

Géologie Générale

Pr. MORARECH Moad

Département de Géologie



Chapitre 6

LA GEOCHRONOLOGIE (2° partie)

Géochronologie absolue

Filière Sciences de la Vie et de la Terre (SVT , Semestre 1)
Module M3- 2020-2021

RAPPEL

$A - Z =$ Nombre de neutrons

${}^A_Z X$ ($Z =$ nombre de **protons** et $A =$ nombre de **protons + neutrons**)

Certains éléments ont le le **même nombre de protons** et des nombre de **neutrons différents** = **ISOTOPES** se distinguant par le nombre de masse A

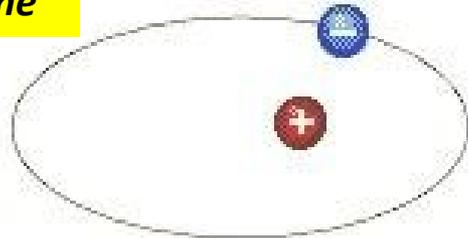
${}^1\text{H} - {}^2\text{H} - {}^3\text{H}$ (**1 proton**)

${}^{12}\text{C} - {}^{13}\text{C} - {}^{14}\text{C}$ (**6 protons**)

${}^{235}\text{U} - {}^{238}\text{U}$ (**92 protons**)

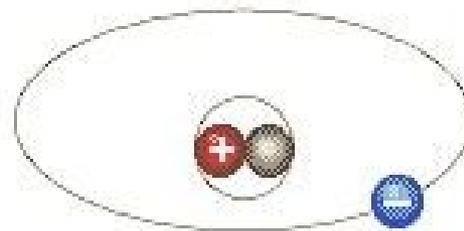
${}^{87}\text{Rb} - {}^{85}\text{Rb}$ (**37 protons**)

Hydrogène



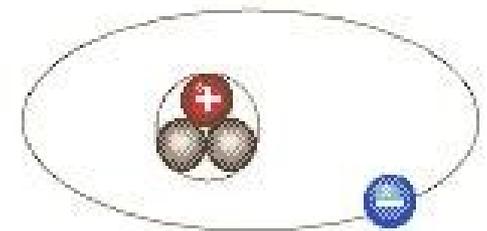
1H

Hydrogène
(stable)



2H

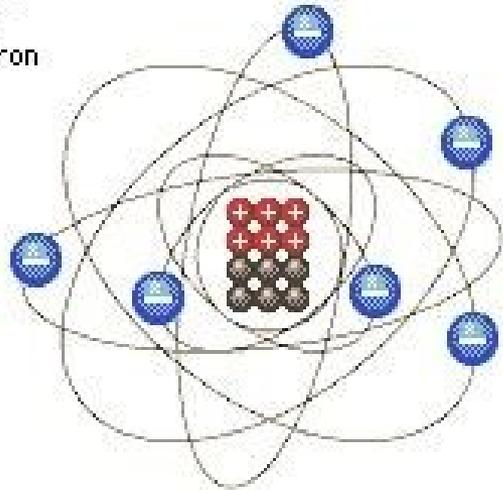
Deutérium
(hydrogène lourd)



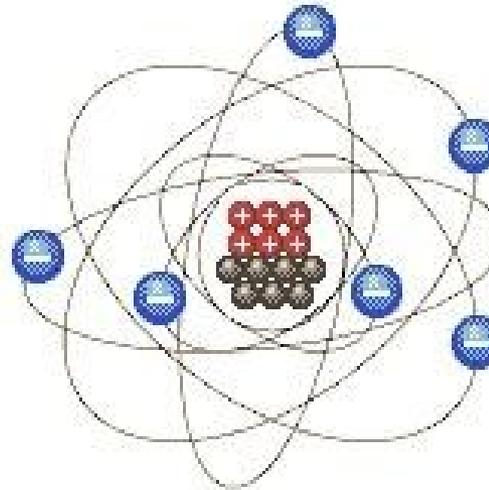
3H

Tritium

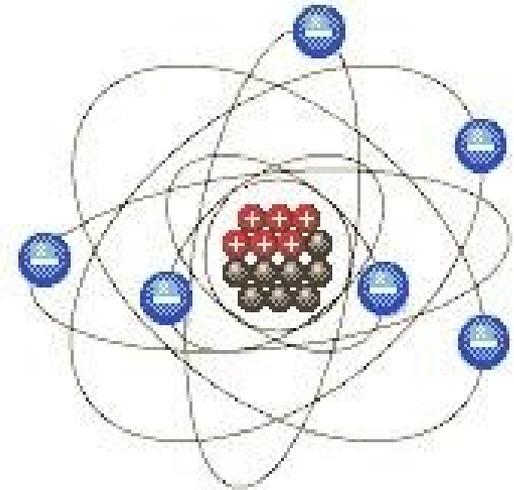
-  Électron
-  Proton
-  Neutron



Carbone-12
stable



Carbone-13
stable



Carbone-14
instable (radioactif)

Carbone

Certains de ces isotopes ont des noyaux instables et sont le siège de réactions nucléaires et vont se désintégrer pour donner d'autres éléments appelés éléments **fils stables**

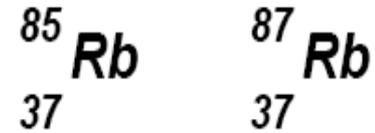
C'EST LA RADIOACTIVITE

**changements naturels ou artificiels du nombre
de neutrons des noyaux instables.**

**Un isotope radioactif se désintègre en un élément radiogénique en émettant des
radiations**

EXEMPLE

Exemple de l'élément Rubidium : 2 isotopes -



Elément	Z	A	Période (T)	Constante de désintégration (λ)
Rubidium (Rb)	37	85	4.88*10 ¹⁰ a	1.42*10 ⁻¹¹ a ⁻¹
		87		

même numéro atomique (Z) = nombre de protons (37)

