



الكلية متعددة التخصصات الناظور  
Faculté Pluridisciplinaire de Nador

**COURS DE GEOLOGIE GENERALE**  
**Chronologie relative et absolue**  
**SVI-S1**  
**M.ELGETTAFI**

Année universitaire 21-22

# GEOCHRONOLOGIE

## (NOTION DE TEMPS ET DATATION EN GÉOLOGIE)

### Introduction

La géochronologie (*ou géologie historique*) est l'étude de la succession des événements géologiques qu'ont affecté la surface de la terre. Donc, La géochronologie introduit la notion temps pour retracer Histoire de la terre. Pour ainsi dire, la géochronologie est la branche de la géologie qui cherchant à dater les événements successifs qui ont affecté le globe terrestre et à déterminer l'âge des roches. La géochronologie (*géologie historique*) est basée sur la stratigraphie et la chronostratigraphie.

**La stratigraphie** est une science qui étudie la succession des dépôts sédimentaires généralement arrangés en couches ou "strates".

**La chronostratigraphie** s'intéresse au temps écoulé correspondant à ces strates. Chaque strate est caractérisée par son contenu lithostratigraphique et biostratigraphique:

- *la lithostratigraphie = s'intéresse à la variation de la lithologie des roches d'une strate à une autre et à l'âge correspondant à chaque strate.*
- *la biostratigraphie = s'intéresse à la description et à l'évolution des fossiles contenus dans les strates (pour définir l'âge...).*

On y distingue la géochronologie relative et absolue.

### A. Géochronologie relative

La Géochronologie relative s'intéresse à date un événement géologique par rapport à un autre, les couches en bas sont plus anciennes que celle en haut (photo 1). Elle se base sur l'analyse lithologique des couches et des fossiles qu'elles contiennent. Il s'agit de placer un corps ou un événement géologique par rapport à un autre (en point de vue âge), c'est-à-dire établir sa chronologie relative.

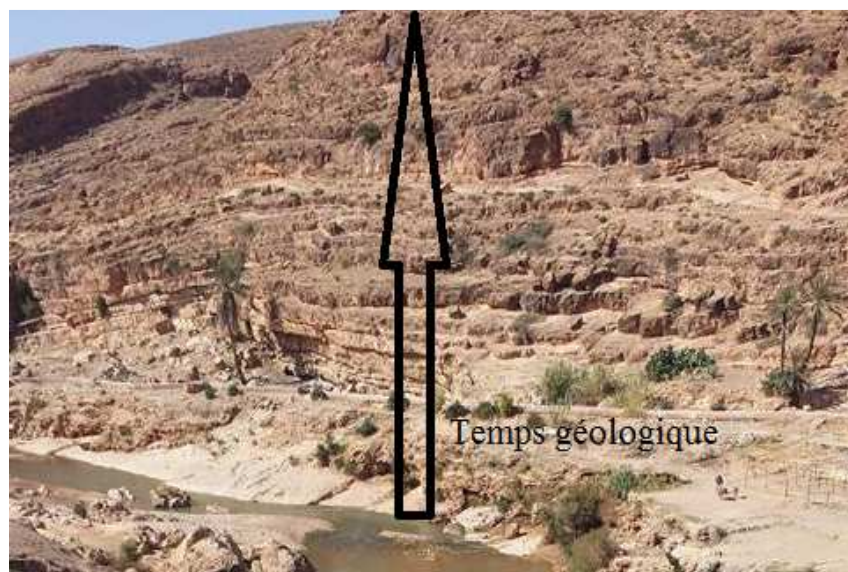


Photo 1 : Superposition des strates qui expriment un temps géologique

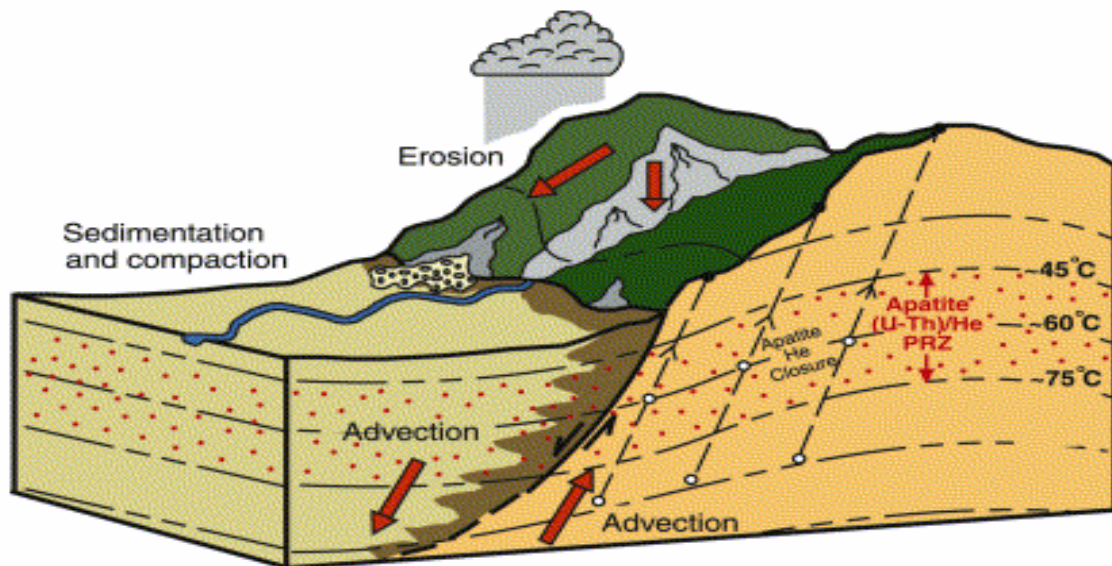
## A-1 – Méthodes physiques de la datation relative (Principes de stratigraphie)

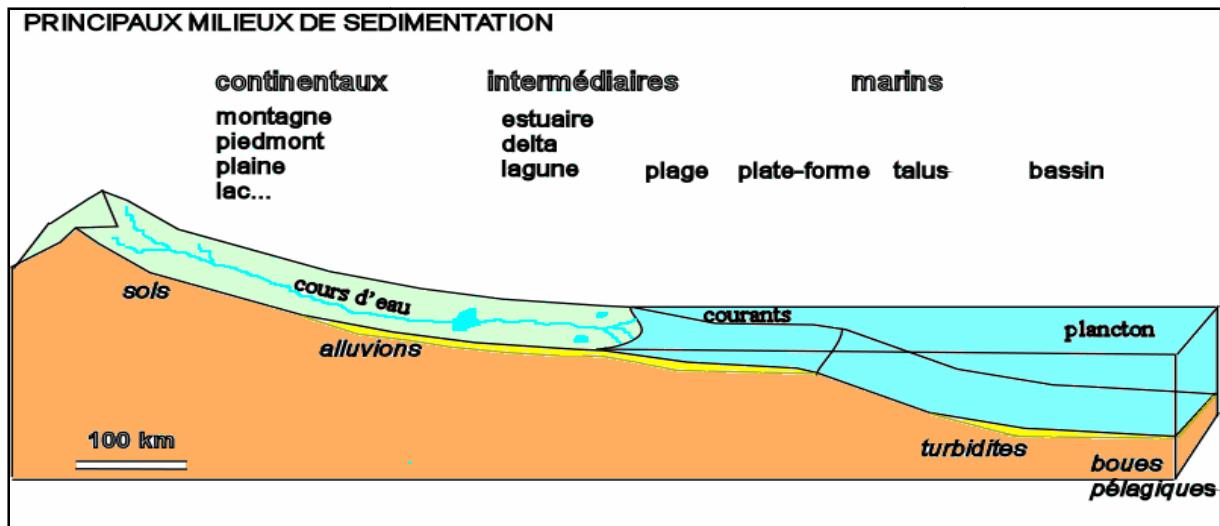
La stratigraphie permet de reconstruire les événements géologiques grâce à l'établissement d'une chronologie relative des terrains par l'application de différents principes dont le nombre est variable selon les auteurs :

1. Principe d'actualisme (ou uniformitarisme)
2. Principe d'horizontalité et de superposition
3. Principe de continuité stratigraphique
4. Principe de recoupement
5. Principe de discontinuité (discordances)

### A-1-1. Principe d'actualisme (ou uniformitarisme)

Les processus et les lois dirigeant et les phénomènes géologiques et biologiques actuels se sont les mêmes qui s'exerçaient dans le passé. Il permet d'expliquer comment une roche ou un fossile se sont formés, en reconstituant leur environnement. On suppose pour cela que les causes et les effets des phénomènes géologiques actuels étaient les mêmes dans le passé. Par exemple, en se basant sur la Grande Barrière de corail, on peut imaginer dans quel milieu vivaient des coraux aujourd'hui fossilisés. À quoi ressemblait le bord de mer autrefois, de quel côté était la côte, ou encore, dans quel sens allait le courant... Cependant, le principe d'actualisme n'est pas infallible, puisqu'on ne peut pas établir tous les éléments du passé de façon exacte (François Michel, géologue et guide de haute montagne).





