

Les outils isotopiques en Sciences de la Terre

Plan de l'exposé

- Les isotopes : propriétés et mesures
- Géochimie des isotopes stables
 - Fractionnement isotopique
 - Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène
 - Isotopes du carbone
- Les isotopes radioactifs
 - Principales relations
 - Quelques méthodes de datation :
 - Rb-Sr, K-Ar, ^{14}C

Chapitre 1. Les isotopes : propriétés et mesures



Rappels sur les atomes

X espèce atomique (U, Pb, C, Rb, ...)

M • nombre de nucléons

nucléon : particule du noyau (proton ou neutron)

• c'est aussi la masse molaire (g/mol), soit N atomes

N : nombre d'Avogadro ($6,023 \cdot 10^{23}$)

Ex. U^{238}

• uranium avec 238 nucléons dans le noyau

• N atomes = 1 mole d' U^{238} pèse 238 g

Z nombre de protons du noyau = numéro atomique

Ex. U^{238}_{92}

possède 92 protons

M-Z nombre de neutrons

Ex. U^{238}_{92}

possède $238-92=146$ neutrons

Les isotopes

Les isotopes d'un élément chimique X :

- ont tous le même nombre atomique
=> même nombre de protons (Z)
- des masses atomiques différentes
=> nombre de nucléons différent (M)
=> nombre de neutrons différent (M-Z)

Exemple :

- O_8^{16}
 - possède 8 protons, 8 neutrons, 16 nucléons
 - a une masse molaire de 16 g/mol
- O_8^{18}
 - possède 8 protons, 10 neutrons, 18 nucléons
 - a une masse molaire de 18 g/mol



Abondances isotopiques

L'abondance isotopique s'exprime :

- en % :
 - O^{16} : 99,759 %
 - O^{17} : 0,037 %
 - O^{18} : 0,203 %

• par le rapport au nombre d'atomes d'un isotope donné
 Sr^{84} : 0,56 % ; Sr^{86} : 9,86 % ; Sr^{87} : 7,02 % ; Sr^{88} : 82,56 %

$$\left\{ \frac{Sr^{87}}{Sr^{86}} \right\} = 0,712$$

• par l'écart du rapport isotopique à un échantillon de comparaison

$$\delta = 1000 \times \left\{ \frac{R_{\text{échantillon}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \right\}$$

L'unité est le "pour mille" (‰)



Mesure des rapports isotopiques

Les particules à analyser sont :

- accélérées par un champ électrique
- déviées par un champ magnétique ce qui va modifier leur trajectoire suivant leur masse.

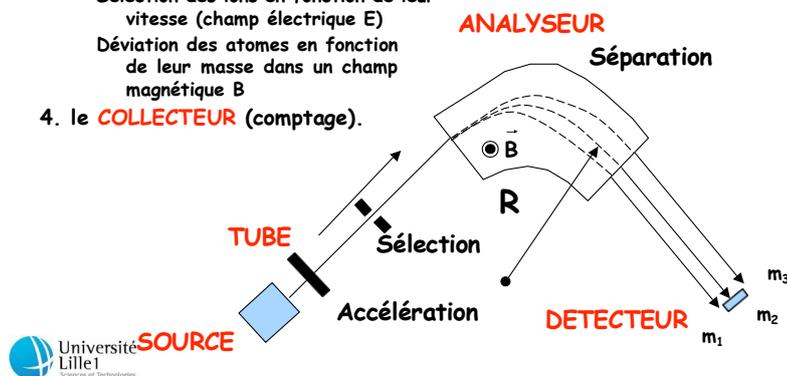


Spectrométrie de masse

Spectromètre de masse

Il est composé de quatre parties.

1. la **SOURCE** : où l'on ionise les molécules
Introduction de l'échantillon sous forme gazeuse
Bombardement par un faisceau électronique (ionisation)
2. le **TUBE**: accélération
Les ions sont accélérés dans un champ électrique (1000 à 8000 V)
3. l'**ANALYSEUR**: séparation des ions
Sélection des ions en fonction de leur vitesse (champ électrique E)
Déviation des atomes en fonction de leur masse dans un champ magnétique B
4. le **COLLECTEUR** (comptage).



Chapitre 2 : Les isotopes stables : traçages des sources, des processus terrestres et des paléotempératures

Chapitre 2 : Les isotopes stables

2.1. Notations et fractionnement isotopique

Géochimie des isotopes stables

- Pas de datation
- Traçage des sources : réservoirs
- Détermination des processus géologiques
- Détermination des paléotempératures



Les isotopes stables en géochimie

Un fractionnement se produit lorsque deux isotopes ont une masse qui diffère de quelques pourcents

⇒ On peut détecter des fractionnements chez les éléments légers

H								He
Li	Be		B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg		Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca							

 Élément de base pour la géochimie  Élément exploité depuis peu



Notation δ et standards internationaux

• notation δ

$$\delta = 1000 \times \left(\frac{R_{\text{échantillon}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \right) \quad \left. \vphantom{\delta} \right\} \begin{array}{l} \text{L'unité est le} \\ \text{"pour mille" (\text{‰})} \end{array}$$

Elt	Couple	δ	Standard international
O	$^{18}\text{O} - ^{16}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	SMOW ("Standard Mean Ocean Water")
H	$^2\text{H} - ^1\text{H}^*$	$\delta\text{D} = \delta^2\text{H}$	SMOW
C	$^{13}\text{C} - ^{12}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$	PDB (Pee Dee Belemnite, formation de Caroline du Sud)
N	$^{14}\text{N} / ^{13}\text{N}$	$\delta^{14}\text{N}$	atmosphère
S	$^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S}$	troilite (FeS) du Cañon Diablo (Meteorite Crater, Arizona)

* appelé deutérium



Relations élémentaires

• Rapport isotopique : $R = \frac{[\text{isotope lourd}]}{[\text{isotope léger}]}$

• Fractionnement isotopique entre une phase A et une phase B :

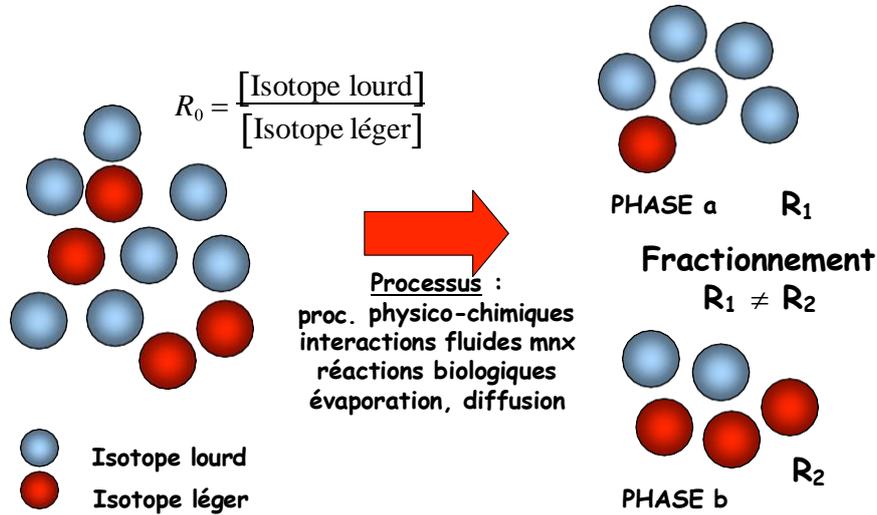
$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

• Quelle est la relation entre α et δ ?

$$\Delta_{A-B} \equiv \delta_A - \delta_B \equiv 1000 \ln(\alpha_{A-B})$$



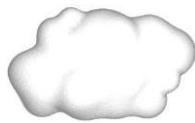
Fractionnement isotopique



Exemple : évaporation

$\alpha_2 = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_2 < \alpha_1 = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_1$
 Il y a plus de ^{16}O dans la
 vapeur d'eau

NUAGE
 $\delta^{18}\text{O} = -13\text{‰}$



Processus : évaporation

OCÉAN
 $\delta^{18}\text{O} = 0 \text{‰}$



C. McClaire

Suite au
 prochain
 épisode ...

Thermodépendance

en temps que constante de réaction, α est une fonction de la température → géothermomètre

$$1000 \times \ln(\alpha_{A}^B) = -\frac{C_1 \times 10^6}{T^2} + C_2$$

dans laquelle :

- C_1 et C_2 sont des constantes
- T est la température en K

Les géothermomètres isotopiques sont indépendants de la pression



Informations apportées par les isotopes stables

- La température d'équilibre entre les minéraux ou des fluides hydrothermaux et des minéraux
- L'origine des fluides géologiques et des roches
- Les processus physiques et chimiques qui affectent les roches et les fluides comme le dégazage, évaporation, échanges, ...