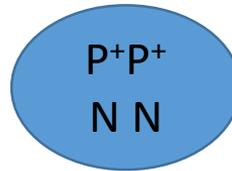
masse atomique (A) (= protons + neutrons) différente car ils ont un nombre de neutrons différent (48 ou 50)

⁸⁷Rb = un **isotope radioactif** qui se désintègre en un **isotope radiogénique**, le ⁸⁷Sr

TYPES DE RADIATIONS

- Un isotope radioactif se désintègre en un élément radiogénique en émettant des radiations :

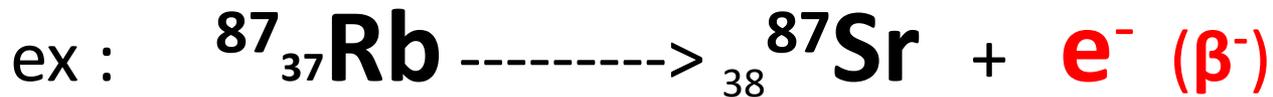
- Les particules α = Noy. d'He



- Les particules β^- et β^+
 - Électron et positon (e^- et e^+)
- Le rayonnement gamma γ

b - RADIOACTIVITÉ (β^-)

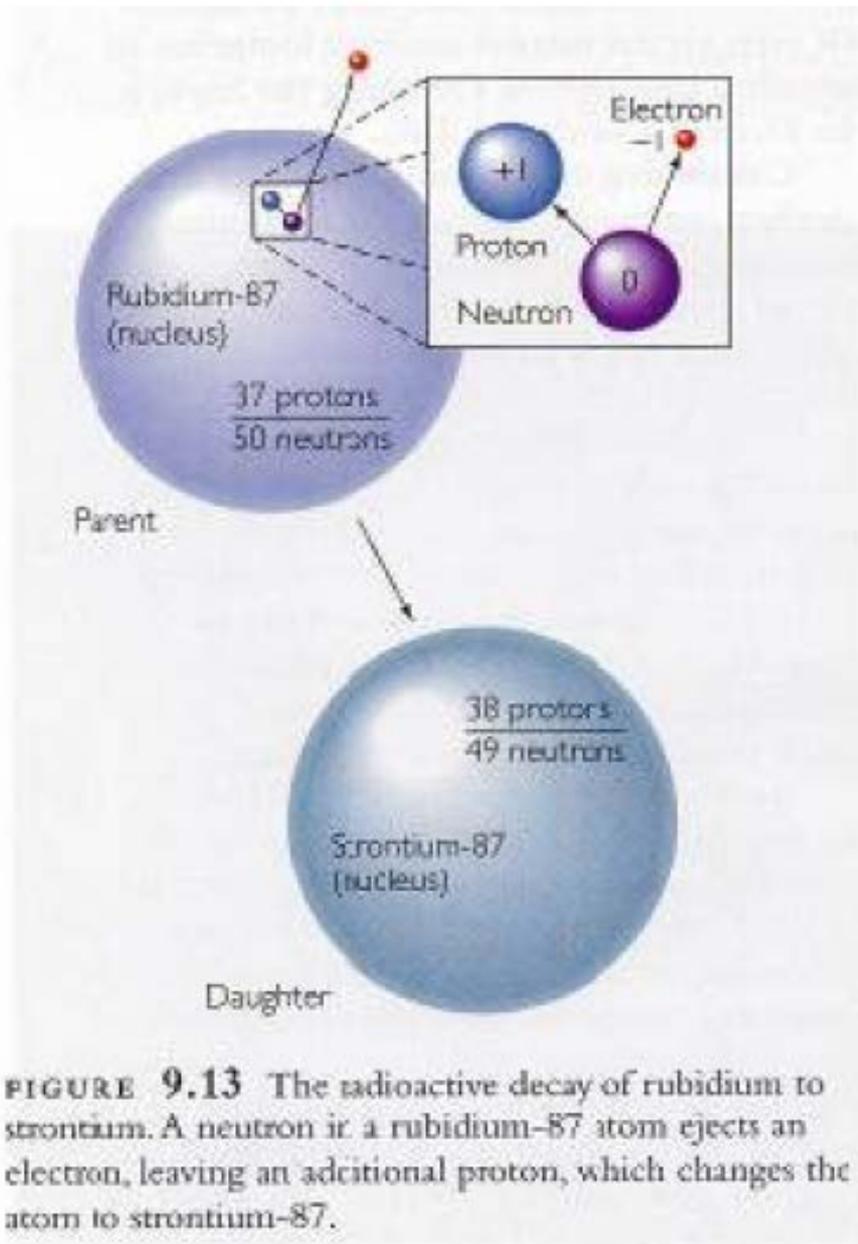
La particule émise est un électron. Ce phénomène correspond à la transformation d'un neutron du noyau en proton avec émission d'un électron selon la réaction :



$$(T = 4,8 \cdot 10^{10} \text{ ans}) = 48 \text{ GA}$$



2) Principe de la désintégration radioactive: exemple du $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$



^{87}Rb = isotope radioactif (père - P)

$Z = 37$

$A = 87$

↓
transformation d'un
neutron en proton par perte
d'un e^- (radioactivité beta)

^{87}Sr = isotope radiogénique (fils - F*)

$Z = 38$ (+1 protons)

$A = 87$ (+ 1 protons - 1 neutrons)

FIGURE 9.13 The radioactive decay of rubidium to strontium. A neutron in a rubidium-87 atom ejects an electron, leaving an additional proton, which changes the atom to strontium-87.

