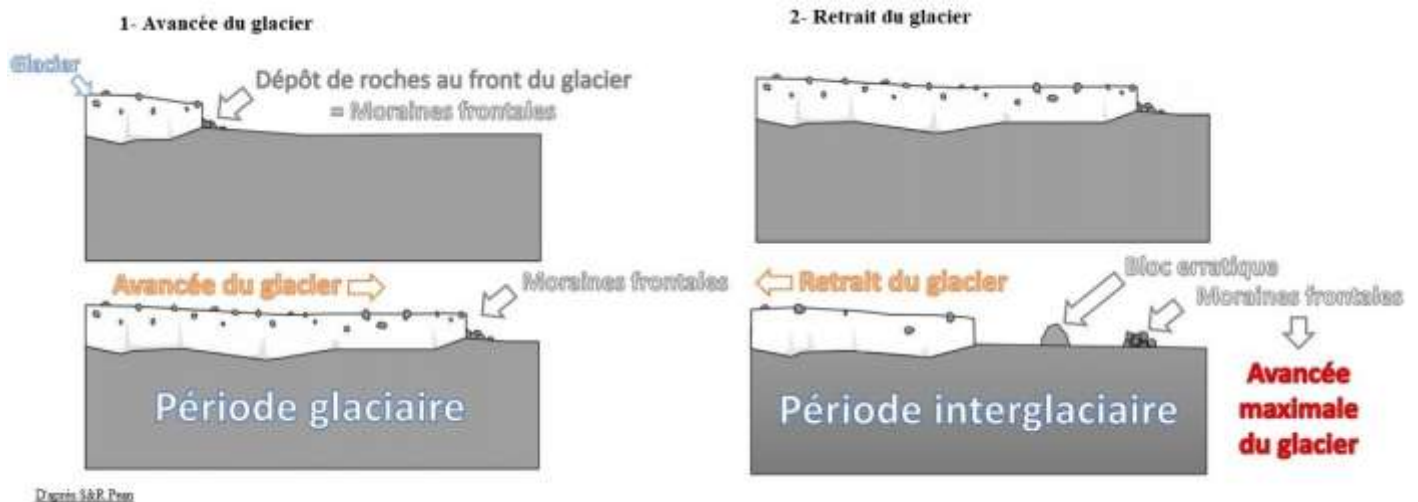


Schéma d'un glacier, vu de haut et en coupe transversale.

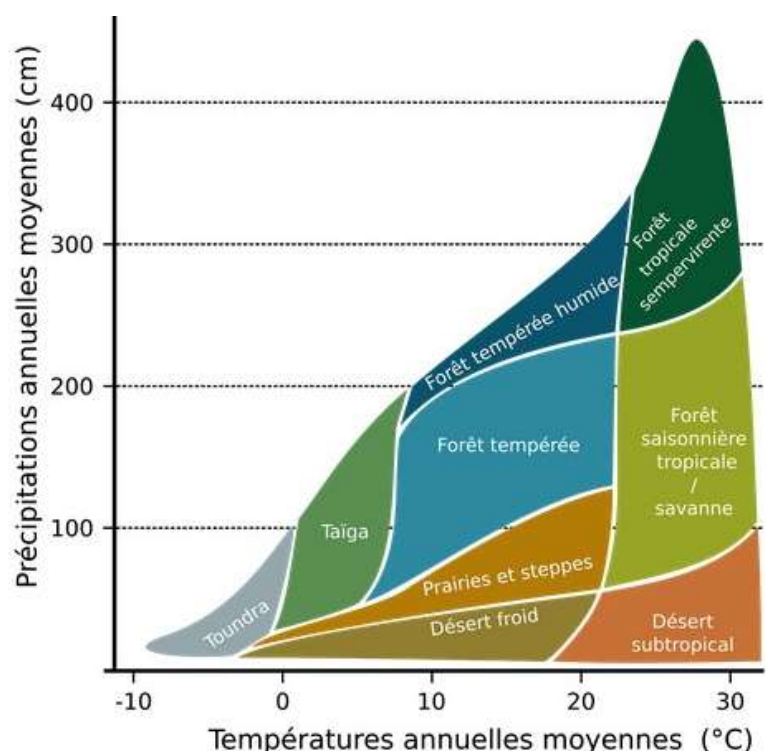


B – Les indices paléoécologiques : les pollens fossiles

TP - Palynologie et changements climatiques au Quaternaire (de - 2,58 Ma à aujourd'hui)

Les principales associations végétales (forêt tropicale dense, savane, steppe, forêt tempérée ou encore toundra) sont appelées des biomes.