Chapitre 2 : Les isotopes stables

2.2. Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène

2.2.a. Généralités

Les isotopes de l'oxygène

L'oxygène :

•élément le plus abondant sur la Terre

•possède 3 isotopes :

• ^{16}O = 99,763 %

• ^{17}O = 0,037 %

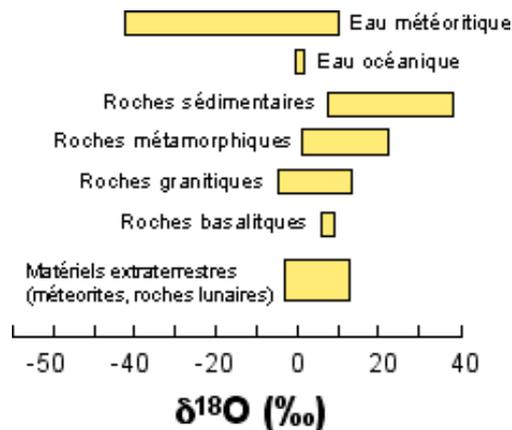
• ^{18}O = 0,199%

•On utilise le $\delta^{18}\text{O}$

•Variations : entre -40 et +40 ‰



Les isotopes de l'oxygène



Les isotopes de l'hydrogène

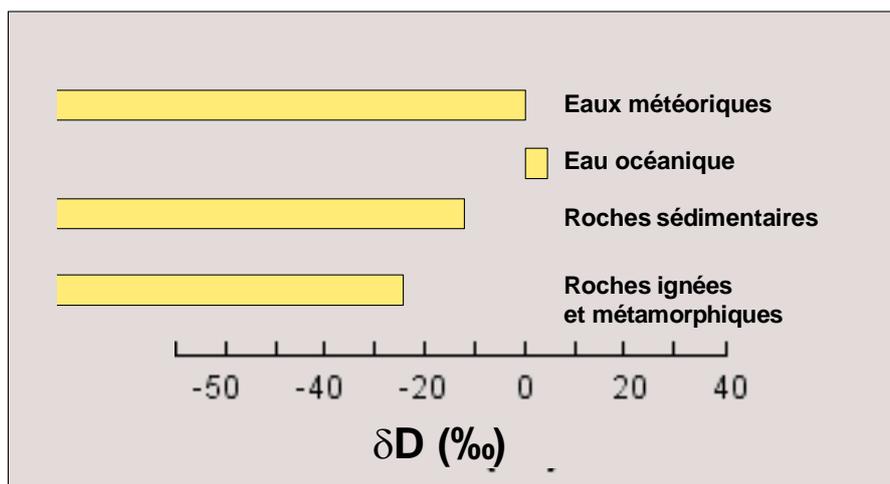
L'hydrogène :

- élément omniprésent (H_2O , CH_4 , manteau, ...)
- possède 3 isotopes :
 - 1H = 99,98%
 - 2H (deutérium) = 0,01%
 - 3H (tritium) est radioactif (12,5 ans)
- le plus léger des éléments et celui dont le contraste de masse entre deux isotopes est le plus grand

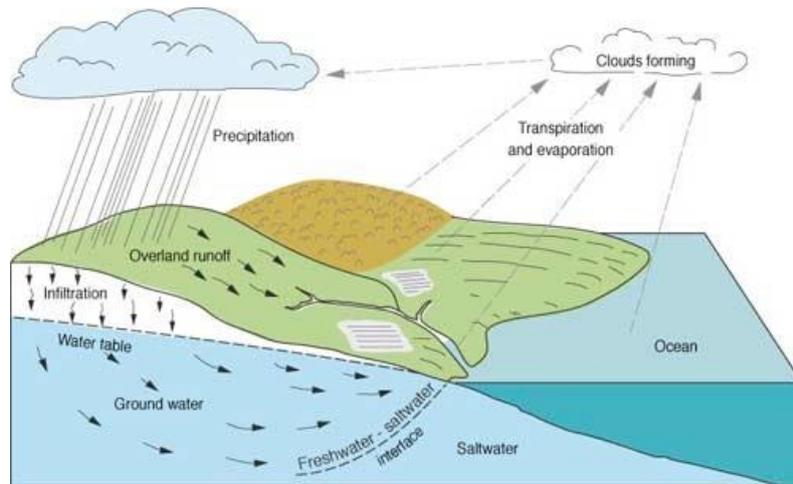


Variations : entre -350 et +50 ‰

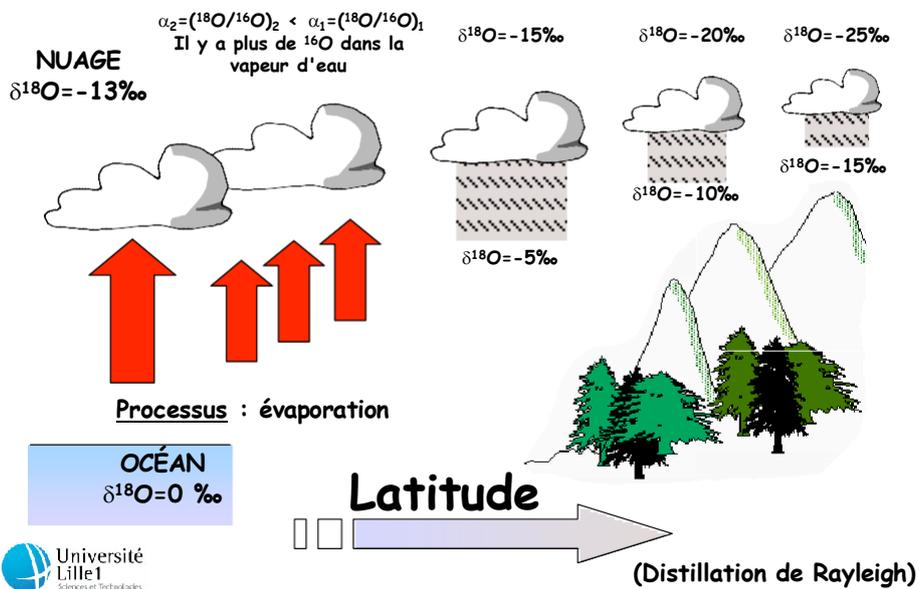
Les isotopes des roches



Cycle exogène



Ex : évaporation/précipitation



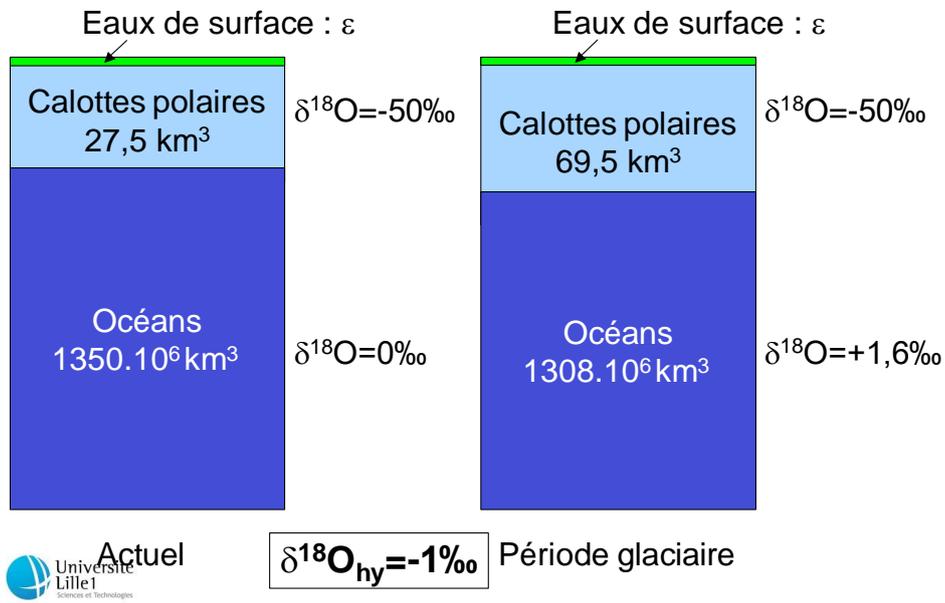
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ de l'eau de mer ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$)

- Actuellement de 0 ‰ par convention (SMOW)
- Balance entre deux processus indépendants
 - altération de HT des basaltes au niveau des rides
=> augmentation de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$
 - altération de BT de la croûte océanique et des continents
=> diminution de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$

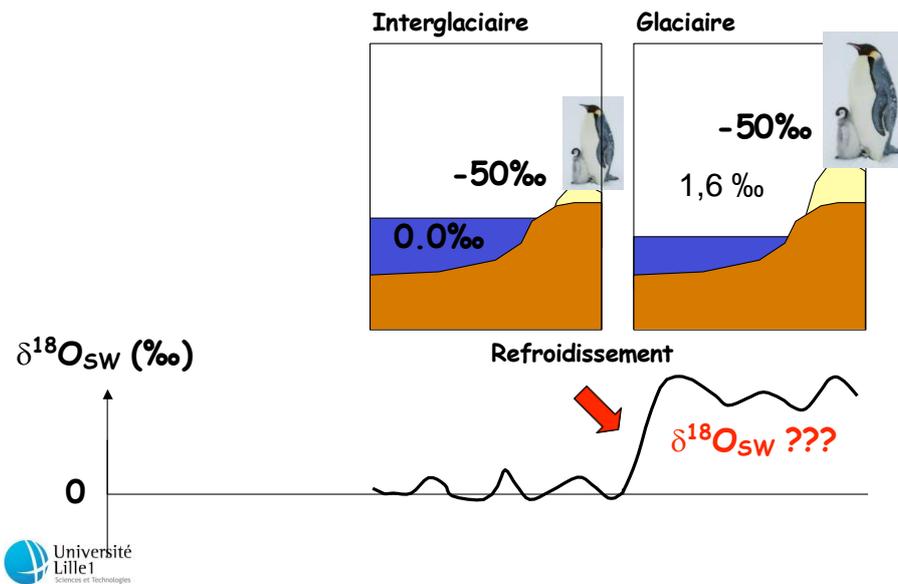
$\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ de l'eau de mer ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$)