CHRONOLOGIE ABSOLUE

La chronologie absolue permet de mesurer des durées (âges) des phénomènes géologiques en s'appuyant sur la désintégration radioactive des isotopes.

**Décroissance au cours du temps par désintégration
de la quantité de l'isotope radioactif (père) et croissance de la
quantité de l'isotope radiogénique (fils)**

COUPLES D'ISOTOPES	PERIODES	AGES MESURES	MATERIAUX
$^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}$	4,47 GA	> 25 MA	zircon
$^{207}\text{Th} / ^{208}\text{Pb}$	14,47 GA	> 25 MA	roches plutoniques
$^{235}\text{U} / ^{207}\text{Pb}$	703 MA	> 25 MA	zircon
$^{87}\text{Rb} / ^{87}\text{Sr}$	48,8 GA	> 100 MA	roches magmatiques (la plus utilisé en géologie)
$^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$	1,31 GA	1 à 300 MA	roches magmatiques (la plus utilisé en géologie)
$^{14}\text{C} / ^{14}\text{N}$	5 730 années	100 à 50 000 ans	Bois tourbe grains, os coquille, eau (Archéologie)

Principe de datation radiométrique

Un élément P radioactif se désintègre progressivement en élément F

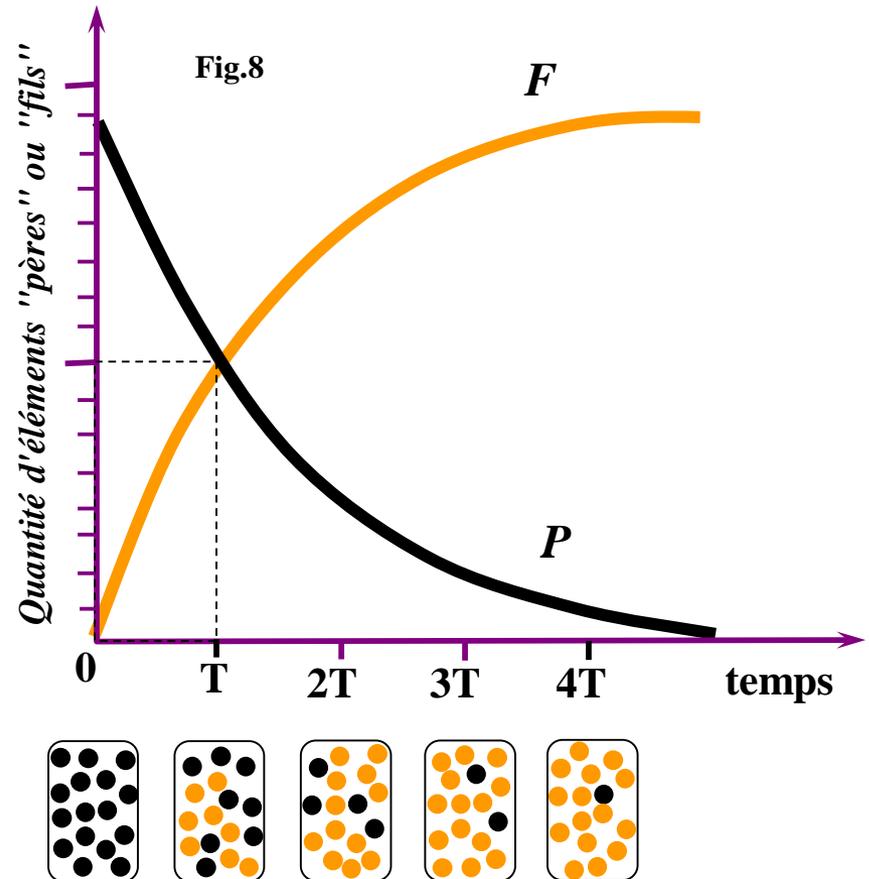
- $t=T$, il ne reste plus que 8 isotopes noirs, 8 isotopes blancs ont été produits.

- $t=2T$, il ne reste plus que 4 noirs pour 12 blancs,

- $t=3T$, il ne reste plus que 2 noirs pour 14 blancs,

- $t=4T$, il ne reste plus que 1 noir pour 15 blancs

On est parti d'un système à 16 éléments isotopiques et il y en a toujours 16 dans le système : on dit que le système est clos ou fermé, il n'y a pas d'apport extérieur ou de pertes.



OBSERVATIONS IMPORTANTES

- 1 - Caractère aléatoire et imprévisible d'une désintégration radioactive : Pour un ensemble de Noyaux. Instables identiques on peut prévoir combien de Noy. Seront désintégrés mais non lesquels.
- 2- La désintégration de P suit une loi exponentielle :

$$dP/dt = -\lambda \cdot P_0$$

P_0 est le nombre initial d'atomes pères à l'instant t_0
 λ = Probabilité de désintégration d'1 Ny./unité de temps (an)
= Constante de désintégration

$$P = P_0 e^{-\lambda t} \quad \text{ou} \quad P_0 = P e^{\lambda t} \quad \text{où} \quad P_0 \text{ est inconnu}$$

$$\text{Pour } t = T, \quad P_0/2 = P_0 e^{-\lambda T} \longrightarrow \lambda = \frac{\ln(2)}{T}$$

Dans une roche on mesure le nombre d'éléments Pères (Pt) et Fils (radiogénique) F*:

$$F^* = P_0 - P_t$$

On remplace $F^* = P_0 - P_t$

$$P_0/P = e^{\lambda t}$$

$$F^* = P_t e^{\lambda t} - P_t = P_t (e^{\lambda t} - 1)$$

Si F^* est le produit de désintégration de P, $F_{\text{mesuré}} = F_0 + F^*$

F_0 éléments fils initialement au départ indépendamment de la radioactivité :

$$F^* = P_t (e^{\lambda t} - 1)$$

$$F = F_0 + F^*$$

$$F_{\text{mesuré}} = F_0 + P_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1)$$



$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{F - F_0}{P} \right]$$

Mais on ne connaît pas F_0 ? Et on ne connaît pas P ?