Un biome (du grec bios = vie) représente un territoire qui se caractérise par un climat, un milieu physique, chimique et une biocénose (ensemble d'êtres vivants) spécifique.



D'après le principe d'actualisme, on peut supposer que, dans le passé, les lois qui régissaient la répartition des végétaux étaient similaires à celles d'aujourd'hui. La végétation ancienne (paléovégétation) constitue donc un indicateur fiable. Elle permet de reconstituer les biomes passés (température, hygrométrie) et d'enregistrer ainsi les variations climatiques.

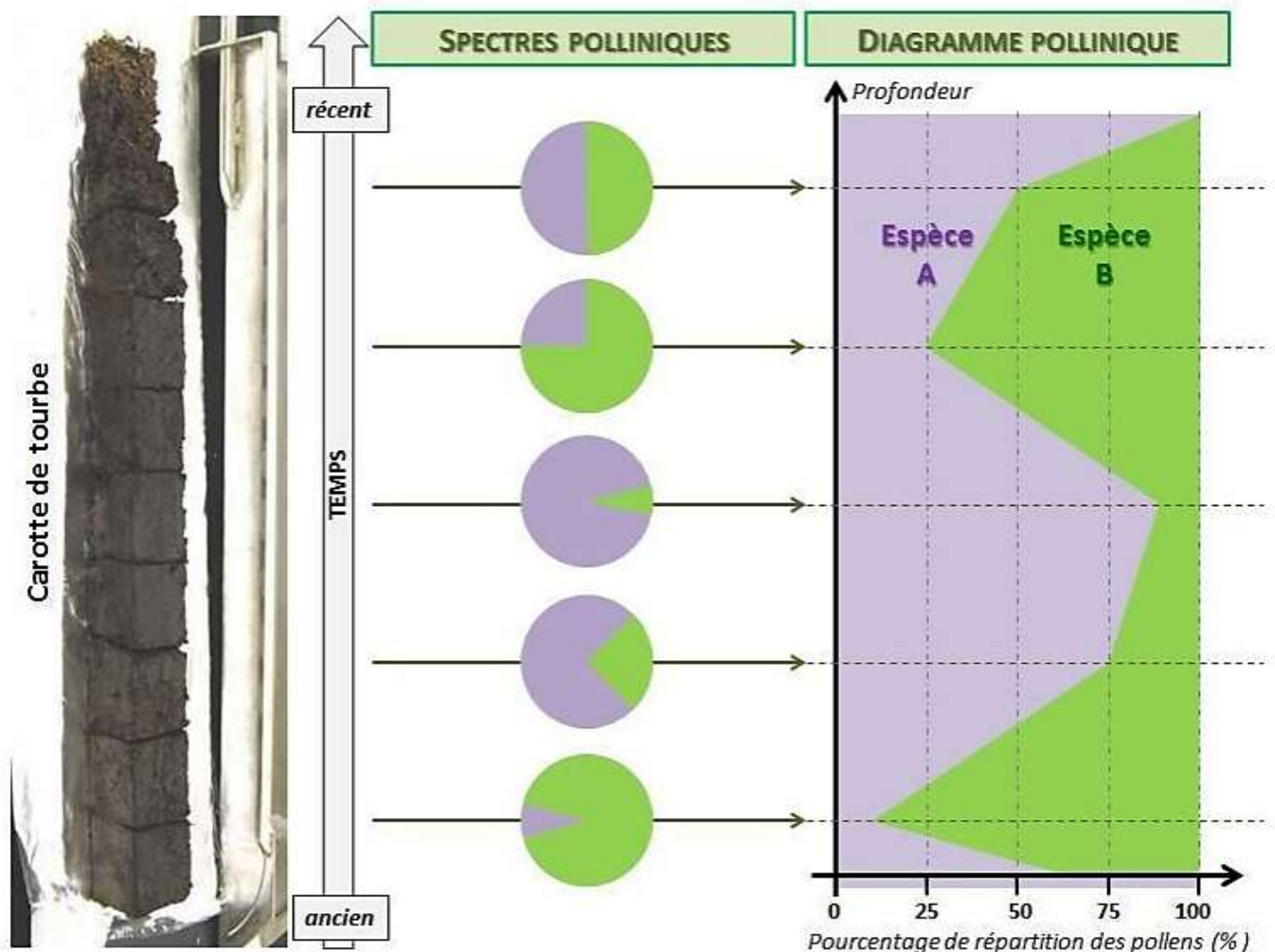
Méthode

La tourbe est une matière organique fossile formée par l'accumulation, sur de longues périodes, de débris végétaux non totalement décomposés dans un milieu saturé en eau ([lien](#)).