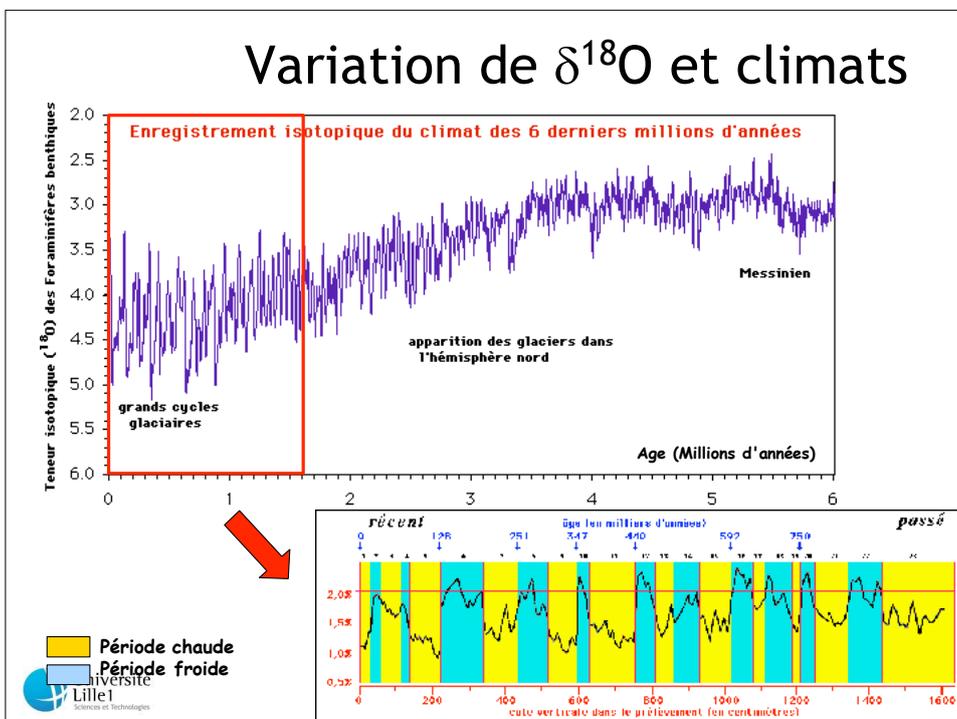
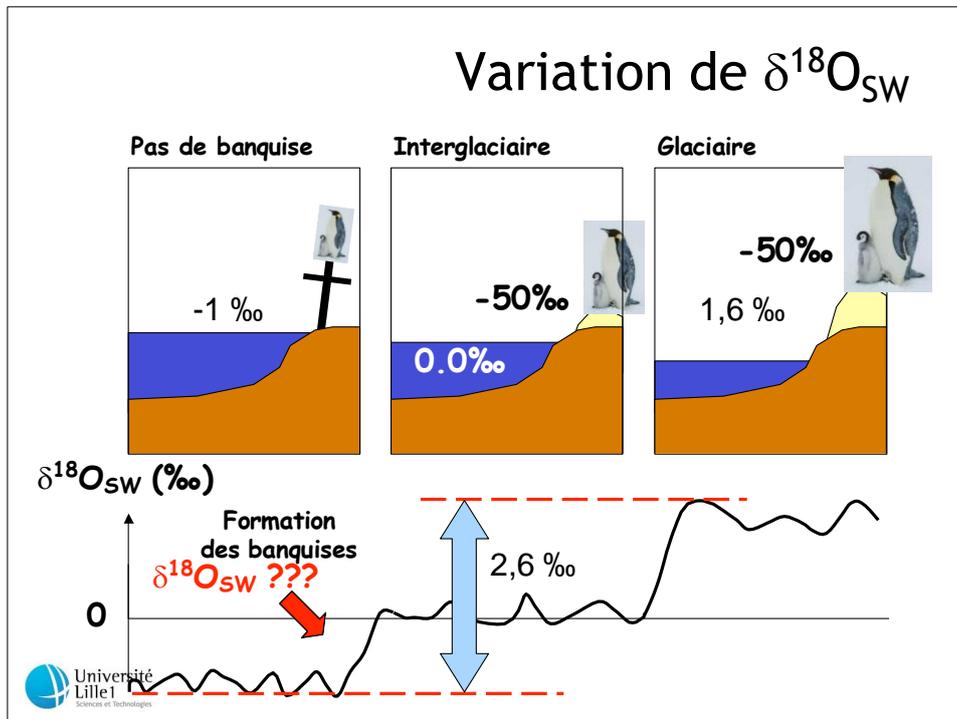
- Actuellement de 0 ‰ par convention (SMOW)
- Peut varier localement par :
 - les apports par rivières (grands estuaires) : $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}} < 0$ ‰
 - une forte évaporation (bassins fermés): $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}} > 0$ ‰
 - fonte des glaces ($<<0$) (zones polaires)
- A varié au cours du temps en fonction de :
 - les interactions océans/basaltes en fonction de l'activité des rides médio-océaniques
 - le volume de glace piégé dans les banquises le volume de glace piégé dans les banquise

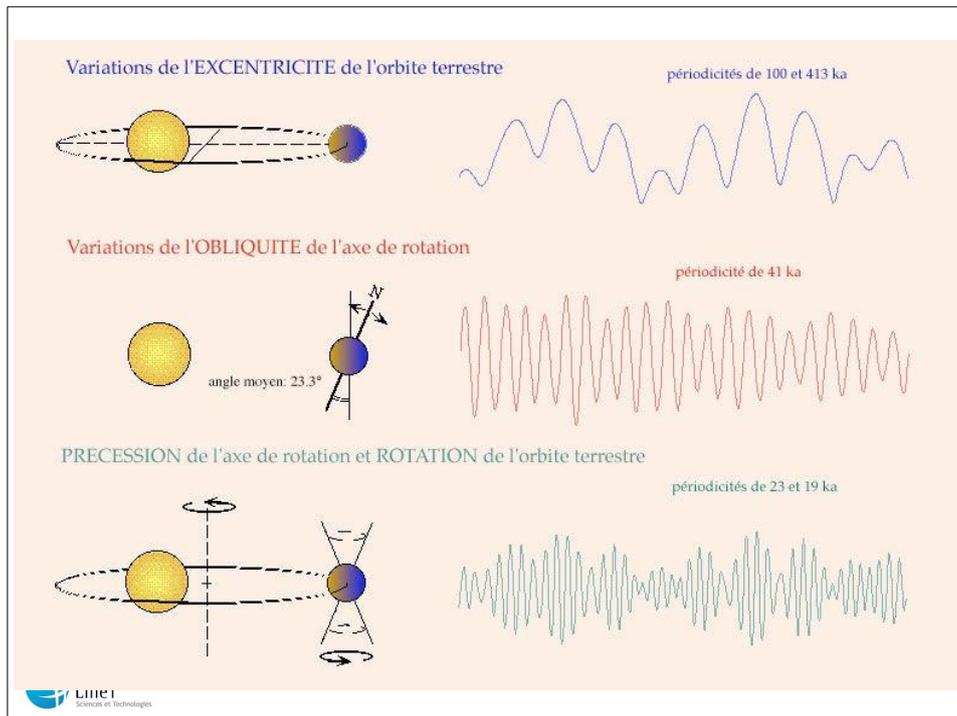
Cycles glaciaires/interglaciaires



Variation de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$







Paléoclimatologie

Les **foraminifères** prélèvent de l'oxygène (carbonates) pour fabriquer leur test :



$$\alpha_{\text{foram-SW}} = 1,0286 \text{ à } 25^\circ\text{C}$$

$$\Delta_{\text{foram-SW}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{foram}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{SW}} = 1000 \ln(\alpha_{\text{foram-SW}})$$

$\delta^{18}\text{O}_{\text{foram}}$

- la calcite est enrichie en ^{18}O
- la **température** de l'eau de mer
- le fractionnement **biologique**
attention aux modif. **diagénétiques**

Paléothermicité des océans

$\Delta_{\text{foram-SW}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{foram}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{SW}} \rightarrow$ indicateur de **température**

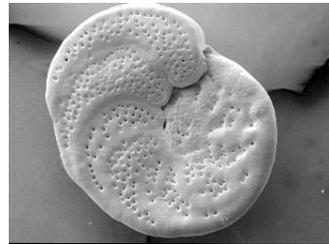
$$t(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,2 \times \Delta_{\text{foram-SW}} (+0,12 \times \Delta_{\text{foram-SW}}^2)$$

· Au fond des océans : $t = \text{constante}$

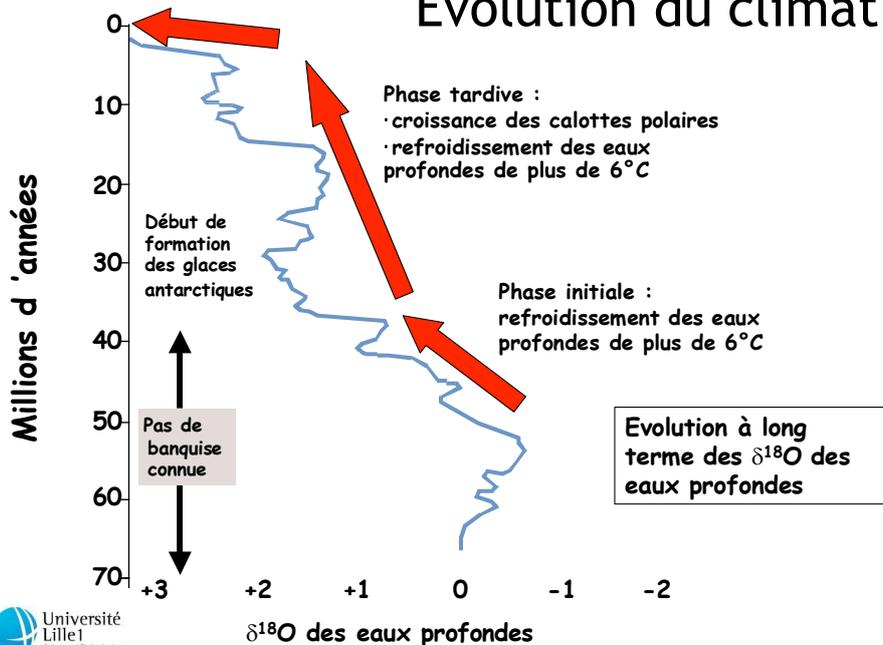
$\Delta_{\text{foram-SW}}$ est :
 ⇒ une fonction de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$
 ⇒ fonction du volume des **banquises**
 ⇒ fonction des **glaciations**