Pour résoudre le problème, il faut appliquer le principe de l'homogénéisation isotopique

2) Principe de la désintégration radioactive:

Loi de désintégration radioactive:

$$P_t = P_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad \text{ou} \quad P_0 = P_t \cdot e^{\lambda t} \quad (1)$$

En réalité dans une roche on mesure le nb d'éléments Pères P_t et fils radiogénique F^* avec:

$$F^* = P_0 - P_t \quad (2)$$

En remplaçant P_0 dans (2) par sa valeur dans l'équation (1):

$$F^* = P_t \cdot e^{\lambda t} - P_t = P_t \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

Or le nb d'isotope fils total a un instant t (F_t) est égal a la somme des isotope fils initiaux (F_0) et des isotopes fils radiogéniques (F^*)

$$F_t = F_0 + F^* \quad (4)$$

On en déduit en combinant (3) et (4): **$F_t = F_0 + P_t \cdot (e^{\lambda t} - 1)$**

 (7)

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{F - F_0}{P} \right]$$

- Or on ne connaît pas la quantité initiale de ces éléments dans les minéraux de la roche à la fermeture du système, que ce soit celle de P ou celle de F qui n'est pas nulle au départ.
- Dans ce cas on applique l'équation:

$$(F_{actuel} = F_{0\ initial} + P_{actuel} (e^{\lambda t} - 1))$$

Méthode Rb (rubidium) / Sr (strontium)

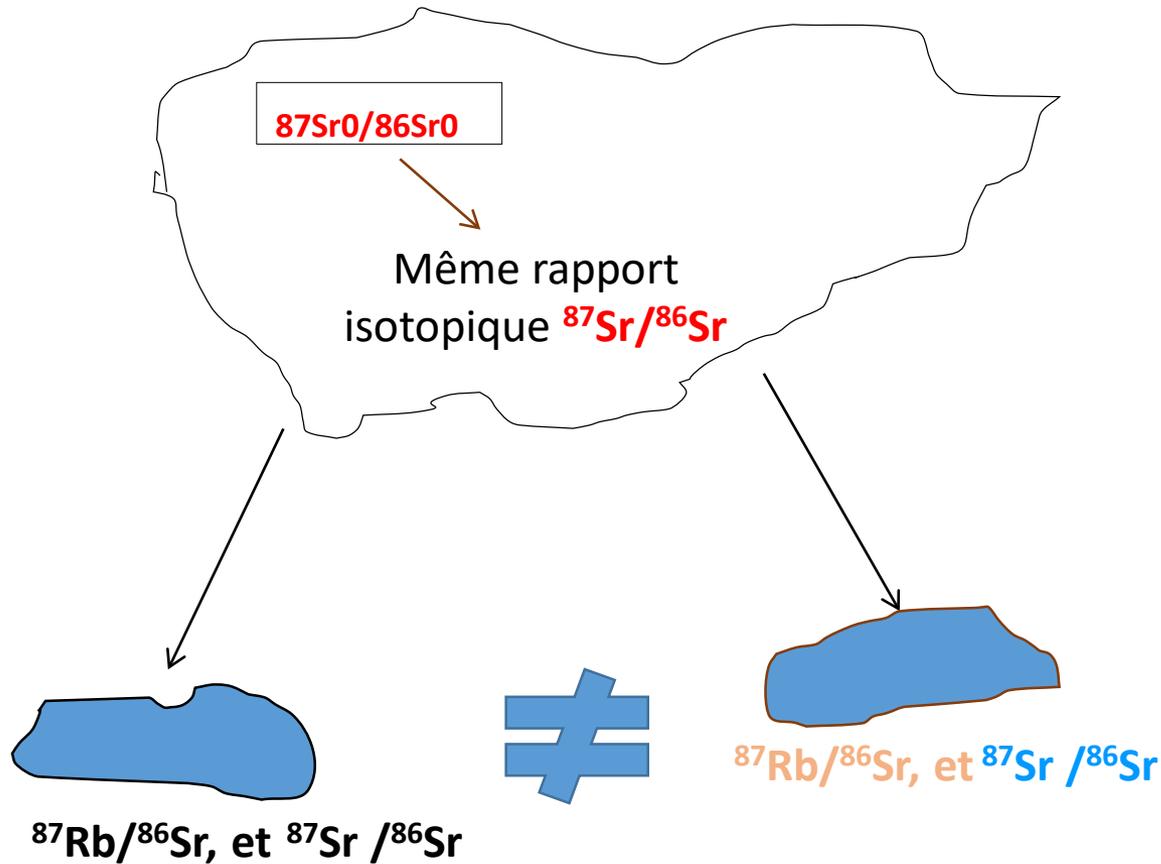
- Lors formation d'une roche magmatique, du Rb et Sr sont intégrés dans les réseaux cristallins de minéraux (micas, feldspaths.)
- Chacun des éléments se présente sous plusieurs formes isotopiques ^{85}Rb et ^{87}Rb et ^{88}Sr ^{87}Sr ^{86}Sr ^{84}Sr
- $^{87}\text{Rb} \longrightarrow ^{87}\text{Sr}$:
- Père \longrightarrow Fils
- ($T = 48,8$ milliards d'années et $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$)

$$F_{\text{(mesuré)}} = F_{0 \text{ initial}} + P_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{87}\text{Sr}_{\text{(mesuré)}} = ^{87}\text{Sr}_{0 \text{ initial?}} + ^{87}\text{Rb}_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1)$$