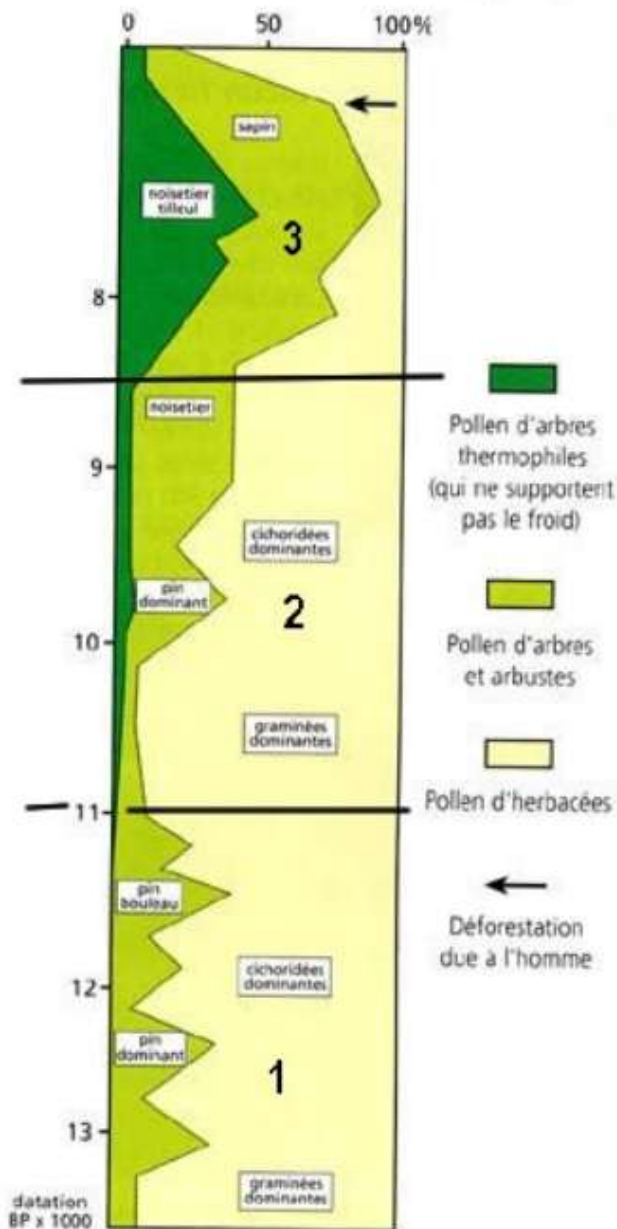
On réalise des carottes de tourbes que l'on analyse afin d'extraire les pollens ([lien vidéo](#)). Ceux-ci sont caractéristiques de l'espèce qui les a produits.

A chaque niveau de la carotte, on compte les pollens afin de réaliser un spectre pollinique puis, sur l'ensemble de la carotte, on représente le diagramme pollinique qui indique le pourcentage des différentes espèces en fonction de la profondeur, donc du temps.

Exemple d'exploitation d'un diagramme pollinique :



Proposition des différents pollens



Le diagramme pollinique permet de reconstituer l'évolution du climat depuis 14 000 ans.

On distingue 3 périodes correspondant à 3 associations végétales notées dans le tableau :

végétaux actuels	préférence climatique
noisetier, tilleul	climat tempéré température +3 à +18°C
pin, bouleau, sapin	climats tempérés (domaines continentale et montagnard) ou froid température -10 à +5°C
graminées (= poacées) cichoriées (plantes apparentées aux pissenlits)	climat froid et sec les cichoriées deviennent dominantes par rapport aux graminées si la température s'élève.