Site EducNet

La détermination des ^{18}O dans les foraminifères **benthiques** est le fondement de la paléoclimatologie du Quaternaire



Evolution du climat



Cycle exogène

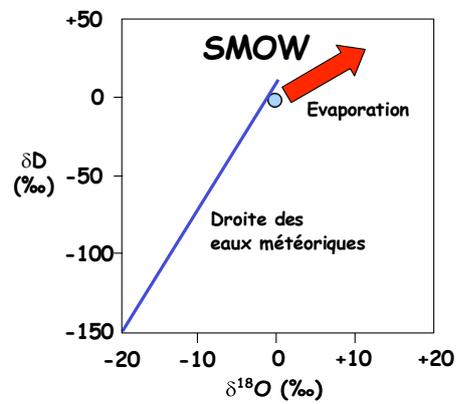
Eau de mer (SMOW) :

• $\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰}$; $\delta\text{D} = 0 \text{ ‰}$ (par convention)

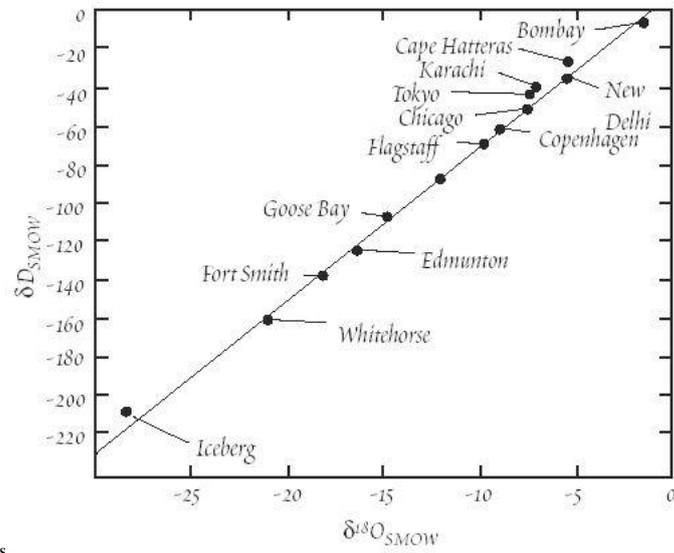
• Les $\delta^{18}\text{O}$ et δD des eaux naturelles (océan, pluies, rivières, lacs) se placent selon une droite d'équation :

$$\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$$

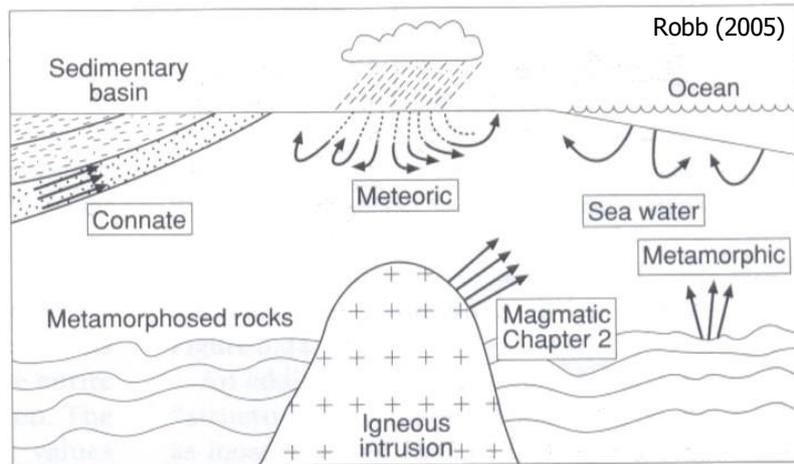
• Les eaux résiduelles évoluent en sens inverse (bassins fermés)



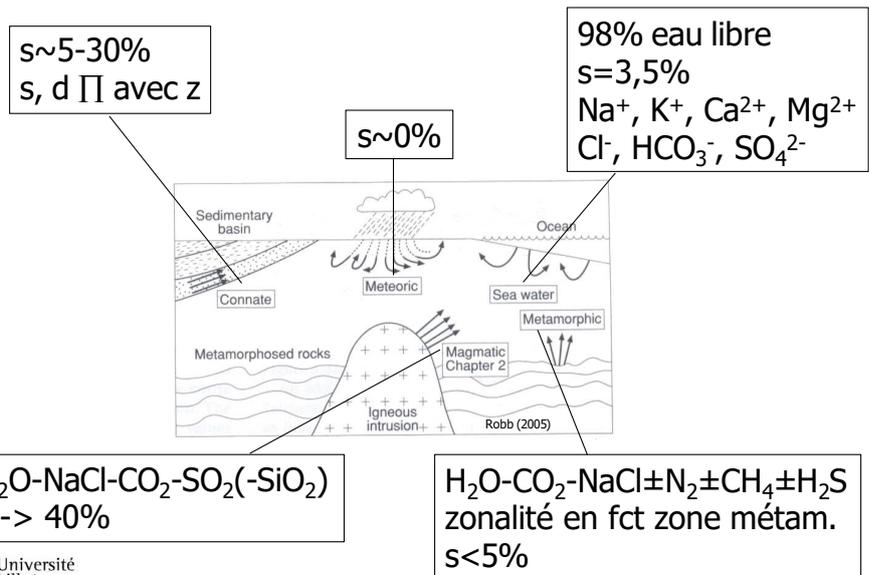
La corrélation $\delta^{18}\text{O}$ - δD



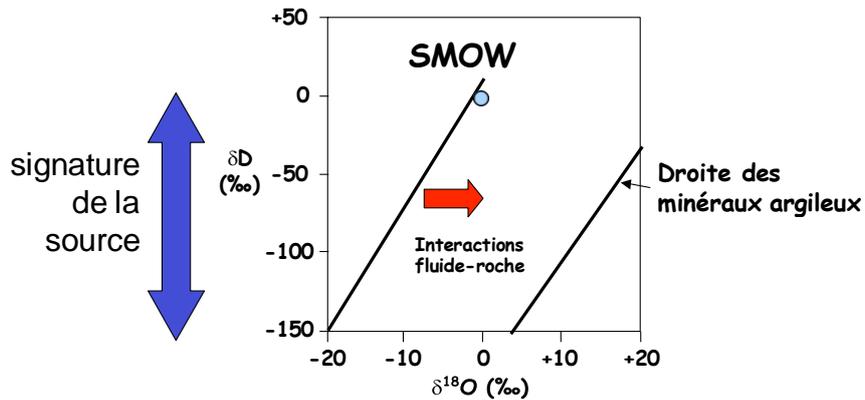
Les grands types de fluides



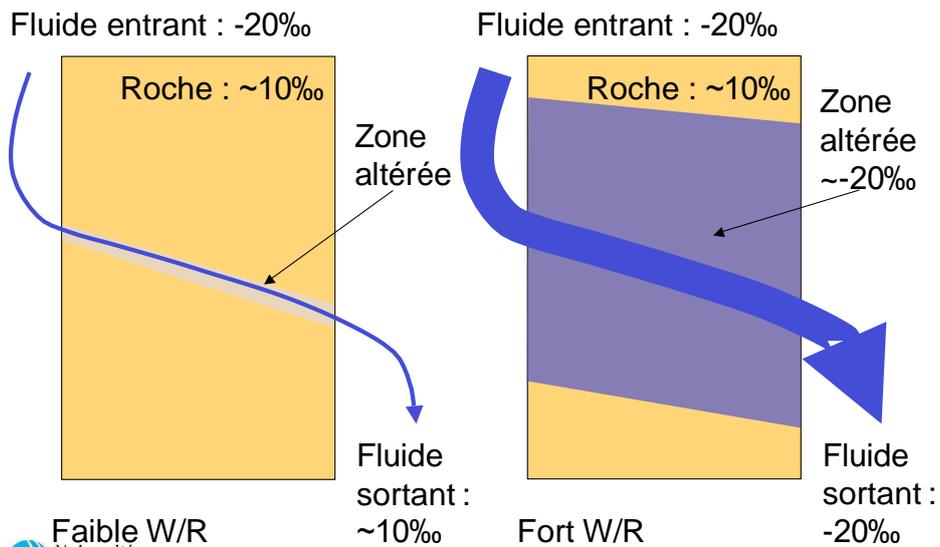
Les grands types de fluides



Lecture du diagramme

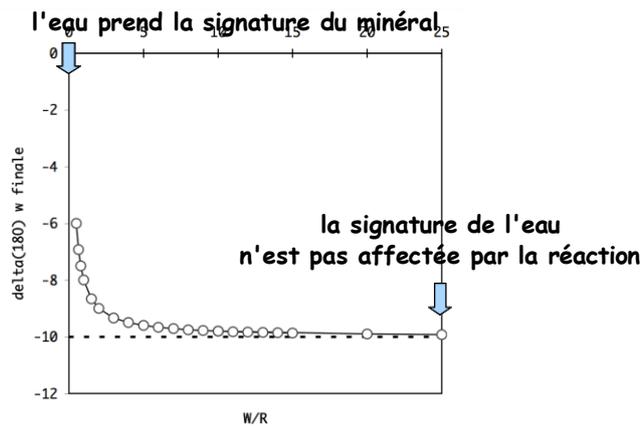


Effet du volume d'eau qui circule



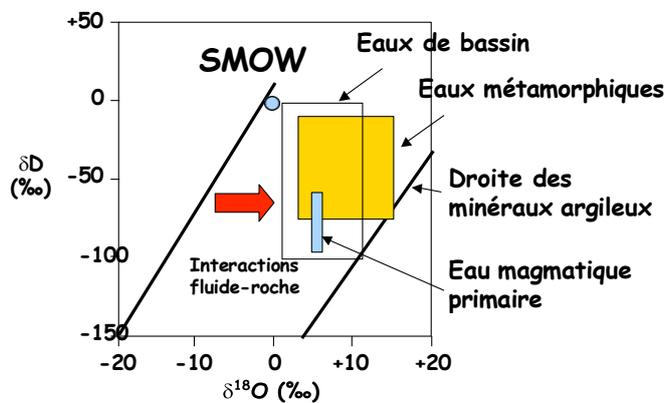
Courbe de mélange isotopique

Exemple :
altération d'un granite (5‰) par un fluide à -10 ‰



Eaux souterraines

Les eaux souterraines et hydrothermales sont marquées par la signature isotopique des roches qu'elles traversent