- Magm a d'origine

sachant que ^{87}Sr est stable et ^{86}Sr n'est ni radioactif ni radiogénique ne varie pas au cours du temps dans un système clos et $^{86}\text{Sr} = ^{86}\text{S}_0$



Deux minéraux (ou deux roches) cristallisant **à partir d'un même magma** intégreront dans leur réseau cristallin du strontium avec un rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ identique à celui du magma d'origine.

On dit que ces échantillons sont *cogénétiques*.

-Mais des $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, et $^{87}\text{Sr} /^{86}\text{Sr}$ différents

Les quantités initiales de ^{87}Rb et ^{87}Sr varient d'un minéral à l'autre car au moment de la fermeture du système, chaque minéral n'emprisonne pas la même quantité de ces éléments.

La quantité de chacun de ces isotopes est donc mesurée en proportion par rapport à la quantité de l'isotope stable du strontium ^{86}Sr .

Considérons plusieurs échantillons cogenétiques de même âge, distincts des uns des autres par leur rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ évoluant en système clos ;

Et effectuons les mesures des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

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

sachant que ^{87}Sr est stable et ^{86}Sr n'est ni radioactif ni radiogénique ne

varie pas au cours du temps dans un système clos et $^{86}\text{Sr} = ^{86}\text{Sr}_0$

$^{87}\text{Sr}_{\text{initial}} / ^{86}\text{Sr}_{\text{initial}}$ est constant dans tous les minéraux d'une même roche

$$(9) \quad \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right) = \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right) (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0$$

$$y = xa + b, ?$$

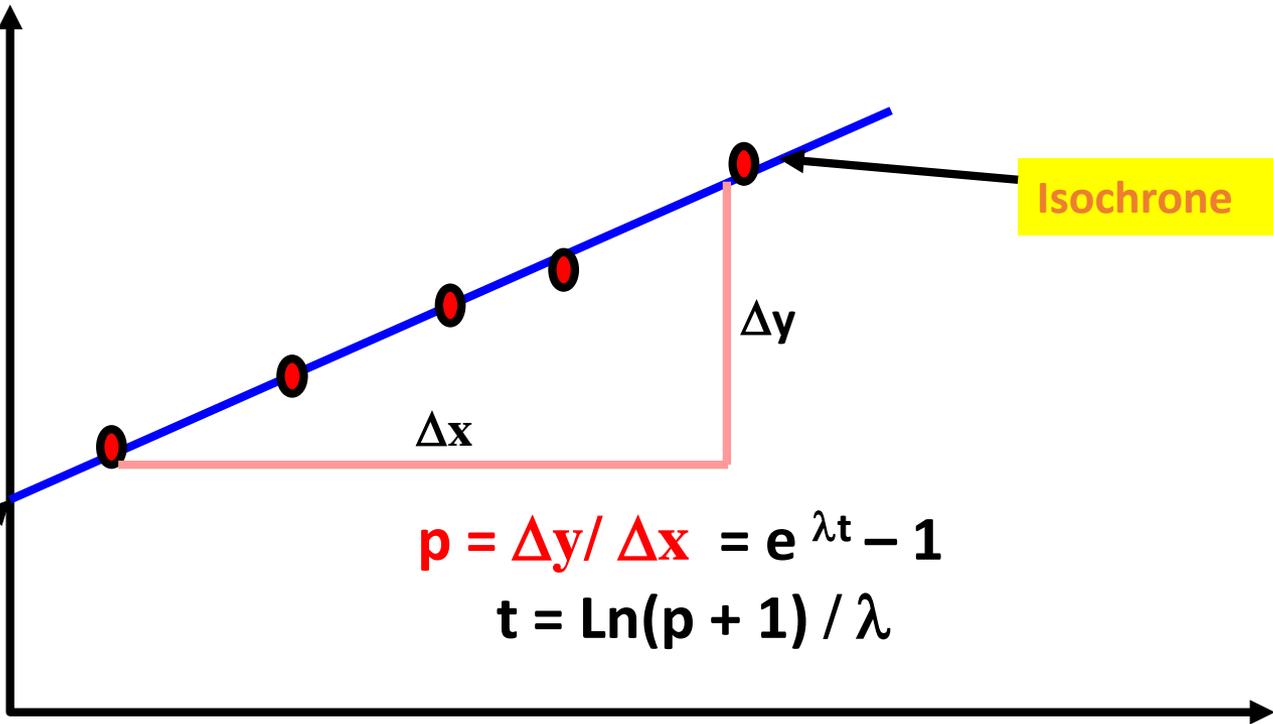
mesuré

inconnue

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

$$y = ax + b$$

${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$



Isochrone

${}^{87}\text{Sr}_0 / {}^{86}\text{Sr}_0$
Initial

${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$

Méthode K (potassium) / Ar (argon)

^{40}K se désintègre en ^{40}Ar

$$\lambda = 5,81 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

$$t = 1/\lambda \text{ Log } (1 + (F/P)) \rightarrow t = 1/\lambda \text{ Log } (1 + (^{40}\text{Ar} / ^{40}\text{K}))$$

^{40}Ar (F0) formé **est éliminé dans le milieu** avant la fermeture du système (dégazage du magma au cours de sa progression vers la surface, par exemple)..