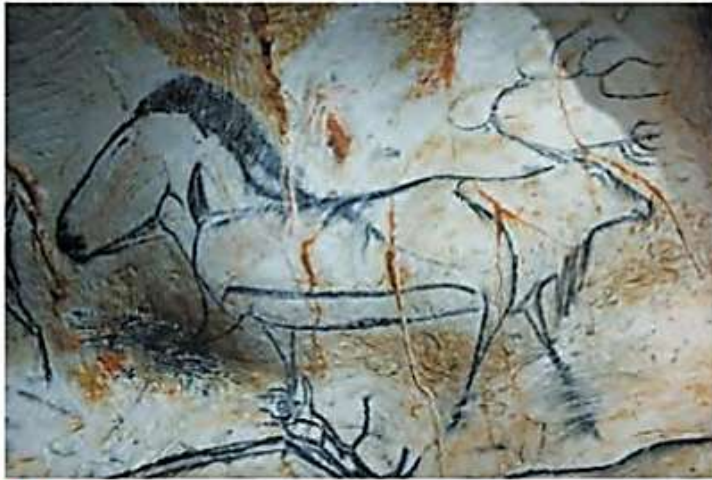
Le climat s'est donc réchauffé dans cette région par rapport à ce qu'il était il y a 14 000 ans.

N.B. Les résultats doivent être corrélés avec ceux d'autres sites géographiques pour être significatifs.

Biome : ensemble d'écosystèmes caractéristique d'une aire biogéographique et nommé à partir de la végétation et des espèces animales qui y prédominent et y sont adaptées.

C. Les indices préhistoriques

L'étude des peintures rupestres du paléolithique nous informe sur la faune côtoyée par l'Homme, et donc sur le climat et ses évolutions.



A Panneau des rennes de la grotte Chauvet (~30 000 ans).

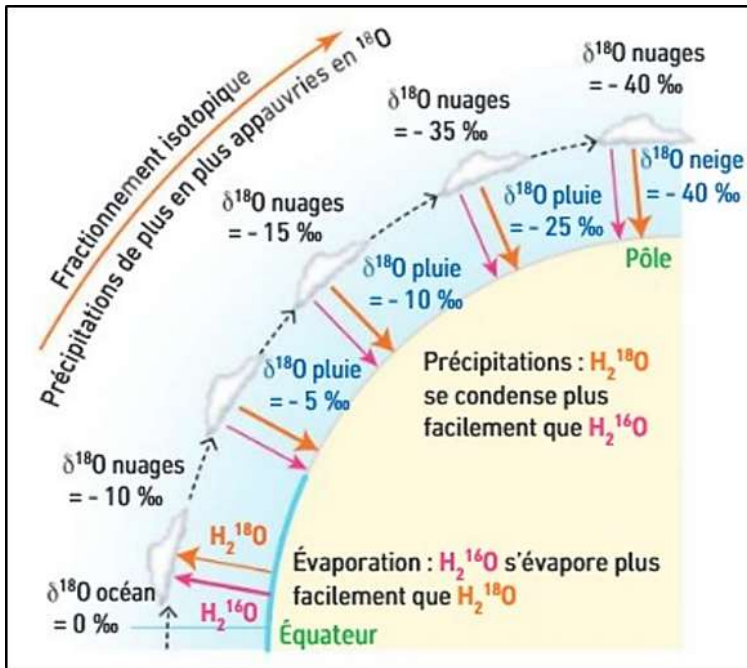


Les Hommes du Paléolithique* ont représenté sur les parois des grottes les animaux qu'ils côtoyaient : chevaux sauvages, bouquetins, cervidés, mammouths... Certains de ces animaux ont disparu mais d'autres existent toujours. Dans des grottes du sud de la France (**A**), on retrouve des peintures de mammifères adaptés à un climat froid et sec, comparable au climat actuel de la Sibérie (**B**).



