

THÈME : À LA RECHERCHE DU PASSÉ GÉOLOGIQUE DE NOTRE PLANÈTE

Chapitre : Le temps et les roches

Une partie du travail du géologue consiste à reconstituer l'histoire de la Terre et des terrains, ce qui permet de déterminer l'âge relatif des événements qui ont affecté une région. Cette démarche est complétée par l'étude des fossiles (paléontologie) mais aussi par la datation absolue des roches grâce à des méthodes radiochronologiques (basées sur la radioactivité de certains éléments chimiques contenus dans les roches). L'ensemble de ces méthodes permet de reconstituer l'histoire de la Terre et de construire l'échelle des temps géologiques. Celle-ci est enrichie régulièrement par les découvertes de nouveaux fossiles ou de nouveaux affleurements.

Problématique : Quelles sont les méthodes mises en oeuvre par les géologues pour mesurer le temps et dater des événements géologiques ?

I. La chronologie relative

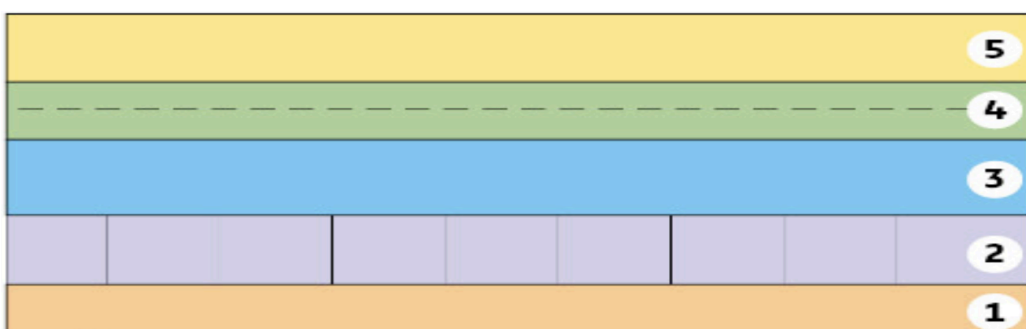
La chronologie relative consiste à établir une succession d'événements géologiques. Cette méthode de reconstitution fait appel à des principes basés sur les relations géométriques entre les formations géologiques, ainsi qu'à l'observation des fossiles inclus dans les roches sédimentaires.

A) Les principes géométriques et paléontologiques de la chronologie relative

La chronologie relative peut-être appliquée à différentes échelles (lame mince, étude des roches, affleurement, carte géologique). Par exemple, l'observation d'un affleurement : zone où les roches sont en surface et nettement visibles permet de visualiser les strates (ou couches) de roches sédimentaires, les plis, failles et inclusions qui ont pu les affecter. Cette méthode se base sur 3 principes géométriques généraux :

1. Le principe de superposition

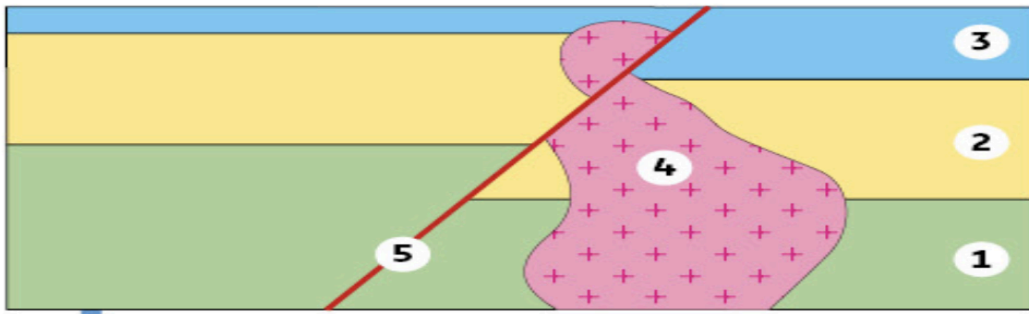
Le principe de superposition concerne les structures géologiques qui se forment par dépôts successifs de roches sédimentaires ou produits volcaniques (coulées de laves et projections). Dans une telle série, une couche est plus récente que celle qu'elle recouvre et plus ancienne que la couche située au-dessus d'elle. Ce principe est plus difficile à appliquer dans une région où les terrains ont subi des déformations tectoniques importantes (zone orogénique) : celles-ci peuvent même inverser l'ordre normal de la superposition.



Document 1 : Schéma du principe de superposition.