### A-1-2. Principe d'horizontalité et de superposition

Dans la plupart des cas, les couches sédimentaires se déposent horizontalement [Nicolas Steno (Danemark: Niels Stensen), 1669] ; une couche qui n'est pas en position horizontale a probablement subi des déformations postérieures à son dépôt. Donc, les couches se sont superposées les une sur les autres, ce qui implique qu'en les couches d'en bas sont plus anciennes que celle d'en haut (Figure 2).

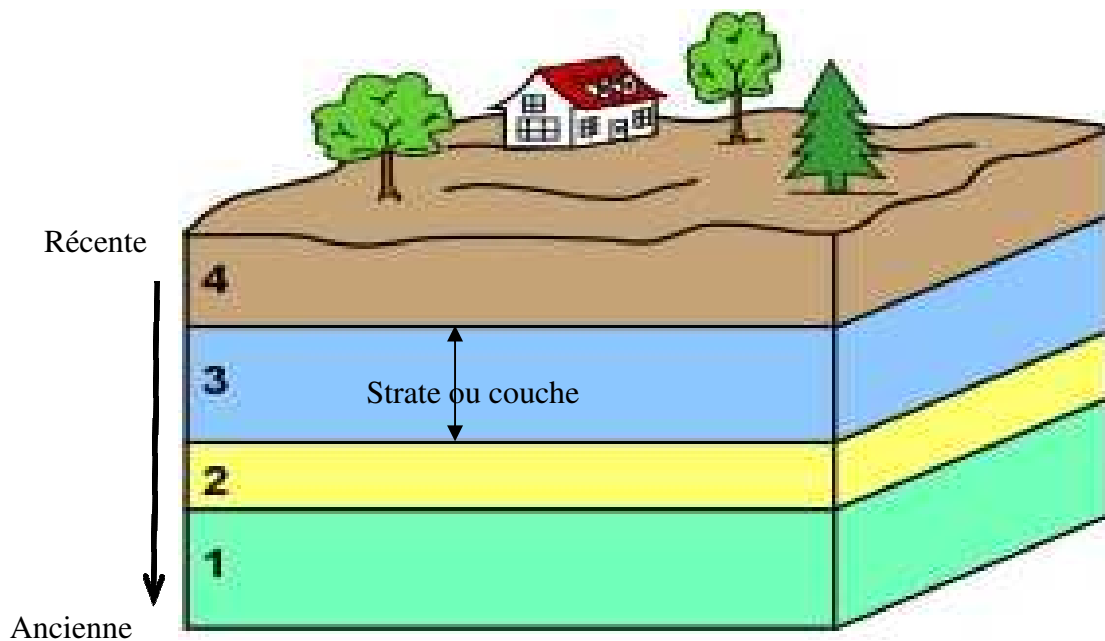
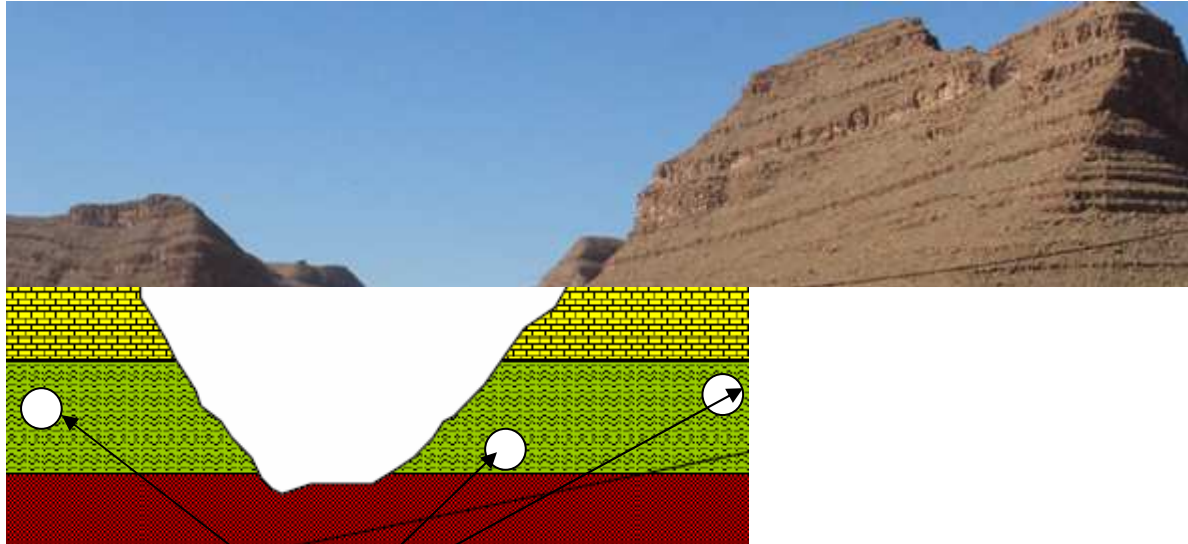


Figure 2 : Illustration de Principe d'horizontalité et de superposition

### A-1-3. Principe de continuité stratigraphique

Une couche est de même âge partout où elle peut être observée et ceci peu importe les natures et épaisseurs différentes de la couche. Donc, une couche, définie par un faciès (lithologique et paléontologique), est de même âge sur toute son étendue (figure 3).



**Roches de même âge**  
 (même strate sédimentaire est de même âge en tous ses points)

Figure 3 : Illustration de Principe de continuité stratigraphique

#### A-1-4. Principe de recoupement

Un objet géologique (couche, faille, dyke, magma..) qui recoupe un autre lui est postérieur. Il peut s'agir d'une intrusion plutonique massive ou filonienne ou faille qui recouperent des couches précédemment déposées dans un bassin sédimentaire.

Couches (1, 2, 3, 4) sont recoupées par la faille « F »

Strates (1 et 2) sont recoupées par le massif magmatique « M »

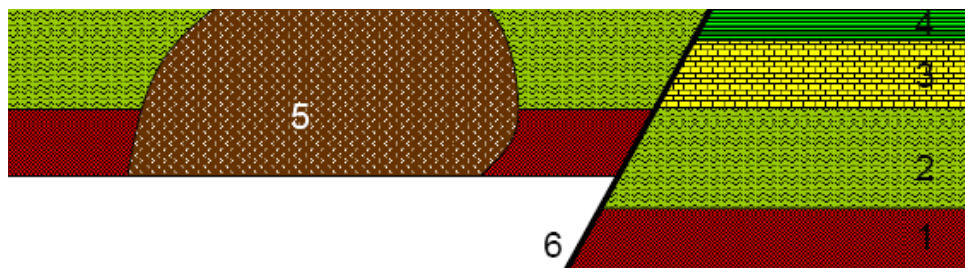


Figure 4 : Illustration de Principe de recoupement

#### A-1-6. Principe de discontinuité

Une structure sédimentaire (ou autres) qui recouvre une autre structure (déformée ou pas) est postérieure à cette dernière (avec absence de continuité chronologique entre 2 structures superposées) : On parle de *discordance* stratigraphique.