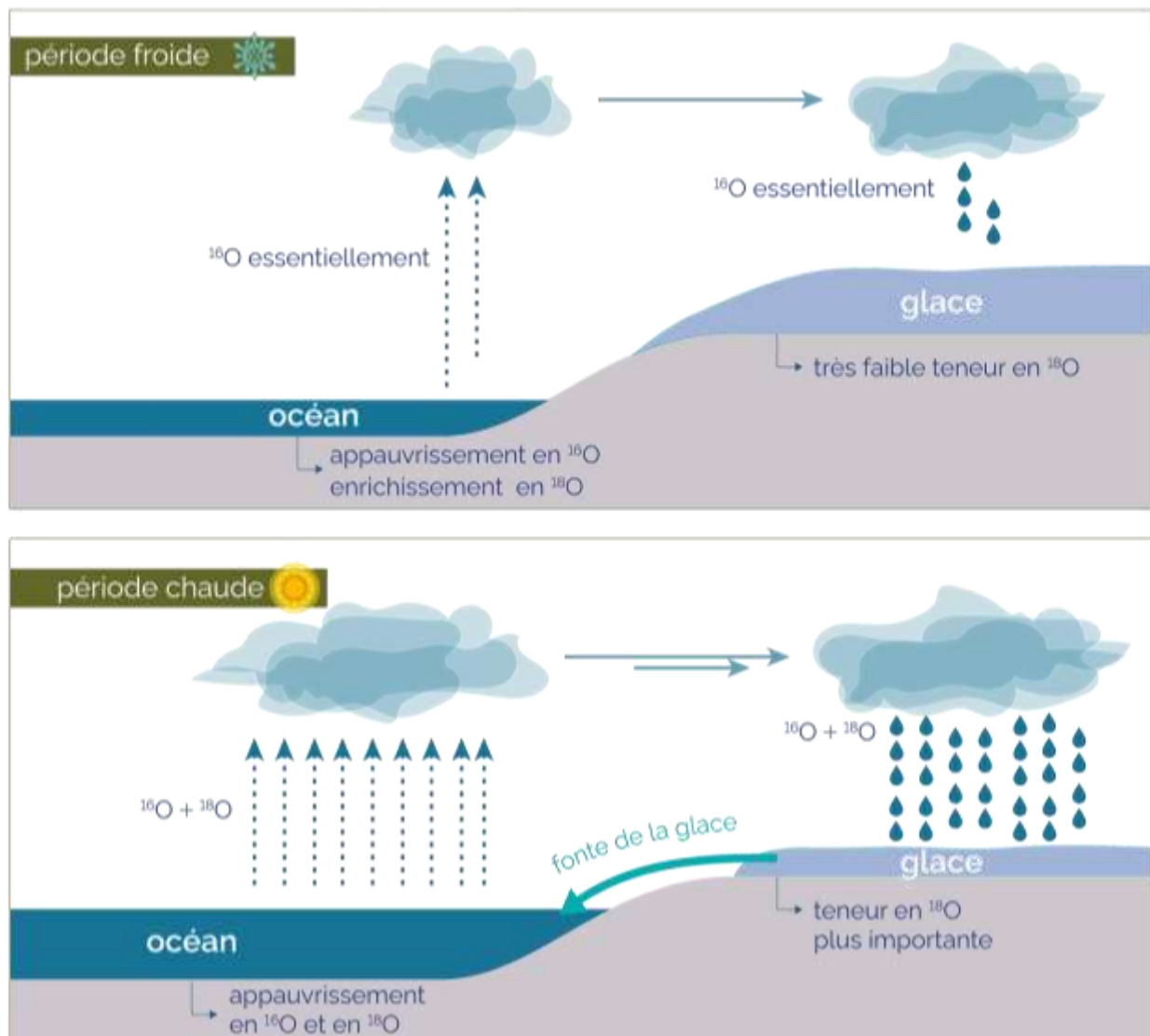
D – Les indices géochimiques : le $\delta^{18}\text{O}$ des glaces.

Il repose sur même principe que celui des sédiments carbonatés (confer cours I).