Chapitre 2 : Les isotopes stables

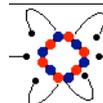
2.3. Isotopes du carbone

Les isotopes du carbone

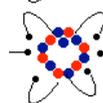
Le carbone :

- est un élément "trace" à l'échelle de la Terre
- joue un rôle majeur dans la biosphère
- possède trois isotopes :

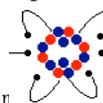
• Electron
• Proton } Nucléons
• Neutron



C12 98,892%



C13 1,108 %



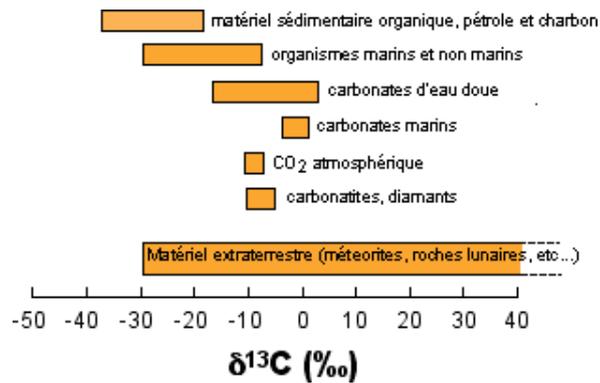
C14

infime

} $\delta^{13}\text{C}$

Radioactif (datation des événements récents)

Variations de $\delta^{13}\text{C}$



Signature isotopique des

	$\delta^{13}\text{C}$	réservoirs
Océan :	$\delta^{13}\text{C} = 0 \text{ ‰}$	
Carbonates marins :	$\delta^{13}\text{C} = 0 \text{ ‰}$	
Atmosphère :	$\delta^{13}\text{C} = -7 \text{ ‰}$	
Plancton marin :	$\delta^{13}\text{C} = -30 \text{ ‰}$ (tropiques)	
	-25 ‰ (zones polaires)	
Plantes terrestres :	$\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$	
Sols :	$\delta^{13}\text{C} = -20 \text{ ‰}$	
Eaux souterraines :	$\delta^{13}\text{C}$ dépend de la nature de l'eau initiale	
	des entrées/sorties de carbone	
• dissolution (calcite, aragonite, dolomite) :	$\uparrow \delta^{13}\text{C}$	
• oxydation de matière organique :	$\downarrow \delta^{13}\text{C}$	
• apport de CO ₂ du sol :	$\downarrow \delta^{13}\text{C}$	

Processus hors équilibre

La force d'une liaison dépend de la nature de l'isotope :



⇒ il est plus facile de rompre une liaison $^{12}\text{C}-\text{O}$ qu'une liaison $^{13}\text{C}-\text{O}$

Les processus biologiques (ex. photosynthèse) ont tendance à utiliser le ^{12}C

⇒ la matière organique est enrichie en $^{12}\text{C}-\text{O}$

Ex. $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2 dissous dans l'eau) = 0 ‰
 $\delta^{13}\text{C}$ (phytoplancton) = -20 ‰

Signatures isotopiques des réservoirs

	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{13}\text{C}$
Océan	0	0	
Eaux météoriques	relation linéaire		
Calottes polaires	0	<<<0	
Eaux de formation	<<shift>> en $\delta^{18}\text{O}$		
Fluides hydrothermaux	tendance linéaire		
	<<shift>> en $\delta^{18}\text{O}$		
Carbonates marins			~0
Matière organique			<<0

Applications

- **Géothermométrie**
 - **Paléoclimatologie**
 - **Processus d'interactions fluide-roche**
bassins sédimentaires, métamorphisme,
plutonisme, hydrothermalisme, minéralisations
- **Sources de fluides (traçage)**
- **Evaluation des échanges entre roches et minéraux**

Chapitre 3 : Les isotopes radioactifs, mesure du temps absolu en géologie

3.1. Principales réactions

Introduction

Datations relatives :

- stratigraphie, biostratigraphie

Datations absolues : l'âge de la Terre

- Darwin (1859) :
300 Ma (taux d'érosion dans la région de Weald)
- Lord Kelvin (fin XIX^e) :
100 Ma (vitesse de refroidissement)
- applications de la radioactivité
 - 1904-06 : première datation de Rutherford par la désintégration du Ra (**40, 140, 500 Ma**)
 - Boltwood (1905) :
méthode U/Pb (**1600 Ma**)
 - 1946 : résultats U/Pb de Holmes (**3000 à 3400 Ma**)
 - 1953 : Patterson U/Pb sur météorites (**4550 Ma**)

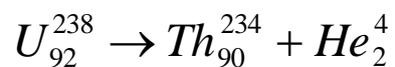
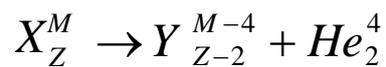


Formes de la radioactivité

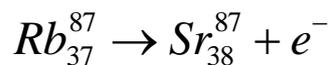
- **Radioactivité α**
Emission d'une particule α He_2^4
- **Radioactivité β**
émission d'une particule β e^-, e^+
- **Capture électronique**
Capture d'un électron de la couche K
- **Fission spontanée**

Formes de la radioactivité (1)

- **Radioactivité α**
Emission d'une particule α He_2^4

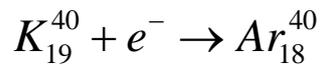


- **Radioactivité β^-**
Emission d'un électron e^-



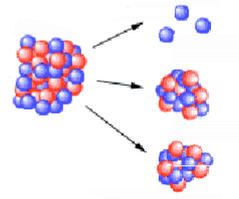
Formes de la radioactivité (2)

- **Capture électronique**
Capture d'un électron de la couche K



-
-
- **Fission spontanée**

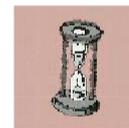
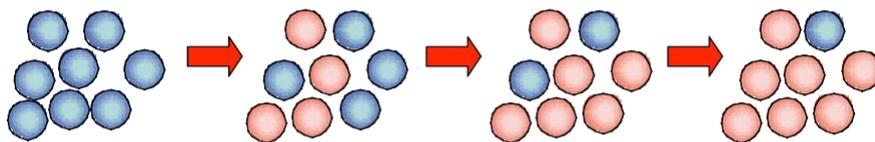
c'est l'éclatement d'un noyau en deux noyaux de masses voisines, avec émission de neutrons



Equation de la désintégration

 Atomes pères

 Atomes fils



$$\frac{dn_P}{dt} = -\lambda n_P \quad \Rightarrow \quad N_t = N_0 \times e^{(-\lambda t)}$$



Conditions de la géochronologie

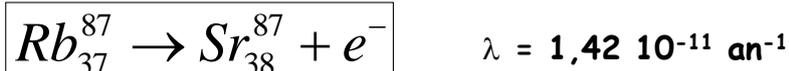
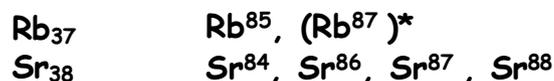
- 1) λ doit être connue avec précision
- 2) P_t et F_t doivent être mesurables avec précision
- 3) il faut connaître F_0 (ou trouver un moyen de s'en affranchir)
- 4) le système doit être rester clos
(pas d'apport ou de départ d'atomes)



Chapitre 3 : Les isotopes radioactifs, mesure du temps absolu en géologie

3.2. Méthode Rb/Sr

Méthode Rb-Sr : principe



$$(Sr^{87}) = (Rb^{87})(e^{\lambda t} - 1) + (Sr^{87})_0$$

$$\left(\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}} \right) = \left(\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}} \right) (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}} \right)_0$$

$$y = x \quad A + B$$

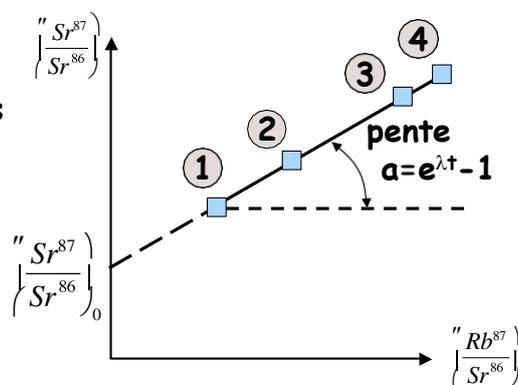


Méthode Rb-Sr : démarche

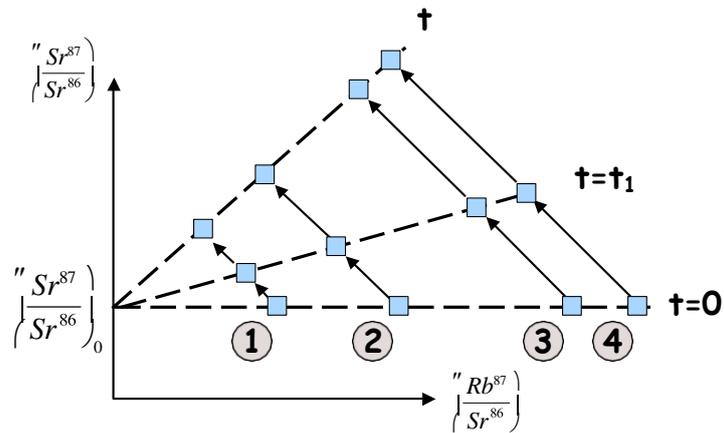
- prélèvement de n échantillons $\left\{ \begin{array}{l} \text{de même âge,} \\ \text{de rapports } \left(\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}} \right) \text{ différents} \end{array} \right.$
- mesure des rapports $\left(\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}} \right)$ $\left(\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}} \right)$
- report dans un diagramme