#### Rappels

**Lacune** : Lorsqu'il n'y a pas de continuité chronologique entre deux couches.



**Lacune d'érosion** : l'érosion a enlevé des couches, puis la sédimentation a repris en laissant la lacune. Cela est dû aux mouvements tectoniques.

**Lacune de sédimentation** : pendant la période correspondant à la durée de la lacune, la sédimentation s'est interrompue (suite à une régression marine, interruption d'apports,...).

**Discordance**: une limite qui exprime une interruption dans la sédimentation pendant un intervalle de temps ( ce temps non enregistré dans les sédiments) :

- a - La *discordance de ravinement ou d'érosion*
- b - La *discordance angulaire*

a. La *discordance de ravinement ou d'érosion*

La *discordance de ravinement* est représentée par une surface irrégulière d'érosion entre des strates parallèles. Cette surface exprime la cessation de la sédimentation plus leur ravinement (érosion) mais sans déformation (Figure 5).

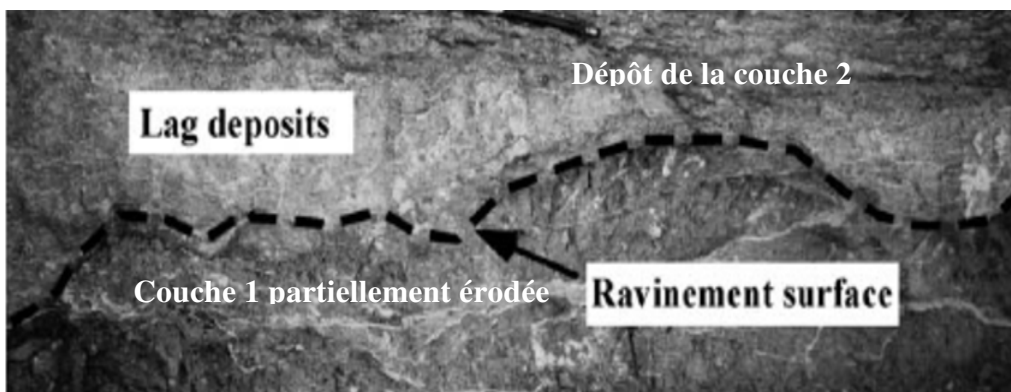


Figure 5 : Illustration de La *discordance de ravinement ou d'érosion*

b.-La *discordance angulaire*

La *discordance angulaire* est représentée par une surface d'érosion séparant d'anciens matériaux géologiques déformés (basculés et/ou plissés et érodés) à la base et des strates sédimentaires horizontales récemment déposées au dessus. Les couches sédimentaires (horizontales) sont déposées en discordance angulaires sur les couches plissées (Figure 6).

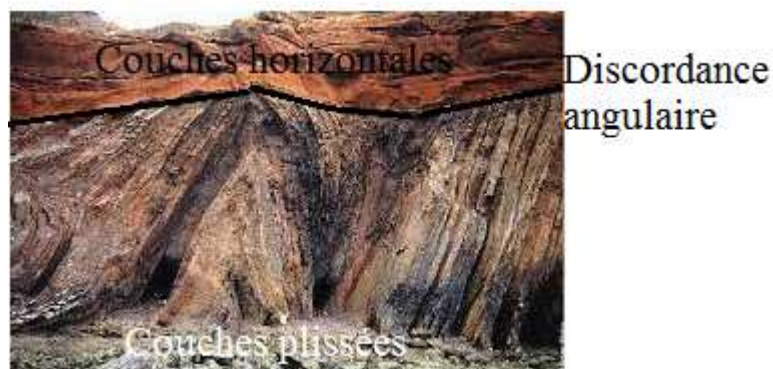
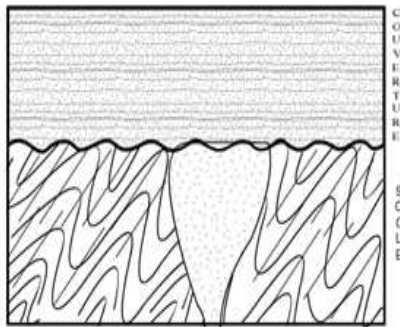
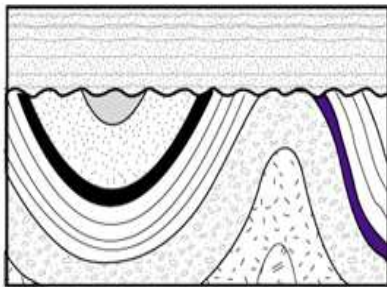


Figure 6 : Illustration de La *discordance angulaire*



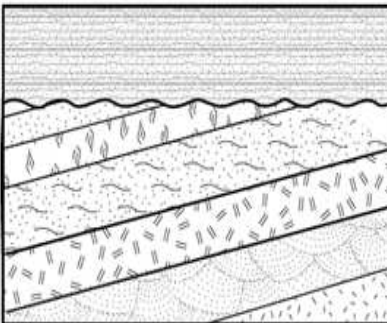
### Discordance majeure :

La couverture sédimentaire transgressive se dépose sur un socle déformé et métamorphisé lors d'une phase orogénique.



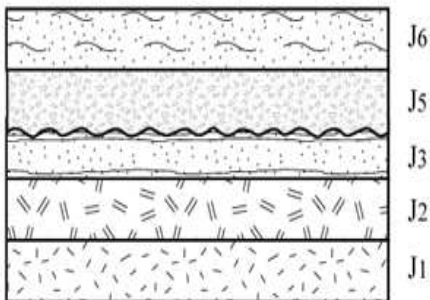
### Discordance angulaire sur une structure plissée :

Les séries basales sont plissées, soulevées puis érodées, avant le dépôt des couches horizontales transgressives.



### Discordance angulaire sur une série monoclinale :

Une séquence sédimentaire est discordante sur une série basculée puis érodée.



### Discordance plate ou par lacune :

Les strates étant parallèles, la discordance n'est pas forcément liée à un événement tectonique. La lacune est sédimentaire ou due à l'érosion

Figure 7 : Différents types de discordances

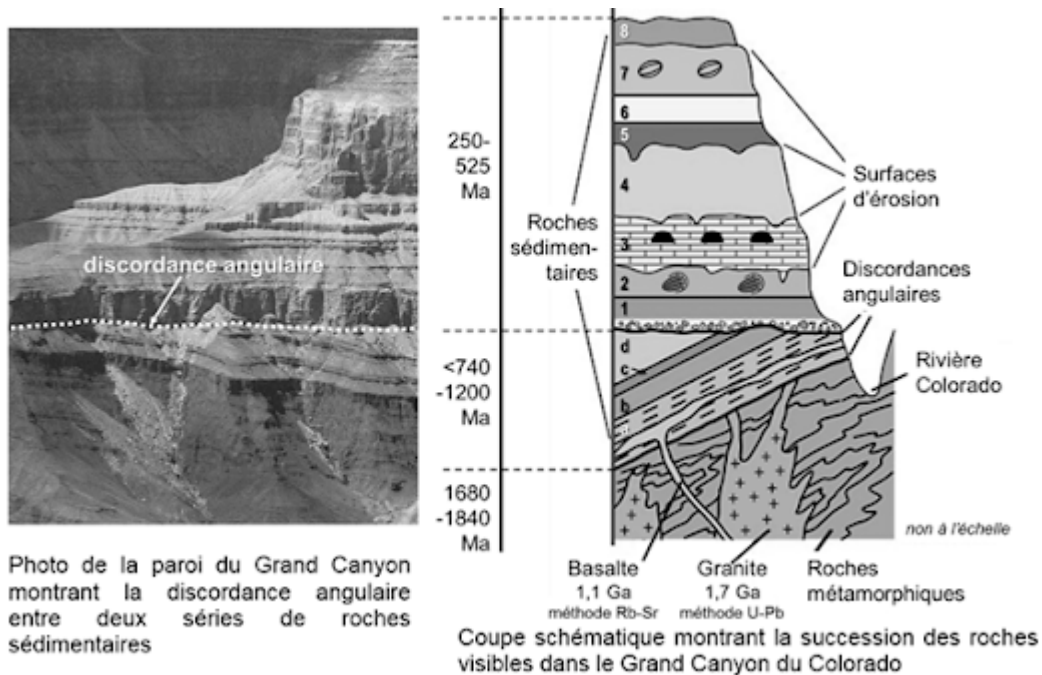


Figure 8 : Log stratigraphique résumant les principes de la chronologie relative

#### A-2 – Méthodes paléontologiques de la datation relative

(Notion de fossiles caractéristiques et des assemblages fossilifères)

Il s'agit de la méthode paléontologique qui utilise les fossiles pour dater les couches.