(pas d'élément fils au départ)

L'âge de la roche est donc l'âge de la fin de son refroidissement

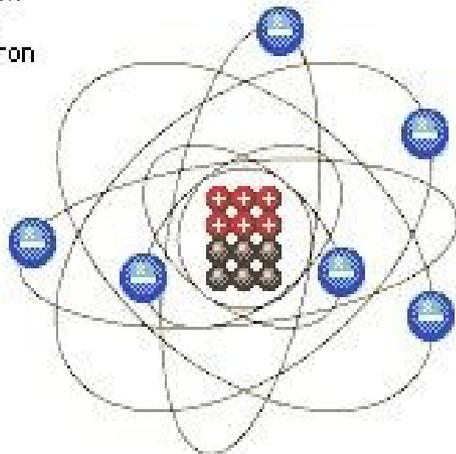
En conséquence, dans un magma en fusion, l'argon provenant de la désintégration du ^{40}K peut remonter librement vers la surface de cette masse liquide et s'en échapper.

Dans le magma liquide et chaud, le potassium radioactif se désintègre continuellement en argon qui s'échappe librement vers les couches supérieures.

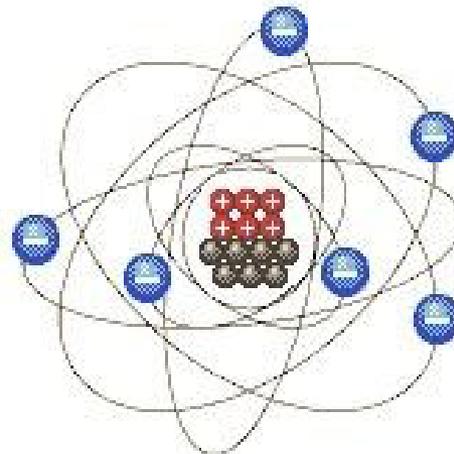
Méthode du ^{14}C

C_{12} ; C_{13} ; C_{14} isotopes

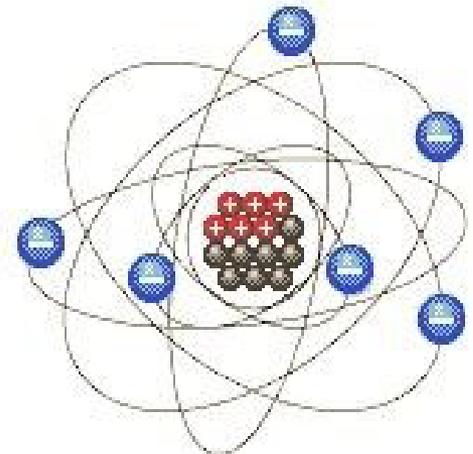
- Électron
- Proton
- Neutron



Carbone-12
stable



Carbone-13
stable



Carbone-14
instable (radioactif)

Formation du Carbone 14 cosmogénique

Le ^{14}C produit dans la haute atmosphère est rapidement oxydé en $^{14}\text{CO}_2$ qui est diffusé dans la « basse atmosphère »



Assimilé par les êtres vivants : Plantes ;ect (photosynthese et respiration)

Se renouvelle en permanence

Le ^{14}C de ces tissus sont **en équilibre** avec le ^{14}C de l'atmosphère

Cela implique que l'activité du carbone $^{14}_6\text{C}$ présent dans les organismes vivants actuellement est identique à celle des mêmes organismes ayant vécu dans le passé.

Rapport $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C}$ constant chez tous les êtres vivants

Le ^{14}C , radioactif $^{14}\text{C}_6 \longrightarrow ^{14}\text{N}_7 + \beta$

$$\lambda = 1,21 \cdot 10^{-4} \cdot \text{an}^{-1} \quad (T = 5730 \text{ ans})$$

A la mort l'élément-fils ^{14}N s'échappe

$$P = P_0 e^{-\lambda t}$$



$$^{14}\text{C} = ^{14}\text{C}_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

$$\left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_t = \left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_0 e^{-\lambda_{14} c t}$$

Production de ^{14}C étant supposée régulière



rapport $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C}$ constant chez tous les êtres vivants

A la mort d'un organisme ^{14}C se désintègre, $t=0$

Cette fois ^{14}C n'est pas régénéré, et le ^{14}C résiduel permet d'estimer son âge

le rapport $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C}$ (initial) au moment de la fermeture du système était la même que dans un organisme vivant actuel

donc rapport $^{14}\text{C}_{\text{initial}} / ^{12}\text{C}_{\text{initial}}$ est connu (même qu'aujourd'hui)

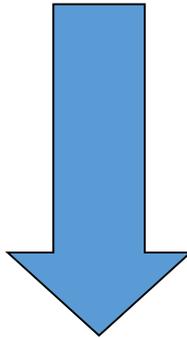
$^{14}\text{C}_{\text{actuel}} / ^{12}\text{C}_{\text{actuel}}$ mesuré donne la valeur du rapport $^{14}\text{C}_{\text{initial}} / ^{14}\text{C}_{\text{actuel}}$

$$P_0/P = e^{\lambda t}$$

$$\lambda = \log 2/T$$

L'âge de l'échantillon est $t = \text{Logn} ({}^{14}\text{C initial} / {}^{14}\text{C actuel}) \times T / \text{Logn}2$

cette méthode n'est applicable qu'à la datation de matériaux très récents, **ne dépassant pas 50 000 ans.**