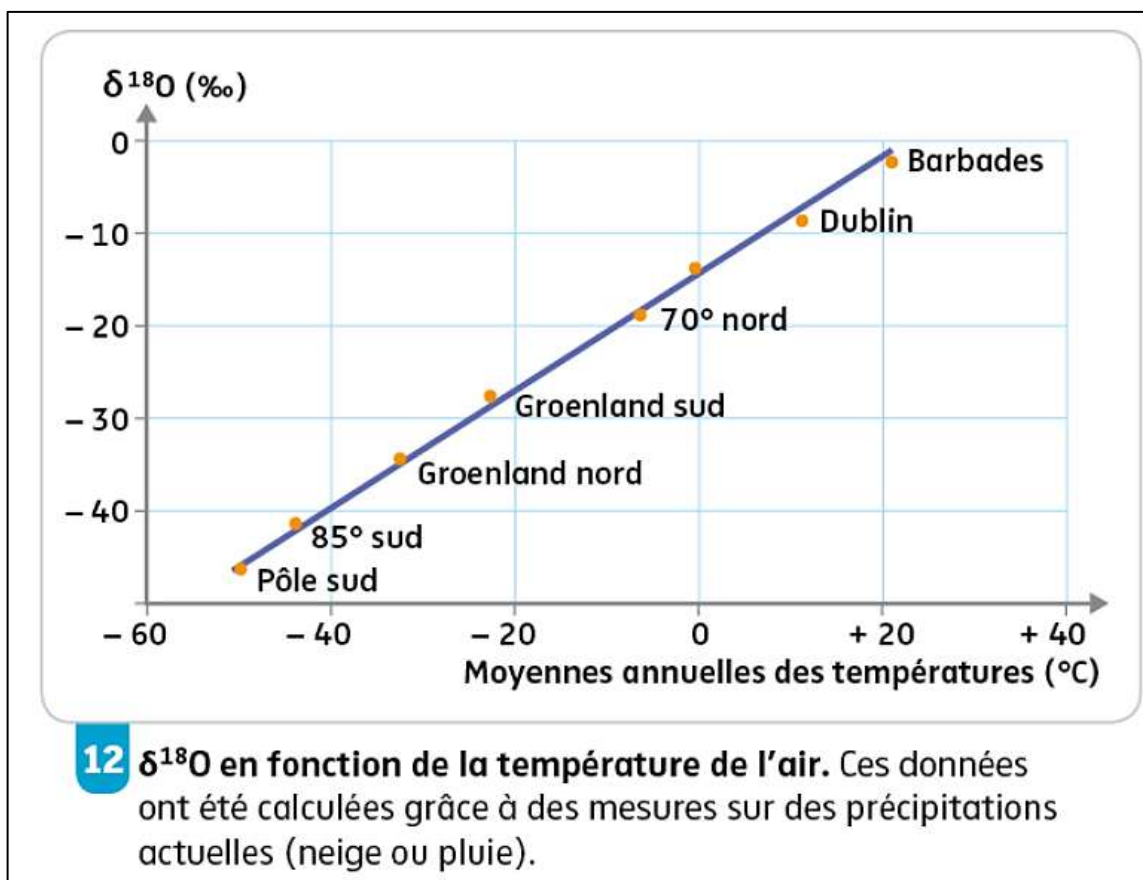


Sur Terre, l'évaporation océanique a lieu essentiellement au niveau de l'équateur. Les masses d'air se déplaçant vers les pôles se refroidissent, ce qui est à l'origine de précipitations sous forme de pluie ou de neige. Lors d'un changement de phase, le comportement d'une molécule d'eau dépend de sa masse, et donc de l'isotope de l'oxygène qu'elle contient. Ainsi, lors de l'évaporation, les molécules d'eau H_2^{16}O , plus légères, sont davantage concentrées dans la vapeur d'eau que les molécules H_2^{18}O . Lors de la condensation de la vapeur d'eau, à l'origine des précipitations, c'est le contraire : les molécules H_2^{18}O , plus lourdes, se condensent en premier. Le $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie ou de la neige va donc varier avec la température (B) et (C).

Variations des teneurs en ^{16}O et ^{18}O de l'océan et des glaces polaires en fonction de la température



Plus la température est élevée, plus le $\delta^{18}\text{O}$ des glaces est fort. On a ainsi établi une droite de référence au sein des glaces polaires. En appliquant le principe d'actualisme, on peut donc se servir du $\delta^{18}\text{O}$ au sein des glaces pour retrouver la température des climats passés.



	$\delta^{18}\text{O}$ des glaces	$\delta^{18}\text{O}$ des carbonates
Période chaude	élevé	faible
Période froide	faible	élevé

D - Autres données des glaces.

Chaque année, une couche de glace se forme aux pôles. La neige accumulée se compacte. On peut alors appliquer le principe de superposition : les glaces les plus profondes sont les plus anciennes.

Méthode

On prélève des carottes de glaces polaires dans lesquelles on mesure la concentration en CO_2 des bulles de gaz piégées dans la glace.

La glace piège ainsi des bulles de l'air présent à la période où la neige est tombée et s'est accumulée.

Ces bulles contiennent des informations sur la teneur en gaz à effet de serre (= GES : CO_2 , CH_4 et H_2O vapeur) de l'atmosphère à l'échelle de la planète et donnent des informations sur le climat de l'époque.