Un fossile est défini comme le reste d'animaux et de végétaux, qu'on retrouve dans un sédiment ou une roche, on distingue :

- **Fossile stratigraphique** ou bon fossile stratigraphique (=fossile pilote) est caractérisé par :
  - \* Une grande abondance et répartition géographique (en tout point du monde),
  - \* une faible extension verticale (dans le temps) dans les dépôts (a vécu dans des intervalles de temps très courts.)

*N.B : Les fossiles stratigraphiques donnent des âges des couches bien précis.*

- **Un mauvais fossile** a une durée de vie très longue
- **Fossile de type faciès**: limité à certains types de sédiments (faciès), peut donner des indications relatives à la genèse du dépôt. Sa distribution locale est étroitement liée aux conditions physicochimiques et biologiques de l'environnement:

*N.B : Les fossiles de type faciès renseignent sur la paléogéographie.*

Généralement, en géochronologie on utilise trois façons de dater les couches par les fossiles:

- Fossiles pilotes**
- Assemblages fossilifères**
- Lignées évolutives.**

#### 1. La méthode des fossiles pilotes.



Cette méthode utilise évidemment les fossiles à courte durée de vie qui indiquent des âges bien précis. Une couche contenant un de ces fossiles pourra donc être datée avec assez de précision. Cependant ces fossiles sont rares.

## 2. La méthode des assemblages fossilifères.

Cette méthode est basée sur la somme de plusieurs fossiles trouvés en même temps dans une couche donnée. Par conséquent, l'intersection de leurs périodes de vies fourni un âge précis.

On prend un assemblage de fossiles (A, B, C, D et E), qui se trouve dans une même couche. Les travaux de terrain nous permet de connaître quelle a été la durée de vie de chacun de ces fossiles (figure 9).

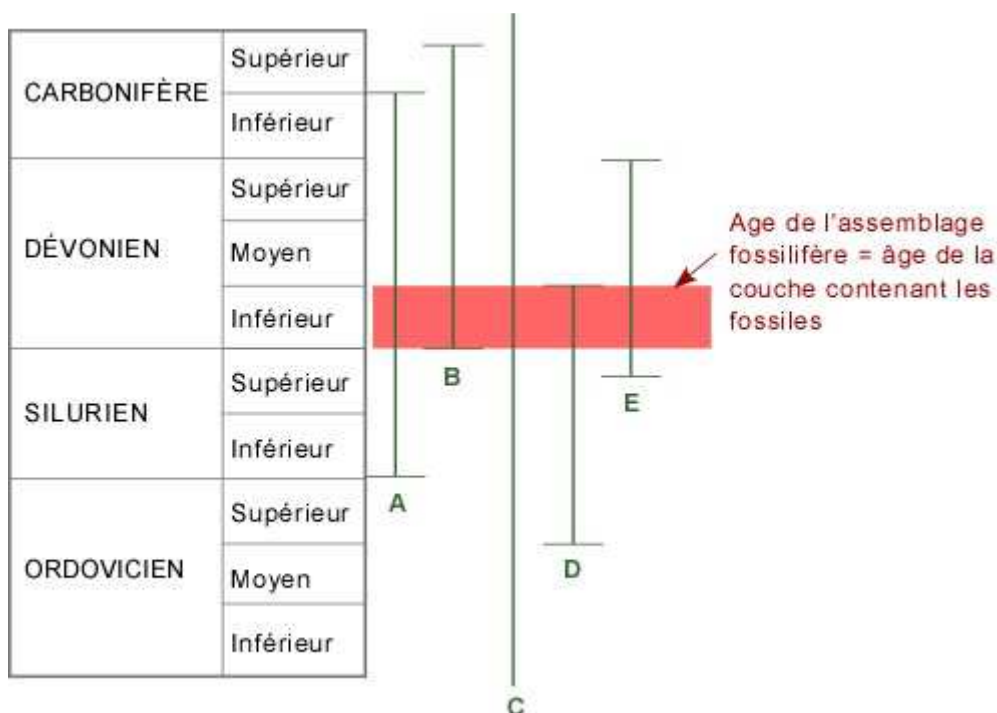


Figure 9 : Age de l'assemblage fossilifère

Les travaux de terrain montre que A est connu du Silurien inférieur au Carbonifère inférieur, que B est connu du Dévonien inférieur au Carbonifère supérieur, que C a une durée de vie très longue qui va de l'anté-Ordovicien au post-Carbonifère, que D va de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur, et que E va du Silurien supérieur au Dévonien supérieur, le seul temps où ces formes ont pu se retrouver ensemble dans le même milieu correspond au temps où elles ont pu vivre toutes en même temps, soit le Dévonien inférieur. L'assemblage et la couche qui le contient datent donc du Dévonien inférieur. Aucun de ces fossiles pris individuellement n'aurait pu fournir un âge aussi précis.

## 3. La méthode des lignées évolutives.

La paléontologie a mis en évidence plusieurs lignées évolutives au cours des temps géologiques, souvent sur de courtes durées de temps.

Ex. de la lignée évolutive des espèces d'un genre donné, ci-contre:

a donné les espèces A, B, C, D et E correspondant chacune à un âge précis.

La présence de l'espèce C dans une couche fixe une limite d'âge précise et lui donne un âge: **Dévonien moyen** (figure 10).