DATER UN ECHANTILLON PAR LE RADIOCARBONE CONSISTERA DONC A MESURER SA TENEUR EN ${}^{14}\text{C}$ ACTUELLE ET LA COMPARER A CELLE QU'IL AVAIT LORS DE SA FORMATION

échelle stratigraphique internationale des temps géologiques

1°) - Les Eons (= Eonothèmes)

Intervalle de temps géologique le plus grand de plusieurs centaines Ma

- Le Hadéen couvre le début de l'histoire de la Terre (-4600 Ma à -3900 Ma)

- L'Archéen (3800 Ma à 2500 Ma) : anciennes roches à organismes unicellulaires

- Le Protérozoïque (2500 Ma à 570 Ma) organismes multicellulaires primitifs

- Le Phanérozoïque (570 Ma à aujourd'hui)

EON	ERE	PERIODE	EPOQUE	* Ma	durée en Ma	
PHANEROZOIQUE	CENOZOIQUE	QUATERNAIRE	Holocène		10 000 ans à nos jours	
			Pléistocène	* - 0,01	2	
		NEOGENE	Pliocène	* - 2	11	
			Miocène	* - 5	19	
		PALEOGENE	Oligocène	* - 24	13	
			Eocène	* - 37	21	
			Paléocène	* - 58	8	
		MESOZOIQUE	CRETACE	Supérieur	* - 66	78
				Inférieur		
	JURASSIQUE		Malm	* - 144	64	
			Dogger			
			Lias			
	TRIAS		Keuper	* - 208	37	
			Muschelkalk			
			Buntsandstein			
	PALEOZOIQUE		PERMIEN	Supérieur	* - 245	41
		Moyen				
		Inférieur				
		CARBONIFERE	Stielésien	* - 360	74	
			Dinantien			
		DEVONIEN	supérieur	* - 408	48	
			moyen			
			inférieur			
SILURIEN		Pridolien	* - 438	30		
	Ludlowien					
	Wenlockien					
	Llandovérien					
ORDOVICIEN	Ashgillien	* - 505	67			
	Caradocien					
	Llandeillien					
	Llanvirnien					
	Arénigien					
CAMBRIEN	Trémadocien	* - 570	65			
	supérieur					
	moyen					
PROTEROZOIQUE	PRECAMBRIEN			* - 2500	3 230	
		ARCHEEN		* - 3800		
		HADEEN		* - 4600		800

2) - Les Eres (= Erathèmes)

limites marquées par de grands bouleversements biologiques (grandes extinctions), paléogéographiques (orogénèse)

- **Paléozoïque** (vie ancienne - 570 Ma à - 245 Ma)
- **Mésozoïque** (vie intermédiaire - 245 Ma à - 66,4 Ma)
- **Cénozoïque** (vie récente - 66,4 Ma à aujourd'hui)

EON	ERE	PERIODE	EPOQUE	* Ma	durée en Ma
PHANEROZOIQUE	CENOZOIQUE	QUATERNAIRE	<i>Holocène</i>		10 000 ans à nos jours
			<i>Pléistocène</i>	* - 0,01	2
		NEOGENE	<i>Pliocène</i>	* - 2	11
			<i>Miocène</i>	* - 5	19
		PALEOGENE	<i>Oligocène</i>	* - 24	13
			<i>Eocène</i>	* - 37	21
			<i>Paléocène</i>	* - 58	8
		MESOZOIQUE	CRETACE	<i>Supérieur</i>	* - 66
	<i>Inférieur</i>				
	JURASSIQUE		<i>Malm</i>	* - 144	64
			<i>Dogger</i>		
			<i>Lias</i>		
	TRIAS		<i>Keuper</i>	* - 208	37
			<i>Muschelkalk</i>		
			<i>Buntsandstein</i>		
	PALEOZOIQUE		PERMIEN	<i>Supérieur</i>	* - 245
		<i>Moyen</i>			
		<i>Inférieur</i>			
		CARBONIFERE	<i>Sielésien</i>	* - 360	74
			<i>Dinantien</i>		
		DEVONIEN	<i>supérieur</i>	* - 408	48
			<i>moyen</i>		
			<i>inférieur</i>		
		SILURIEN	<i>Pridolien</i>	* - 438	30
<i>Ludlowien</i>					
<i>Wenlockien</i>					
<i>Llandovérien</i>					
ORDOVICIEN		<i>Ashgillien</i>	* - 505	67	
		<i>Caradocien</i>			
	<i>Llandeïlien</i>				
	<i>Llanvirnien</i>				
	<i>Arénigien</i>				
CAMBRIEN	<i>Trémadocien</i>	* - 570	65		
	<i>supérieur</i>				
	<i>moyen</i>				
	<i>inférieur</i>				
PROTEROZOIQUE	PRECAMBRIEN		* - 2500	3 230	
ARCHEEN			* - 3800		
HADEEN			* - 4600	800	

3) - Les périodes (=Systèmes)

regroupent des étages sur des références lithologiques (Carbonifère, Crétacé), paléontologiques (Nummulitique = Paléogène) ou autres.

4) - Les époques (=Séries)

basée sur les associations de fossiles stratigraphiques spécifiques

durée moyenne est d'environ 15 Ma (sauf pour le Quaternaire).

adjectif inf., moyen, sup. (Crétacé inf., sup.) ou encore « -cène » (Eocène, Oligocène).