2. Le principe de recoupement

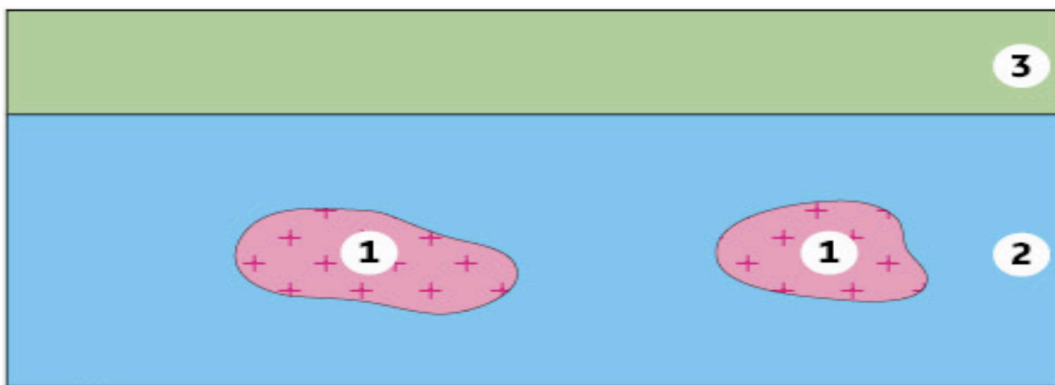
Selon le principe de recoupement, toute structure qui en recoupe une autre lui est postérieure. Il peut s'agir de formations géologiques telles qu'un filon volcanique ou un massif intrusif de granite recoupant un encaissant rocheux, d'événements tectoniques (failles, plissements) ou de surfaces d'érosion qui recoupent d'autres structures.



Document 2 : Schéma du principe de recoupement.

L'utilisation combinée de ces principes permet de reconstituer les étapes d'une histoire géologique locale : par exemple, l'observation d'une discordance angulaire entre des strates horizontales et des couches déformées par un événement tectonique situées en dessous indique qu'a eu lieu une première phase de sédimentation, interrompue par l'événement tectonique à l'origine des déformations. Les sédiments déformés ont ensuite été érodés, avant une reprise des dépôts sédimentaires. L'application des principes de superposition et de recoupement permet d'établir une chronologie de cette discordance : elle est postérieure à la dernière couche affectée par l'événement tectonique et antérieure à la strate non déformée située au-dessus.

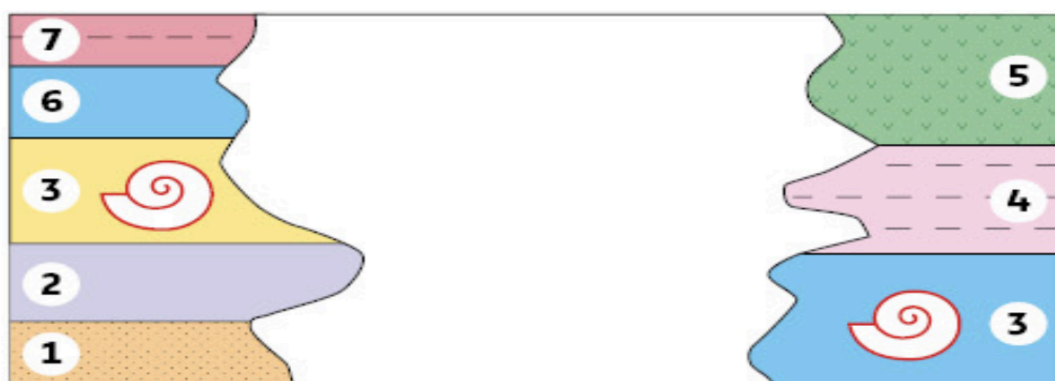
3. Le principe d'inclusion



Document 3 : Schéma du principe d'inclusion.

Le principe d'inclusion stipule que tout objet (roche, minéral) inclus dans un autre lui est antérieur. Il est possible en effet d'observer des inclusions de cristaux plus anciens dans une matrice plus récente; c'est le cas par exemple des enclaves de péridotites dans les roches volcaniques, ou des inclusions de zircon dans des biotites.