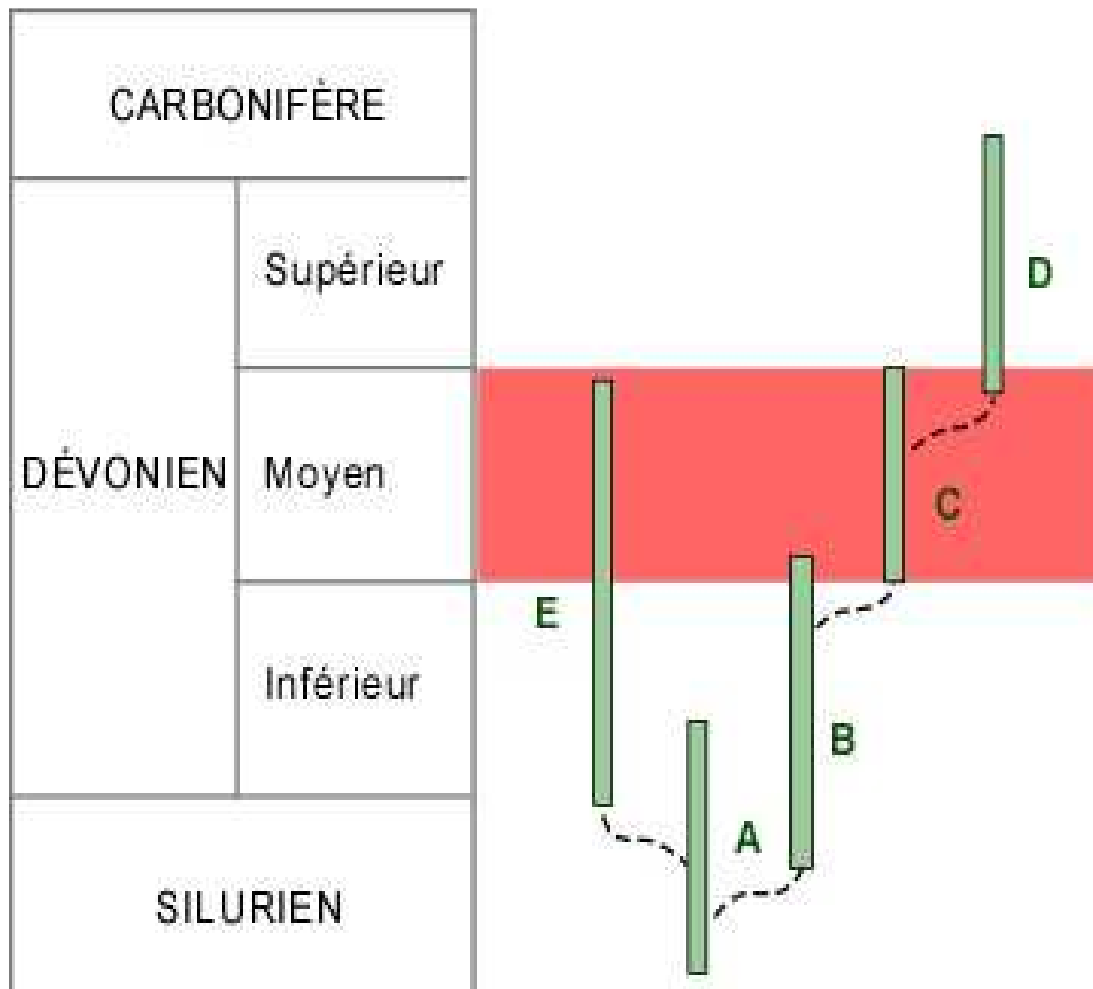


Figure 10 : lignées évolutives

C'est grâce aux méthodes de datation relative, que les géologues ont construit, une échelle relative des temps géologiques (Figure 11).

ÈRES	PÉRIODES	ÉPOQUES	
CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	Holocène (récent) Pléistocène	Extinction Biologique majeure
	TERTIAIRE	Pliocène — Miocène — Oligocène — Éocène — Paléocène	
MÉSOZOÏQUE (Secondaire)	CRÉTACÉ		←
	JURASSIQUE		←
	TRIAS		←
PALÉOZOÏQUE (Primaire)	PERMIEN		←
	CARBONIFÈRE		←
	DÉVONIEN		
	SILURIEN		←
	ORDOVICIEN		
	CAMBRIEN		
PRÉCAMBRIEN	PROTÉROZOÏQUE		
	ARCHÉEN		
Hadéen			

Figure 11 : Echelle relative des temps géologiques

Remarquez qu'il n'y a ici aucun temps exprimé en nombre d'années. En fait, on avait une très vague idée du temps réel impliqué. Les limites entre les principales unités ont été établies principalement sur des changements fauniques importants (flèches rouges). Ainsi, la limite entre le Paléozoïque et le Mésozoïque correspond à la grande extinction de la fin du Permien où 95% des espèces sont disparues de la surface du Globe, alors que la limite entre le Mésozoïque et le Cénozoïque correspond à la disparition de plusieurs groupes dont les dinosaures. Le Protérozoïque a été ainsi nommé car on croyait à l'époque que la vie n'avait commencé qu'au Cambrien.

## **B. Géochronologie absolue**

Les méthodes de datation par la chronologie relatives, principalement par les fossiles, n'ont pas permis d'obtenir une idée du temps géologique réel ou absolu. Non seulement ne connaissons-nous pas l'âge des diverses couches géologiques, mais on ne connaissait même pas l'âge exacte du globe terrestre. La chronologie absolue (*Radiochronologie*) détermine la date exacte (un chiffre) à laquelle il s'est produit un tel événement géologique.

*EX.* : Les mammifères sont apparus il y a 200 millions d'années.

Il a fallu attendre la découverte de la radioactivité par le couple Marie et Pierre Curie (France), au début du 20<sup>e</sup> siècle, pour avoir enfin cet outil qui permit de se faire une idée réaliste du temps géologique, c'est-à-dire obtenir des âges géologiques absolus, et de déterminer l'âge vénérable de notre planète. Cet outil, la datation radiométrique (*Géochronologie absolue*), utilise certains éléments chimiques qui ont la propriété de se désintégrer (*se transformer en d'autres éléments*) d'une manière radioactive. En calculant le temps qu'a mis une certaine portion d'un élément contenu dans un minéral à se désintégrer, on obtient l'âge de formation de ce minéral.

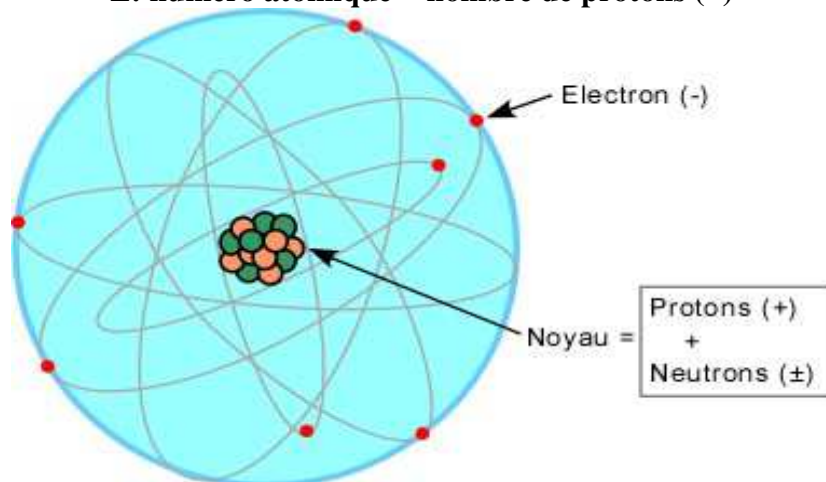
### **Rappels sur l'atome**

L'atome est composé d'un noyau (protons + neutrons) autour duquel gravitent les électrons. Toute la masse de l'atome est concentrée dans le noyau, les électrons ayant une masse négligeable.



**A**: masse atomique = noyau = nombre de protons (+) + nombre de neutrons (±)

**Z**: numéro atomique = nombre de protons (+)



La plupart des éléments chimiques possèdent plusieurs isotopes.

Exemple des 3 isotopes d'oxygène :

$^{16}\text{O}$  : 99,759 % ,  $^{17}\text{O}$  : 0,037 % ,  $^{18}\text{O}$  : 0,203%

Certains isotopes naturels sont **stables**.

D'autres sont instables ou **radioactifs** (appelés isotopes pères « **P** ») se désintègrent et donnent naissance à des isotopes **radiogéniques** (appelés isotopes fil « **F** » ou rejeton « **R** »):

**P** -----> **F**

(Isotope père radioactif) -----> (Isotope fils radiogénique)

Ce sont les isotopes instables, radioactifs qui sont utilisés en radiochronologie.

La radioactivité est due à l'instabilité du noyau qui se désintègre par émission d'énergie, principalement sous deux formes:

- particule  $\alpha$  = 2 protons (+) + 2 neutrons ( $\pm$ ) :

D'où une perte de 4 dans la masse atomique et une perte de 2 dans le numéro atomique;

Un atome se désintègre en émettant une particule  $\alpha$ , c'est à dire un noyau d'hélium ( $^4\text{He}_2$ ) :  $^A\text{X}_Z$  ----->  $^{A-4}\text{X}'_{Z-2} + ^4\text{He}_2$

Ex :  $^{238}\text{U}_{92}$  ----->  $^{234}\text{Th}_{90} + \alpha$  (Période  $T = 4,51 \cdot 10^9$  ans)<sup>2</sup>

- particule  $\beta$  = 1 électron (-) :

Cet électron vient du noyau; il faut donc aller le chercher chez un neutron ( $\pm$ ) qui alors devient un proton (+).