⇒ Les points sont alignés sur une **isochrone**

$$t = \frac{\ln(a + 1)}{\lambda}$$

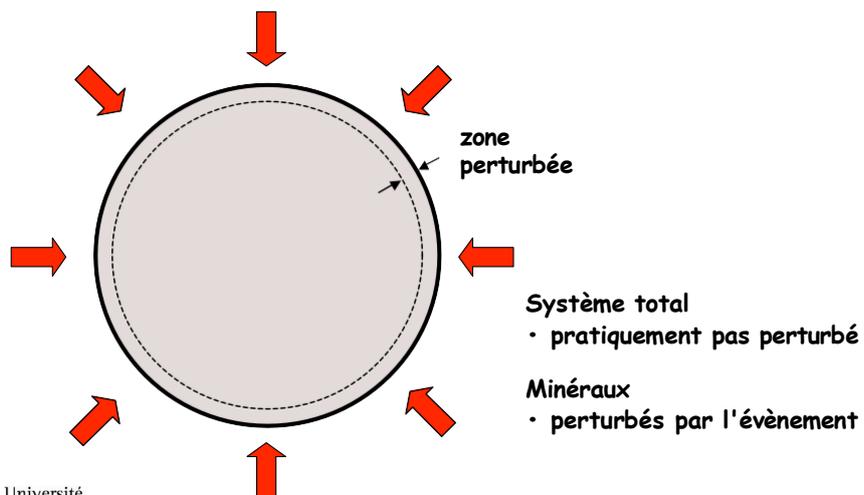


Méthode Rb-Sr : systèmes clos

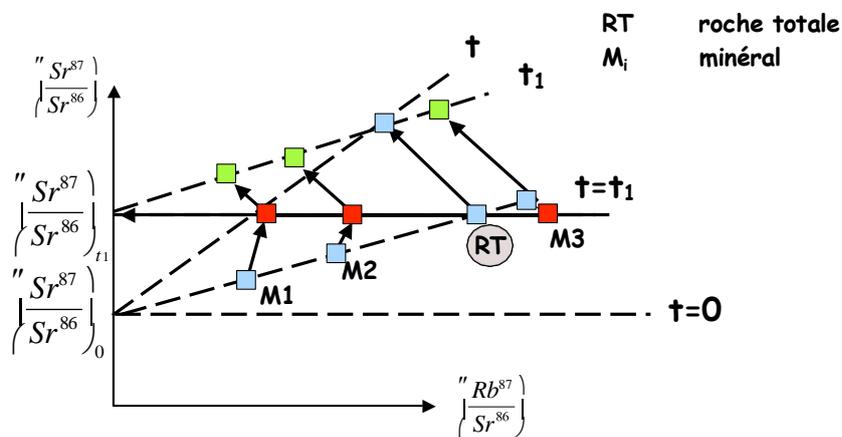


Méthode Rb-Sr : systèmes ouverts

Evènement thermique



Méthode Rb-Sr : systèmes ouverts



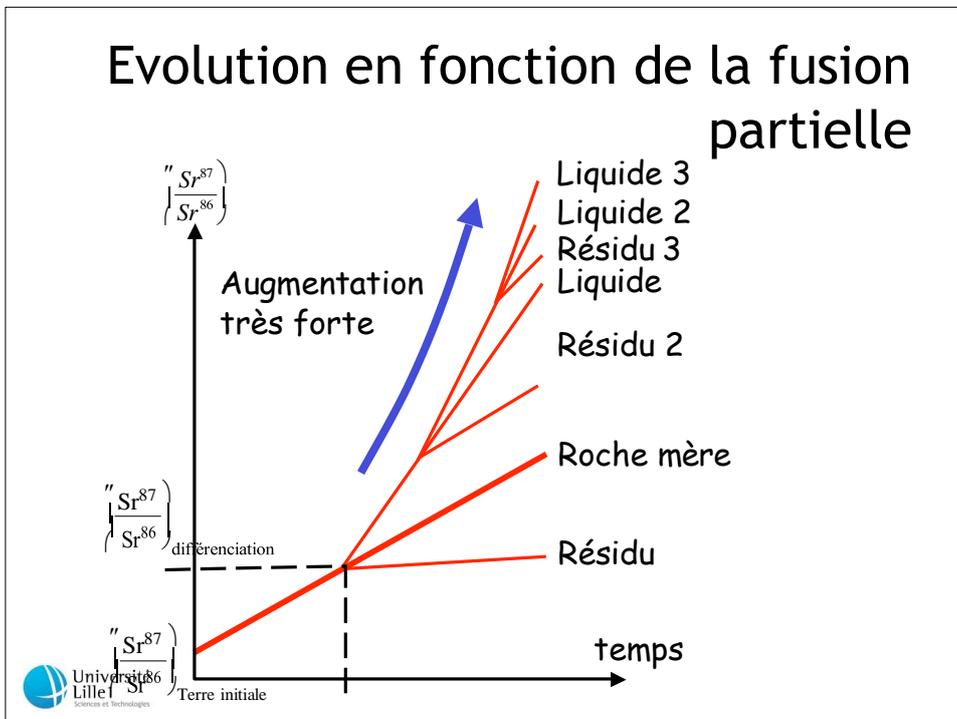
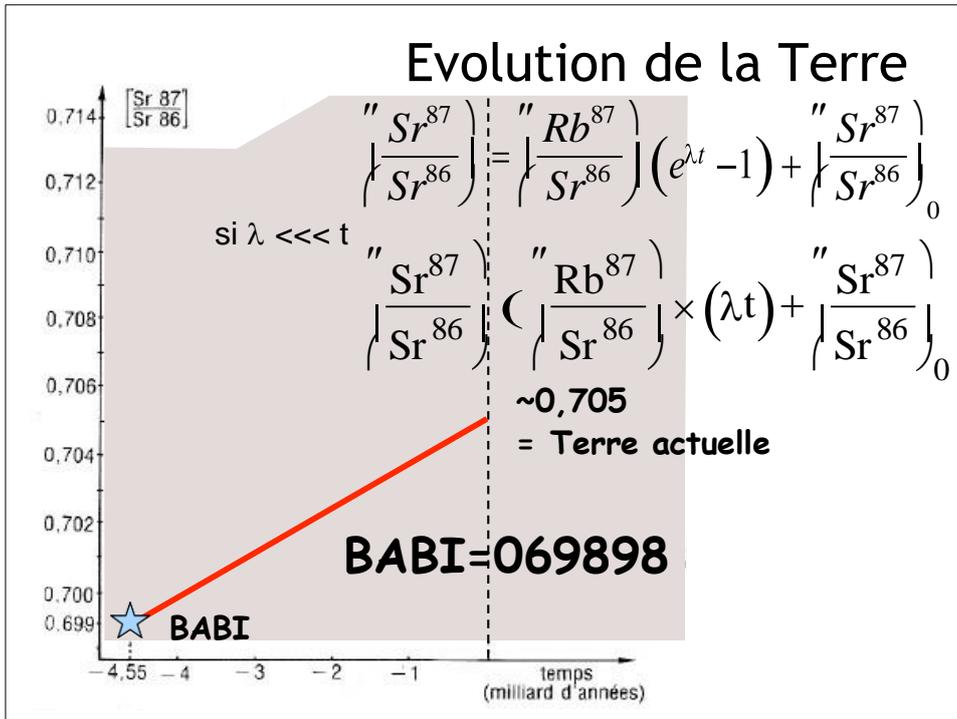
† (roches totales) → âge de la roche
 t_1 (minéraux) → âge de l'événement thermique