EON	ERE	PERIODE	EPOQUE	* Ma	durée en Ma	
PHANEROZOIQUE	CENOZOIQUE	QUATERNAIRE	Holocène		10 000 ans à nos jours	
			Pléistocène	* - 0,01	2	
		NEOGENE	Pliocène	* - 2	11	
			Miocène	* - 5	19	
		PALEOGENE	Oligocène	* - 24	13	
			Eocène	* - 37	21	
			Paléocène	* - 58	8	
		MESOZOIQUE	CRETACE	Supérieur	* - 66	78
				Inférieur		
	JURASSIQUE		Malm	* - 144	64	
			Dogger			
			Lias			
	TRIAS		Keuper	* - 208	37	
			Muschelkalk			
			Buntsandstein			
	PALEOZOIQUE		PERMIEN	Supérieur	* - 245	41
		Moyen				
		Inférieur				
		CARBONIFERE	Sielésien	* - 360	74	
			Dinantien			
		DEVONIEN	supérieur	* - 408	48	
			moyen			
			inférieur			
		SILURIEN	Pridolien	* - 438	30	
			Ludlowien			
			Wenlockien			
			Llandovérien			
ORDOVICIEN		Ashgillien	* - 505	67		
		Caradocien				
		Llandeïlien				
	Llanvirnien					
	Arénigien					
CAMBRIEN	Trémadocien	* - 505	65			
	supérieur					
	moyen					
PROTEROZOIQUE	PRECAMBRIEN					
			* - 2500	3 230		
			* - 3800			
ARCHEEN						
HADEEN				* - 4600	800	

5) - Les étages (=Ages)

stratotype (formation géologique référencée mondialement qui a caractérisé cette période)

EON	ERE	PERIODE	EPOQUE	* Ma	durée en Ma
PHANEROZOIQUE	CENOZOIQUE	QUATERNAIRE	<i>Holocène</i>		10 000 ans à nos jours
			<i>Pléistocène</i>	* - 0,01	2
		NEOGENE	<i>Pliocène</i>	* - 2	11
			<i>Miocène</i>	* - 5	19
		PALEOGENE	<i>Oligocène</i>	* - 24	13
			<i>Eocène</i>	* - 37	21
			<i>Paléocène</i>	* - 58	8
		MESOZOIQUE	CRETACE	<i>Supérieur</i>	* - 66
	<i>Inférieur</i>				
	JURASSIQUE		<i>Malm</i>	* - 144	64
			<i>Dogger</i>		
			<i>Lias</i>		
	TRIAS		<i>Keuper</i>	* - 208	37
		<i>Muschelkalk</i>			
		<i>Buntsandstein</i>			
	PALEOZOIQUE	PERMIEN	<i>Supérieur</i>	* - 245	41
			<i>Moyen</i>		
			<i>Inférieur</i>		
		CARBONIFERE	<i>Sielésien</i>	* - 360	74
			<i>Dinantien</i>		
		DEVONIEN	<i>supérieur</i>	* - 408	48
			<i>moyen</i>		
			<i>inférieur</i>		
		SILURIEN	<i>Pridolien</i>	* - 438	30
			<i>Ludlowien</i>		
			<i>Wenlockien</i>		
			<i>Llandovérien</i>		
	ORDOVICIEN	<i>Ashgillien</i>	* - 505	67	
<i>Caradocien</i>					
<i>Llandeïlien</i>					
<i>Llanvirnien</i>					
<i>Arénigien</i>					
CAMBRIEN	<i>Trémadocien</i>	* - 570	65		
	<i>supérieur</i>				
	<i>moyen</i>				
PROTEROZOIQUE	PRECAMBRIEN		* - 2500	3 230	
		ARCHEEN	* - 3800		
		HADEEN	* - 4600		800

EON	ERE	PERIODE	EPOQUE	* Ma	durée en Ma	
PHANEROZOIQUE	GENOZOIQUE	QUATERNAIRE	<i>Holocène</i>		10 000 ans à nos jours	
			<i>Pléistocène</i>	* - 0,01	2	
		NEOGENE	<i>Pliocène</i>	* - 2	11	
			<i>Miocène</i>	* - 5	19	
		PALEOGENE	<i>Oligocène</i>	* - 24	13	
			<i>Eocène</i>	* - 37	21	
			<i>Paléocène</i>	* - 58	8	
		MESOZOIQUE	CRETACE	<i>Supérieur</i>	* - 66	78
				<i>Inférieur</i>		
	JURASSIQUE		<i>Malm</i>	* - 144	64	
			<i>Dogger</i>			
			<i>Lias</i>			
	TRIAS		<i>Keuper</i>	* - 208	37	
			<i>Muschelkalk</i>			
			<i>Buntsandstein</i>			
	PALEOZOIQUE		PERMIEN	<i>Supérieur</i>	* - 245	41
		<i>Moyen</i>				
		<i>Inférieur</i>				
		CARBONIFERE	<i>Sielésien</i>	* - 360	74	
			<i>Dinantien</i>			
		DEVONIEN	<i>supérieur</i>	* - 408	48	
			<i>moyen</i>			
			<i>inférieur</i>			
		SILURIEN	<i>Pridolien</i>	* - 438	30	
	<i>Ludlowien</i>					
	<i>Wenlockien</i>					
	<i>Llandovérien</i>					
ORDOVICIEN	<i>Ashgillien</i>	* - 505	67			
	<i>Caradocien</i>					
	<i>Llandeilien</i>					
	<i>Llanvirnien</i>					
	<i>Arénigien</i>					
CAMBRIEN	<i>Trémadocien</i>	- 570	65			
	<i>supérieur</i>					
	<i>moyen</i>					
PROTEROZOIQUE	PRECAMBRIEN					
			* - 2500	3 230		
			* - 3800			
ARCHEEN						
HADEEN						
				* - 4600	800	