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

$n$  ----->  $p^+ + e$

$^A\text{X}_Z$  ----->  $^A\text{X}'_{Z+1} + e$  ( **$\beta^-$** )

Il y a donc gain d'un proton, d'où un **gain de 1 au numéro atomique**, mais aucun changement de masse atomique, car l'électron a une masse négligeable.

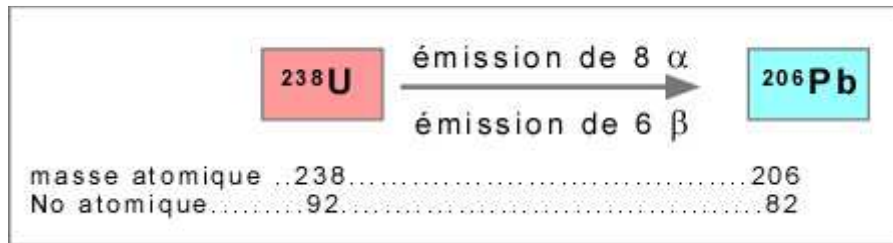
ex :  $^{87}\text{Rb}_{37}$  ----->  $^{87}\text{Sr}_{38} + e$  ( **$\beta^-$** ) ( $T = 4,7 \cdot 10^{10}$  ans)

Un exemple : la désintégration de l'uranium 238 ( $^{238}\text{U}$ ) en plomb 206 ( $^{206}\text{Pb}$ )



La désintégration de l'Uranium en Plomb s'effectue par émission de:

8  $\alpha$  et 6  $\beta$  avec masse atomique de U = 238 et numéro atomique de U = 92



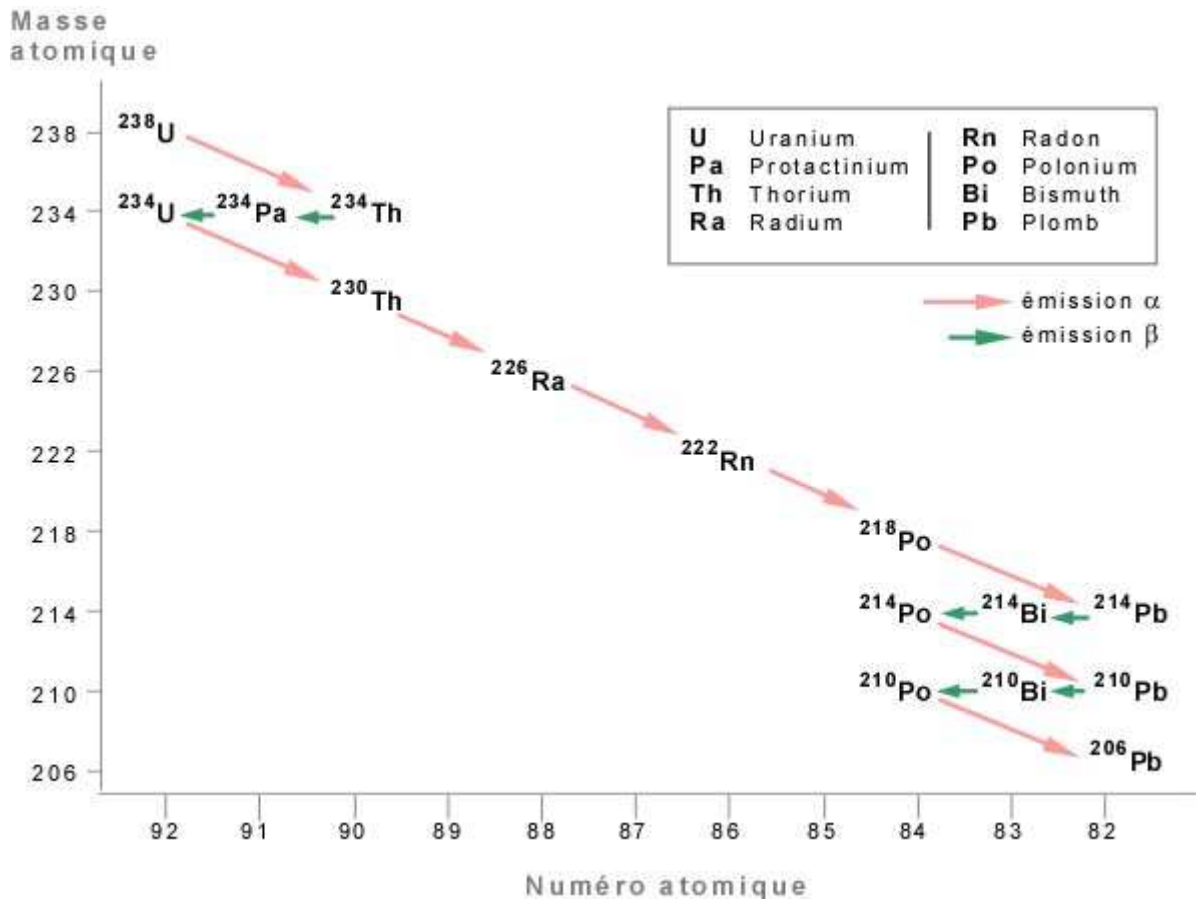
- 1- L'émission de 8  $\alpha$  entraîne la perte de 8 x (2 protons + 2 neutrons), ce qui signifie une perte de 32 à la masse atomique, ainsi que la perte de 8 x 2 protons qui signifie une perte de 16 au numéro atomique.
- 2- L'émission de 6  $\beta$  entraîne la perte de 6 électrons, donc pas de changement à la masse atomique, mais un gain de 6 au numéro atomique.

Le bilan des gains et pertes s'établit donc ainsi:

masse atomique:  $238 - 32 = 206$

numéro atomique:  $92 - 16 + 6 = 82$  (numéro atomique du Pb)

La désintégration se fait par étapes successives, selon la suite:

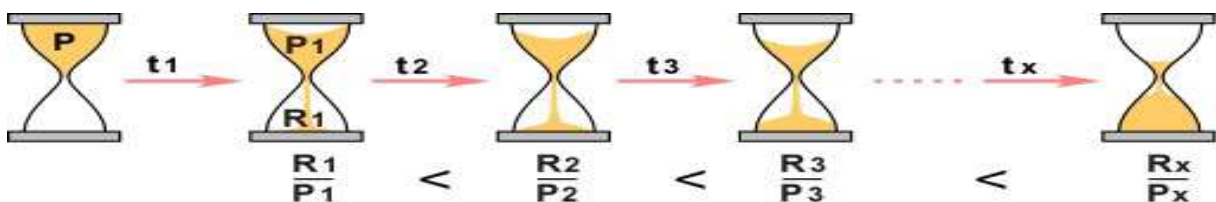


En résumant la réaction de désintégration:

un élément **parent** (P) (ex. U) se transforme progressivement en un élément **rejeton** (R) (ou **Fils : F**) (ex. Pb). Cette désintégration met un certain **temps** à se faire; c'est ce paramètre **temps** qui nous intéresse.