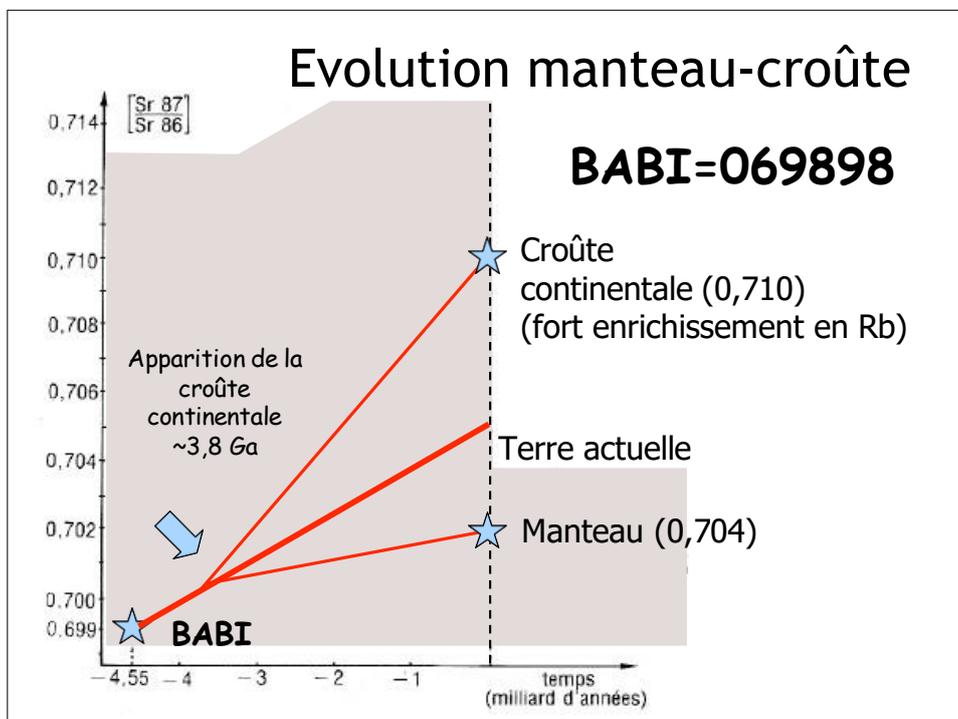
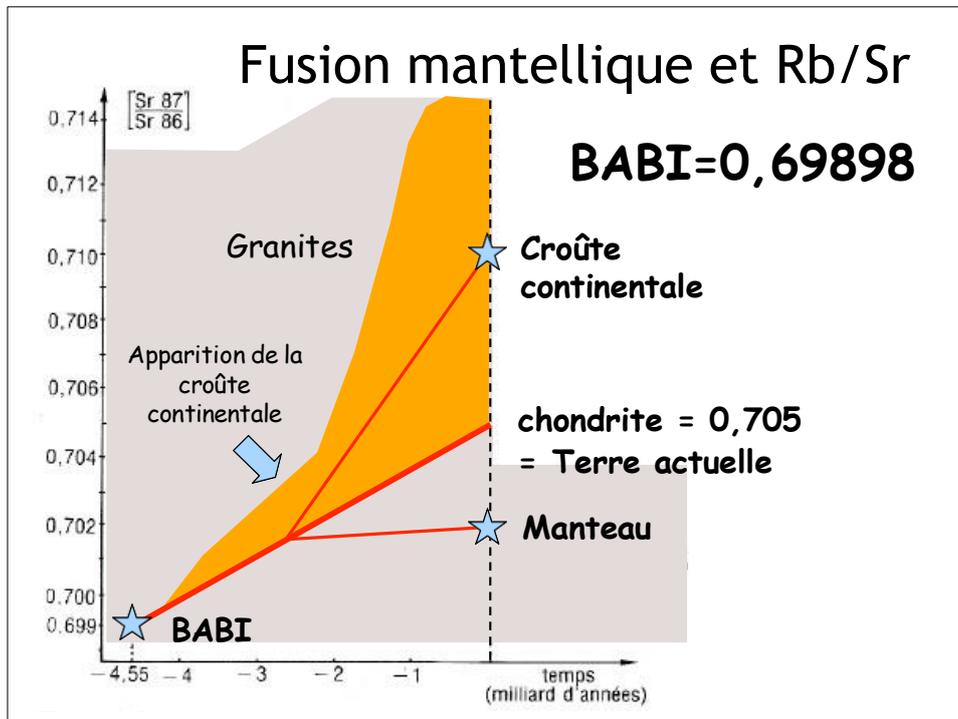


Géochimie de Rb et Sr

- Rb :
 - substitution avec K^+
 - concentré dans les minéraux potassiques
 - comportement géochimique : très incompatible
 - Sr :
 - substitution avec Ca^{2+}
 - abondant dans les plagioclases calciques
 - incompatible mais moins que Rb
- ⇒ larges variations de Rb/Sr dans les minéraux
 ⇒ Rb se concentre dans les premiers liquides (fusion) ou derniers liquides (cristallisation)



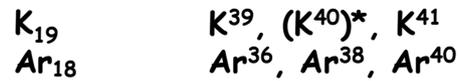




Conclusions

- **Datation :**
 - isochrone roche totale : 1ère cristallisation
 - isochrone sur minéraux : dernier événement thermique
- **Rapport isotopique du Sr :**
 - indicateur des sources des magmas :
 - manteau : $< 0,704$
 - croûte : $> 0,710$
 - mélanges : valeurs intermédiaires
- **Rapport isotopique de l'eau de mer est une fonction de l'entrée de Sr au niveau des rides**
 - Sr se substitue à Ca (calcaires)
 - activité des rides, érosion

Méthode K-Ar



$$\lambda_k + \lambda_\beta = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$(\text{Ar}^{40}) = (\text{K}^{40})(e^{\lambda t} - 1) + \cancel{(\text{Ar}^{40})_0}$$



Méthode K-Ar (2)

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\text{Ar}^{40} + \text{Ca}^{40}}{\text{K}^{40}} \right)$$

$$\text{Ca}^{40} = \frac{4,962 \cdot 10^{-10}}{0,581 \cdot 10^{-10}} \times \text{Ar}^{40} = 8,547 \times \text{Ar}^{40}$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\text{Ar}^{40} \times (9,547)}{\text{K}^{40}} \right)$$



Limites de la méthode K-Ar

- **Contamination** par l'argon atmosphérique

- Ar représente 0,93% de l'air atmosphérique

- $Ar^{36}=0,337\%$; $Ar^{38}=0,063\%$; $Ar^{40}=99,6\%$

- $\Rightarrow (Ar^{40}/Ar^{36})_{atm} = 295,55$

- $\Rightarrow (Ar^{40})^* = (Ar^{40})_{total} - (Ar^{40})_{atm} = (Ar^{40})_{total} - 295,55 \times (Ar^{36})_{atm}$

- **Excès ou pertes d'Ar**

- $(Ar^{40})_0$ n'est pas nul \rightarrow âge trop vieux

- magma non dégazé

- transfert d'Ar au sein des roches

- Ar^{40} a diffusé \rightarrow âge trop jeune

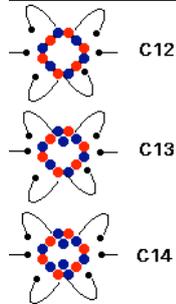
- élimination par élévation de température

- recristallisation du minéral hôte (feldsp. K)

Chapitre 3 : Les isotopes radioactifs, mesure du temps absolu en géologie

3.4. Méthode ^{14}C

● Electron
 ● Proton
 ● Neutron } Nucléons



Méthode du carbone 14

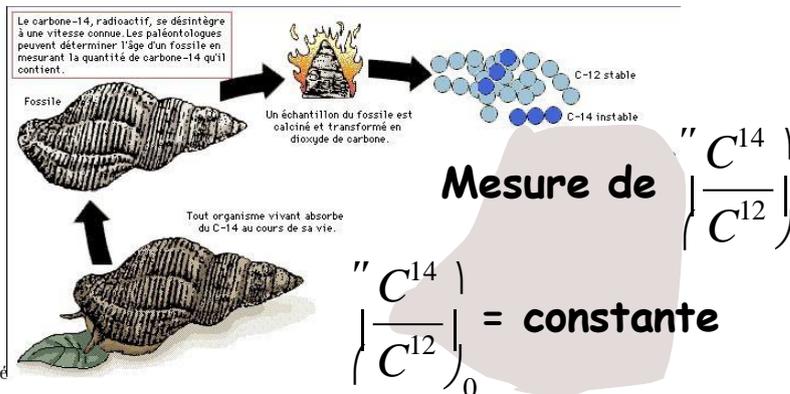


$$\lambda = 1,21 \cdot 10^{-4} \text{ an}^{-1}$$

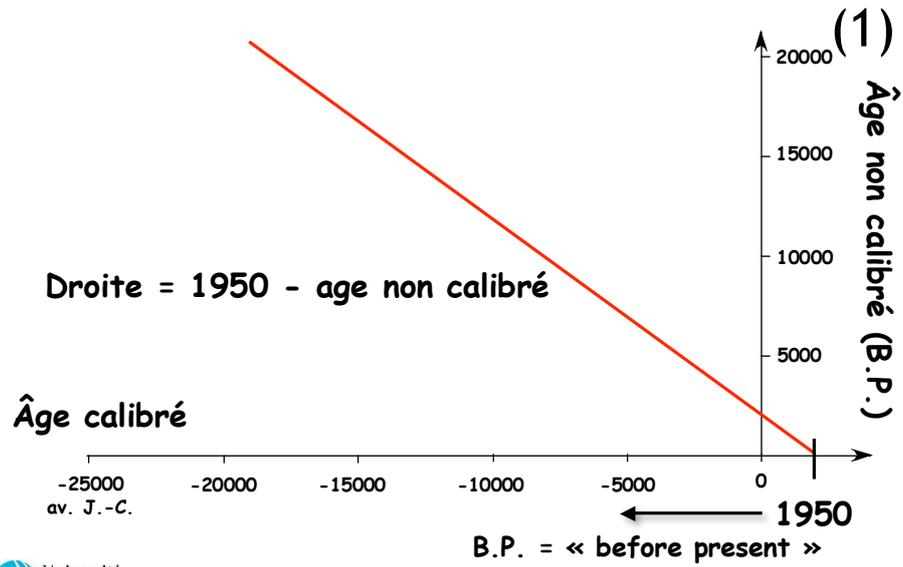


Principe

$$(C^{14}) = (C^{14})_0 e^{-\lambda t} \Rightarrow \left\{ \frac{C^{14}}{C^{12}} \right\} = \left\{ \frac{C^{14}}{C^{12}} \right\}_0 e^{-\lambda t}$$



Calibration aux dates historiques

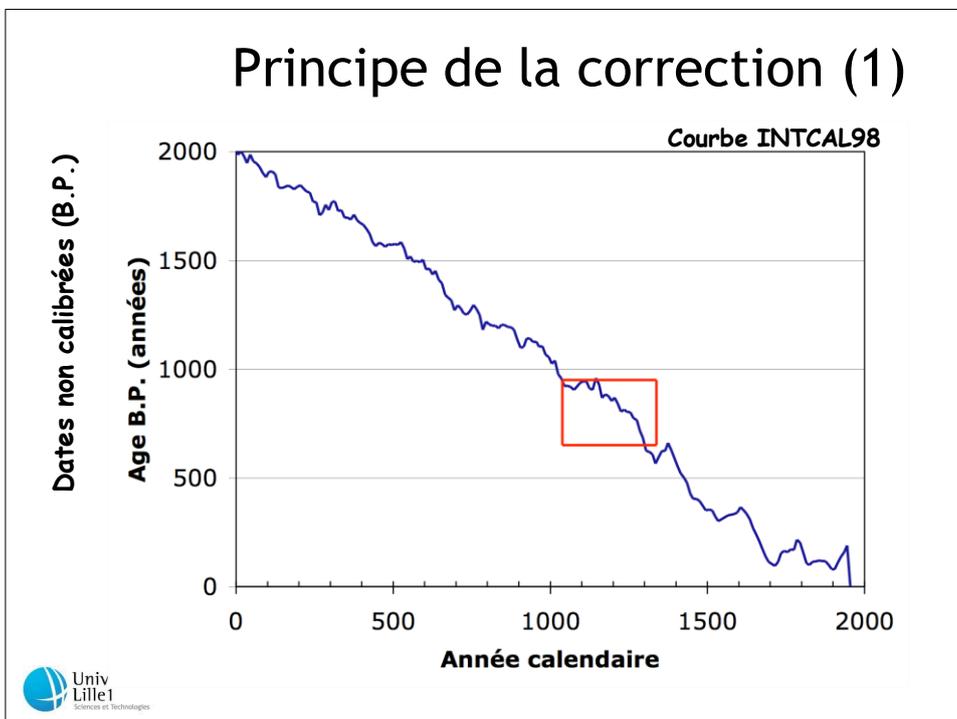
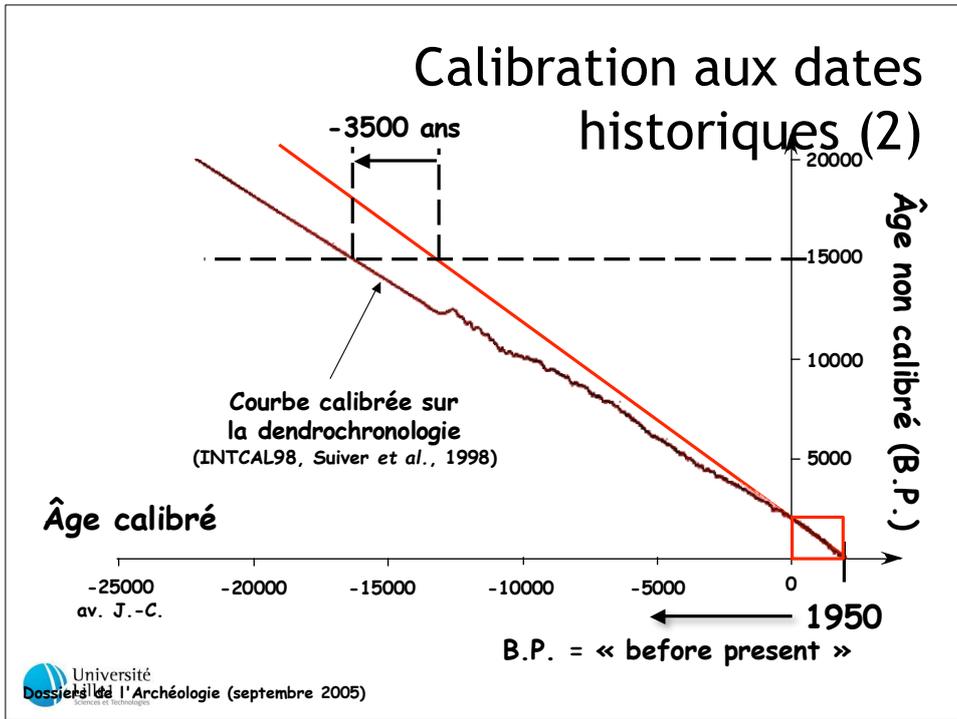


Université
Dossier de l'Archéologie (septembre 2005)
Sciences et Technologies

Dendrochronologie

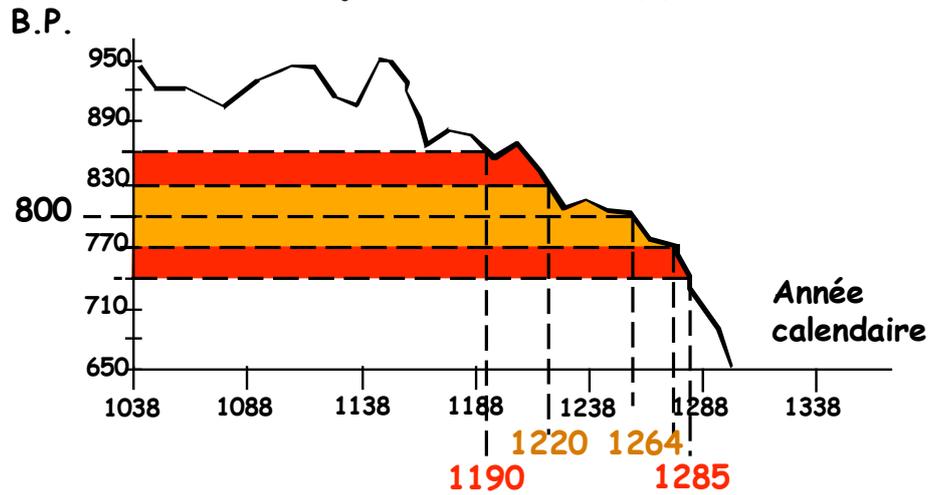


Université
Dossier de l'Archéologie (septembre 2005)
Sciences et Technologies



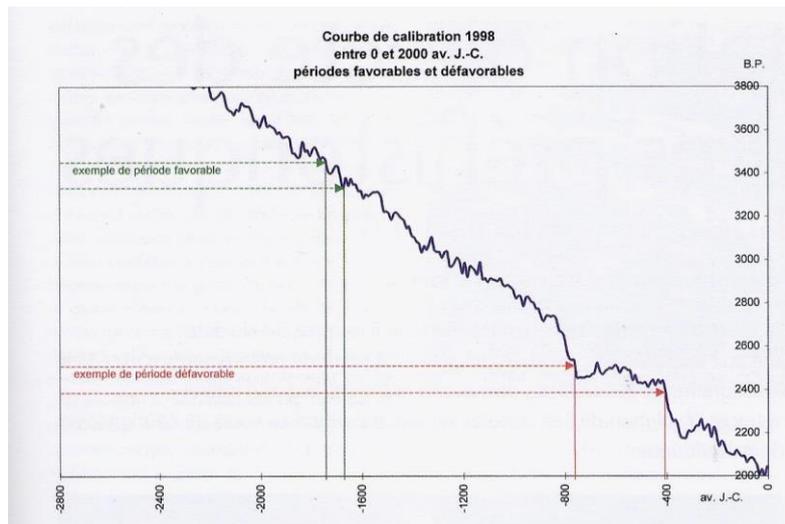
Principe de la correction (2)

Soit un objet daté à $800 \pm 30(\sigma)$ B.P.



Université
 Modifié d'après les Dossiers de l'Archéologie (septembre 2005)

Limitations



Université
 Dossiers de l'Archéologie (septembre 2005)

Chapitre 3 : Les isotopes radioactifs, mesure du temps absolu en géologie

3.5. Conclusions

Conclusions

Une méthode de datation comprend trois volets d'égale importance :

- le système **radioactif**,
- le minéral ou la roche **support**, qui fixe la conservation du système clos,
- le phénomène de **création**, qui règle le postulat d'homogénéité et de remise à zéro du temps initial.

Une méthode de datation doit être **applicable** à l'objet de la datation

Tableau des méthodes de datation

Méthode de datation*	Roches extra-terrestres météorites	Roches volcaniques laves	Roches plutoniques, métamorphiques granite - gneiss	Roches sédimentaires	Restes organiques	Objets manufacturés
Uranium-Plomb U-Pb (Ga)	Milliards d'années	-	Zircon 10 Ma - Ga	Zircon : âge sources	-	-
Plomb 206-Plomb 207 Pb-Pb	Milliards d'années	-	100 Ma - Ga	-	-	-
Uranium-Thorium U-Th	-	Isochrones 0-0,4 Ma	-	Carbonates 0-0,4 Ma	Ossements 0-0,4 Ma	-
Potassium-Argon K-Ar	Milliards d'années	0-1 Ga	0,01-0,1 Ma	Niveaux volcaniques	-	-
Argon 39-Argon 40 Ar-Ar	Milliards d'années	0-1 Ga	0,01-0,1 Ma	Niveaux volcaniques	-	-
Rubidium-Strontium Rb-Sr	Milliards d'années	0,01-1 Ga	0,01-1 Ga	Diagenèse 0,1-1 Ga	-	-
Samarium-Néodyme Sm-Nd	Milliards d'années	0,1-1 Ga	0,1-1 Ga	Diagenèse 0,1-1 Ga	-	-
Carbone 14 ¹⁴ C	-	Indirect (végétaux) 50-500000 ans	-	Débris végétaux carbonates 0-40000 ans	Tous restes organiques 0-40000ans	Matériaux d'origine organique 0-40000 ans
Thermoluminescence OSL*	-	Indirect 50-500000 ans	-	OSL sur sédiments éoliens 50-500000 ans	-	Chauffés initialement 50-500000 ans


 Université de Lille
 *OSL : OSL = luminescence simulée optiquement

Modifié d'après sites web C.C.R. et C.E.A.