Parent= P  
Rejeton=R ou Fils=F



Après un temps 1 ( $t_1$ ), une partie de la quantité originelle d'élément parent (P) aura été transformée en une quantité  $R_1$  d'élément rejeton; il ne restera qu'une quantité  $P_1$  de l'élément parent, ce qui peut s'exprimer par le rapport  $R_1/P_1$ . Après un temps 2 ( $t_2$ ), on obtiendra un rapport  $R_2/P_2$ , plus grand que le précédent, ... et ainsi de suite. La valeur du rapport R sur P est donc fonction du temps de désintégration. Le taux de désintégration est différent d'un type de désintégration à l'autre, mais

toujours le même pour une désintégration donnée. Comme on connaît bien les constantes de désintégration pour les diverses réactions qu'on utilise couramment, on est capable de calculer le temps de désintégration pour une valeur donnée du rapport R sur P, à l'aide de ces constantes. Ce qu'on calcule, c'est le temps qu'a mis la désintégration à se rendre à cette proportion entre rejeton et parent. Voilà un point très important en ce qui concerne les datations radiométriques: ce qu'on détermine, c'est **depuis combien de temps la désintégration a lieu** ou, si on préfère, **depuis combien de temps a commencé la désintégration**. En pratique, il s'agit d'utiliser des minéraux qui contiennent des éléments radioactifs, comme par exemple le zircon, un silicate de zirconium ( $ZrSiO_4$ ). Dans ce minéral, une certaine quantité du zirconium peut être substituée par l'uranium, soit  $(U,Zr)SiO_4$ , ce qui rend le minéral utile pour les datations. Au moment où le minéral cristallise, il incorpore une certaine quantité d'uranium, mais pas de plomb. L'uranium va commencer, à ce moment, à se désintégrer radioactivement. En déterminant le rapport plomb sur uranium (rejeton/parent) par analyse en spectrométrie de masse dans un zircon donné, lequel zircon se trouve par exemple dans un granite, on peut calculer depuis combien de temps se fait la désintégration ou, en d'autres termes, il y a combien de temps qu'a cristallisé le zircon. Comme il a cristallisé en même temps que le granite qui le contient, c'est en ce sens qu'on obtient l'âge du granite, c'est-à-dire le moment de sa formation. C'est pourquoi, on parle d'âge radiométrique, c'est-à-dire un âge obtenu par la mesure des produits de la radioactivité.

Cas pratique :

Le zirconium ( $ZrSiO_4$ ) dans un granite. Dans la roche granite le zirconium se trouve sous la forme  $(Zr,U,Th)SiO_4$ , Zr,U,Th sont des substitutions.

La valeur **R/P** est fonction du **temps** de désintégration et d'une **constante**  $\lambda$  (probabilité de désintégration)

◆Connaissant la constante de désintégration  $\lambda$  de U/Pb,

◆En mesurant le rapport Pb/U (rejeton/parent), donnée par un appareil (spectrométrie de masse)

◆Moyennant une **équation** à considérer ( $dN/dt = - \lambda N$  ), On peut déterminer l'**âge** du minéral zirconium (qui est dans le granite, qui est une formation géologique).

L'équation de base de la décroissance radioactive est :

$dN = - \lambda N dt$  (nombre de noyaux radioactifs (N) subit une désintégration avec une diminution  $dN$  pour une durée de temps  $dt$  )

$$dN/dt = - \lambda N \quad (1)$$

$\lambda$  = constante de désintégration

N = nombre d'atomes radioactifs

dN = nombre d'atomes désintégrés pendant le temps dt

En intégrant,  $\int_{N_0} (dN/N) = \int_0 (-\lambda t)$ , on obtient:

$$N = N_i e^{-\lambda t} \quad (2)$$

$$N/N_i = e^{-\lambda t} \quad (3)$$

$N_i$  = nombre d'atomes radioactifs au temps initial

N = nombre d'atomes non désintégrés.

$$\ln N/N_i = -\lambda t \quad (4) \quad \ln = \log \text{ népérien}$$

$$t = 1/\lambda \cdot \ln N_i/N \quad (5)$$

$N_i$  n'est généralement pas connu, mais on peut connaître le nombre d'éléments fils  $N_f$ . Donc :  $N_i = N_f + N$ ,

$$(5) \longrightarrow t = 1/\lambda \cdot \ln (1 + N_f/N) \quad (6)$$

la masse (M) des différents éléments est proportionnelle à la quantité (N). En remplaçant N par M dans l'équation (6) on obtient :

$$(6) \longrightarrow t = 1/\lambda \cdot \ln (1 + M_f/M) \quad (7)$$

( $M_f$  : quantité désintégrée et M quantité restante).

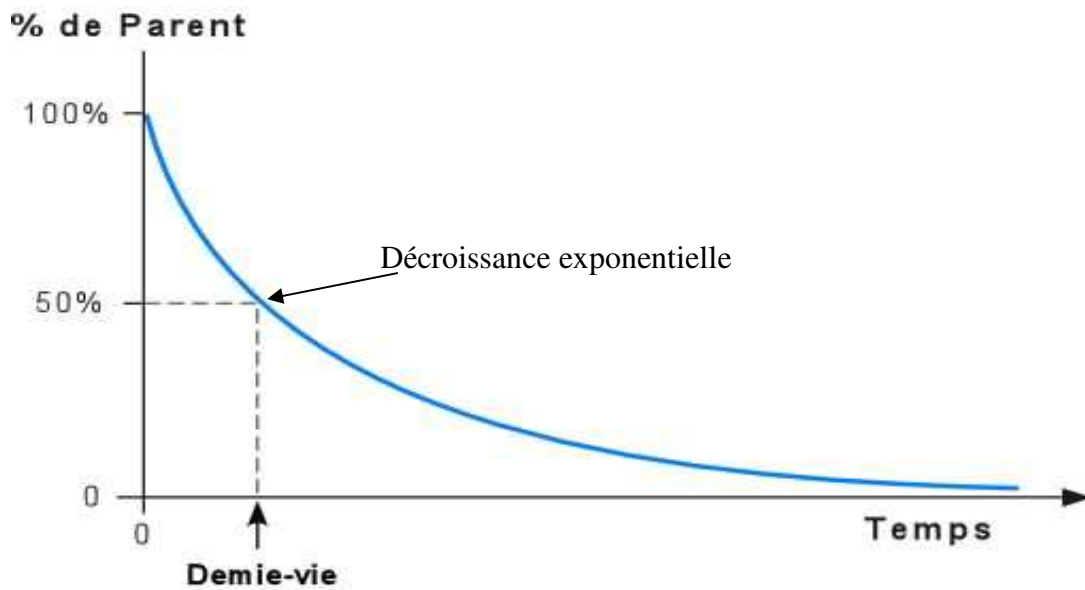
*Pour que la moitié de l'isotope père soit désintégré, il faut un temps T :*

$$T \quad N/N_i = 1/2$$

*En remplaçant dans (5):*  $T = 1/\lambda \cdot \ln N_i/N$

$T = \ln 2 / \lambda$  est appelée **Période ou demi-vie**.

**Période ou demie-vie, notée T.**



Des mesures au laboratoire ont montré que la désintégration suit une règle simple :

$$N/N_i = e^{-\lambda t}$$

Pour que La moitié des atomes (ou isotopes) parents qui se trouvent dans un système fermé se désintègre pour former des atomes rejetons (ou fils) il faut un intervalle de temps fixe. Cet intervalle s'appelle la **demie-vie** ou **période T** :

$$N/N_i = 1/2 \quad \text{En remplaçant dans (5): « } T = 1/\lambda \cdot \ln N_i/N \text{ »}$$

$$T = \ln 2 / \lambda \quad (\lambda: \text{constante de désintégration})$$

Attention, ce n'est pas la moitié du temps de la désintégration, c'est le temps nécessaire pour que la moitié de l'élément parent soit désintégrée.

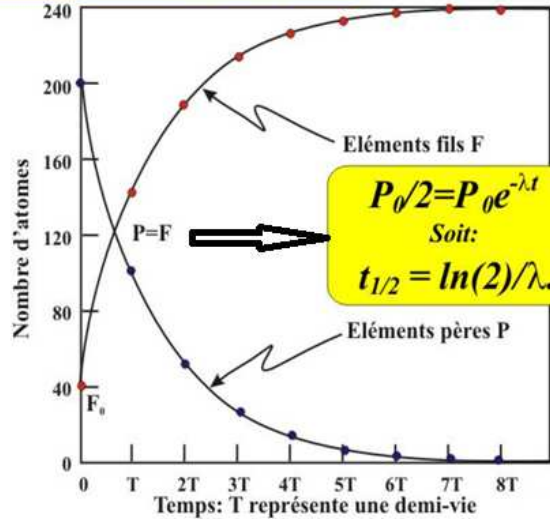
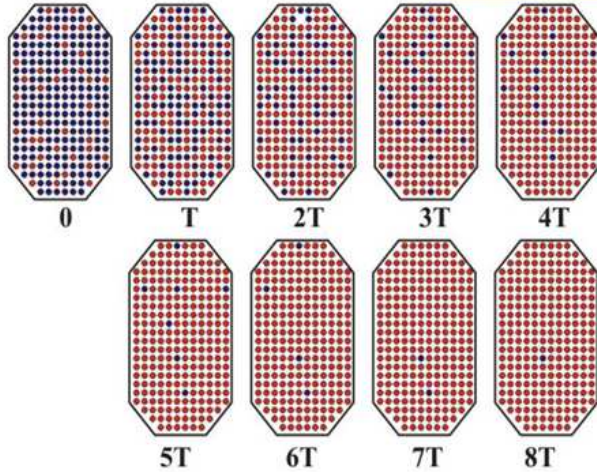
**Schéma explicatif de la désintégration des noyaux instables ou excités**



$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P \quad (1)$$

Où **P** est le nombre de noyaux pères présents, **t** le temps et  $\lambda$  la **constante de désintégration**. La quantité  $\lambda P$  est nommée "**activité**", l'unité en est le **Bq** (désintégrations par seconde). L'intégration de cette équation (1), après inversion de l'échelle de temps (car P doit décroître quand le temps s'écoule) donne :

$$P_t = P_0 e^{-\lambda t} \quad \text{ou} \quad P_0 = P_t e^{\lambda t}$$



### Courbe isochrone (d'égal âge)

La désintégration des isotopes pères produit des isotopes fils.

Le nombre d'atomes fils D produit est simplement :

$$D = N_i - N \quad (\text{le nombre de pères au temps initial moins le nb de pères au temps } t)$$

L'équation (2) peut aussi s'écrire :

$$N_i = N e^{\lambda t} \quad (8)$$

$$D = N e^{\lambda t} - N \quad (9) \quad (N_i = \text{nombre d'atomes radioactifs au temps initial})$$

$$D = N (e^{\lambda t} - 1) \quad (10) \quad (N = \text{nombre d'atomes non désintégrés})$$

En réalité, au temps initial  $t = 0$ , il y aurait déjà des atomes de l'isotope fils présent dans le système :

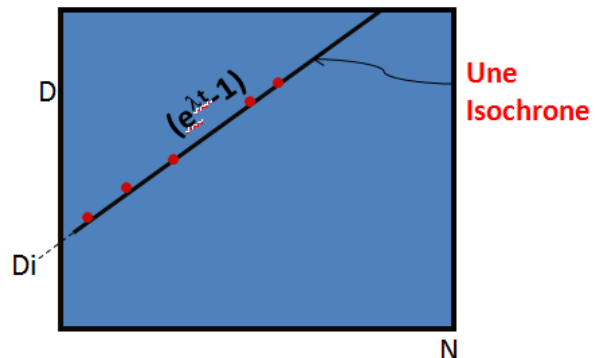
$$D = N (e^{\lambda t} - 1) + D_i \quad (11)$$

**t = âge du système géologique en question**

$$\left\{ \begin{array}{l} t = 1/\lambda \ln \left[ \frac{D - D_i}{N} + 1 \right] !! \\ \text{(Cette équation à 2 inconnus } t \text{ et } D_i) \end{array} \right\} \quad (9)$$

$$(11) \Rightarrow y = a x + b$$

$$y = D, \quad a = (e^{\lambda t} - 1), \quad x = N \quad \text{et} \quad b = D_i$$



Ici on dose D et N (par spectromètre) sur plusieurs échantillons on peut déterminer facilement **le temps t** à partir de la pente ( $a = (e^{\lambda t} - 1)$ ) de l'isochrone

## Aperçu sur l'histoire géologique de la terre

(*L'éon cryptozoïque et L'éon phanérozoïque*)

### I. Echelle relative des temps géologiques

Les méthodes de géochronologie permettent de reconstituer l'histoire géologique d'une région donnée. Les recoupements généralisés à l'échelle du globe ont permis d'établir un calendrier de référence appelée *échelle stratigraphique internationale des temps géologiques* qui comprend les subdivisions suivantes :

#### I.a. Les Eons (= Eonothèmes)

##### I.b. Les Eres (= Erathèmes)

##### I.c. Les périodes (=Systèmes)

##### I.d. Les époques (=Séries)

##### I.e. Les étages (=Ages)

#### I.a. Les Eons (= Eonothèmes)

Un *éon* représente l'intervalle de temps géologique le plus grand de plusieurs 100ème millions d'années. Il en existe 4:

- **Le Hadéen** (4600 Ma à 3900 Ma) : Début de l'histoire de la Terre.

Plus de roches de cet âge à cause de l'érosion et de la subduction.

- **L'Archéen** (3800 Ma à 2500 Ma) : représente les roches les plus anciennes sur Terre. Ces roches contiennent des traces d'organismes microscopiques (bactéries).
- **Le Protérozoïque** (2500 Ma à 570 Ma) :

Ses roches contiennent des traces de micro-organismes multicellulaires.

La stratigraphie des roches archéennes et protérozoïques est **moins connue** que celle des roches plus jeunes parce que ces roches anciennes ont été **déformées, métamorphisées et érodées**.

- **Le Phanérozoïque** (570 Ma à aujourd'hui) est l'éon le plus récent. Les roches du Phanérozoïque contiennent beaucoup d'évidence de vie et les parties solides des organismes sont bien fossilisées.

#### I.b. Les Eres (= Erathèmes)

Les éons sont subdivisés en *ères* dont les limites sont marquées par de grands bouleversements **biologiques** (grandes extinctions), **paléogéographiques** (Orogenèse : chaînes de montagne) ...Une ère géologique est basée sur les fossiles présents dans les roches. Il n'existe pas d'ères pour les roches Archéennes ou Protérozoïques,

L'éon Phanérozoïque est subdivisé en **3 ères** :

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

#### I.c. Les périodes (=Systèmes)

Les périodes du Phanérozoïque sont :

- **Paléozoïque:** *Cambrien, Ordovicien, Silurien, Dévonien, Carbonifère, Permien*

- Cambrien (Cambria, nom romain du Pays de Galles),
  - Ordovicien et le Silurien (nom des tribus celtes, les Ordovices et les Silures, qui vivaient au pays de Galles durant la conquête romaine),
  - Dévonien (Devonshire Country en UK),
  - Carbonifère (roches riches en charbon),
  - Permien (province de Perm (Russie),
- **Mésozoïque** : *Trias, Jurassique, Crétacé*
  - Trias (roches qui se divisent en 3 unités en Europe),
  - Jurassique (Jura en France et en Suisse),
  - Crétacé (creta, mot latin pour craie, falaises blanches le long de la Manche).
- **Cénozoïque** : *Paléogène, Néogène, Quaternaire.*

### I.d. Les époques (=Séries)

Les *périodes* sont subdivisées en *époques* sur la base d'association de fossiles stratigraphiques spécifiques. Leur durée moyenne est d'environ 15 Ma (sauf pour le Quaternaire).

Désignation : adjectif *inférieur, moyen, supérieur*. (Ex. Crétacé inf., sup.)

ou encore « **-cène** »: (Ex. Paléocène, Eocène, Oligocène, Miocène, Pliocène = Epoque du III<sup>aire</sup>)

ÈRES	PÉRIODES	ÉPOQUES
CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	Holocène (récent) Pléistocène
	TERTIAIRE	Pliocène Miocène Oligocène Éocène Paléocène
MÉSOZOÏQUE (Secondaire)	CRÉTACÉ	
	JURASSIQUE	
	TRIAS	
PALÉOZOÏQUE (Primaire)	PERMIEN	
	CARBONIFÈRE	
	DÉVONIEN	
	SILURIEN	
	ORDOVICIEN	
	CAMBRIEN	
PRÉCAMBRIEN	PROTÉROZOÏQUE	
	ARCHÉEN	