4. Le principe d'identité paléontologique

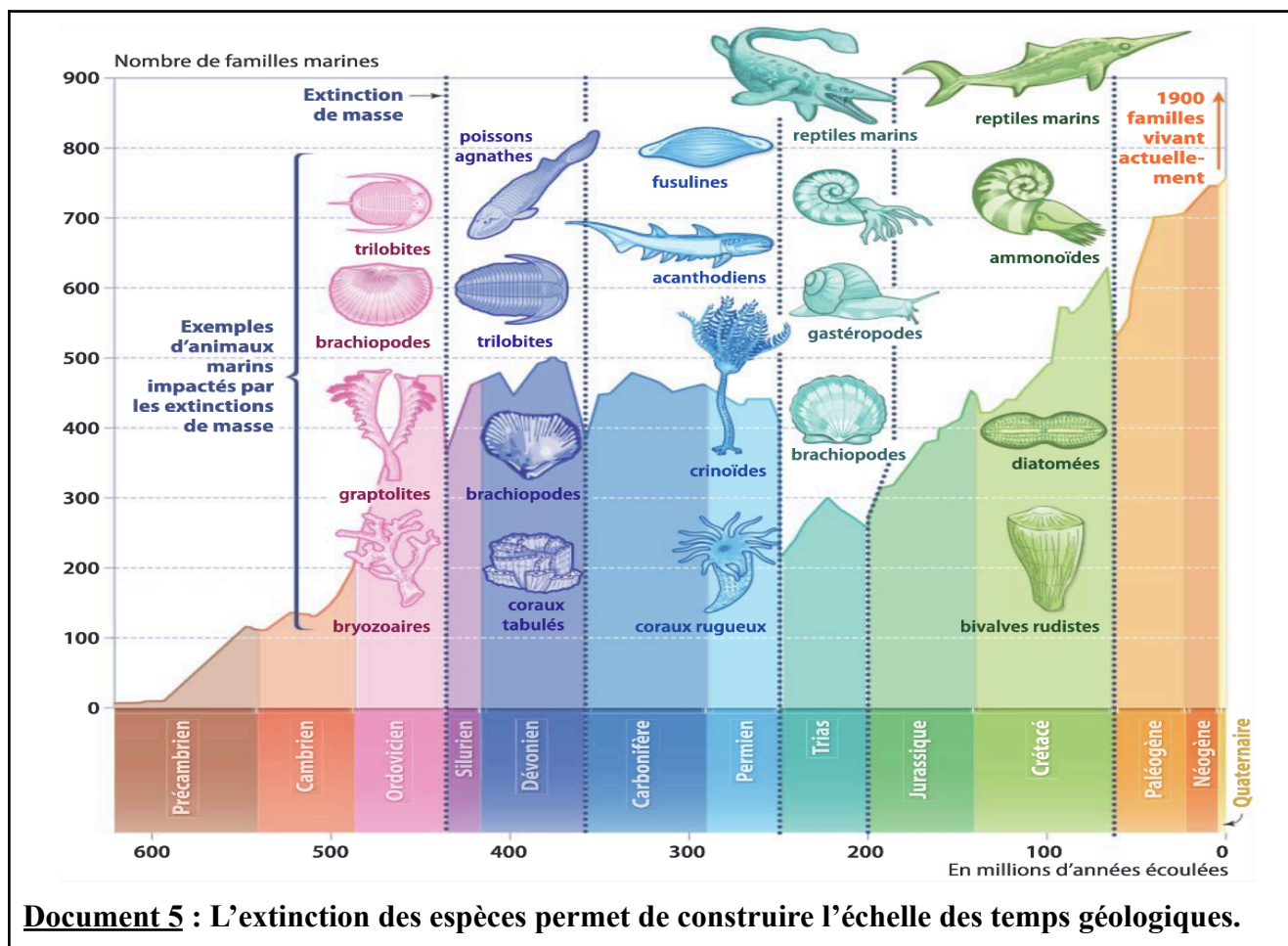


Document 4 : Schéma du principe d'identité paléontologique.

Selon le principe d'identité paléontologique, deux couches de terrains qui renferment la même association de fossiles stratigraphiques ont le même âge. Certaines espèces fossiles ont vécu pendant des périodes relativement brèves et dans des zones très étendues géographiquement : ce sont de bons fossiles stratigraphiques. Ils permettent de comparer les âges de couches éventuellement très distantes.

B) La construction de l'échelle stratigraphique

L'apparition et la disparition de groupes fossiles permet d'établir des coupures dans les strates, et donc dans l'histoire géologique de la Terre. Sur la base de ces critères paléontologiques, les reconstitutions stratigraphiques locales ont peu à peu été mises en relation à l'échelle mondiale. Cela a permis aux géologues de construire une échelle stratigraphique, calendrier de référence couvrant l'ensemble de l'histoire de notre planète. Au sein de l'échelle stratigraphique, le temps est découpé en ères, comportant plusieurs périodes, elles-mêmes subdivisées en étages. Chaque étage est défini à partir de son contenu paléontologique, étalonné grâce à un affleurement de référence : le stratotype. L'étage constitue l'unité de base du calendrier qui a, dans ses grandes lignes, été établi bien avant que l'on sache quelles durées représentaient les différents intervalles de temps ainsi définis.



Bilan : La chronologie relative permet d'ordonner des structures ou événements géologiques les uns par rapport aux autres. Elle repose sur des principes simples :

- **Principe de superposition : une strate est plus récente que celle qui est située en dessous.**
- **Principe de recoupement : toute structure qui en recoupe une autre est plus récente**
- **Principe d'inclusion : tout objet (roche ou minéral) inclus dans un autre est plus ancien.**
- **Principe d'identité paléontologique : deux strates contenant les mêmes fossiles stratigraphiques sont de même âge. Ces fossiles doivent être abondants, avoir une brève extension dans le temps et une large distribution géographique.**

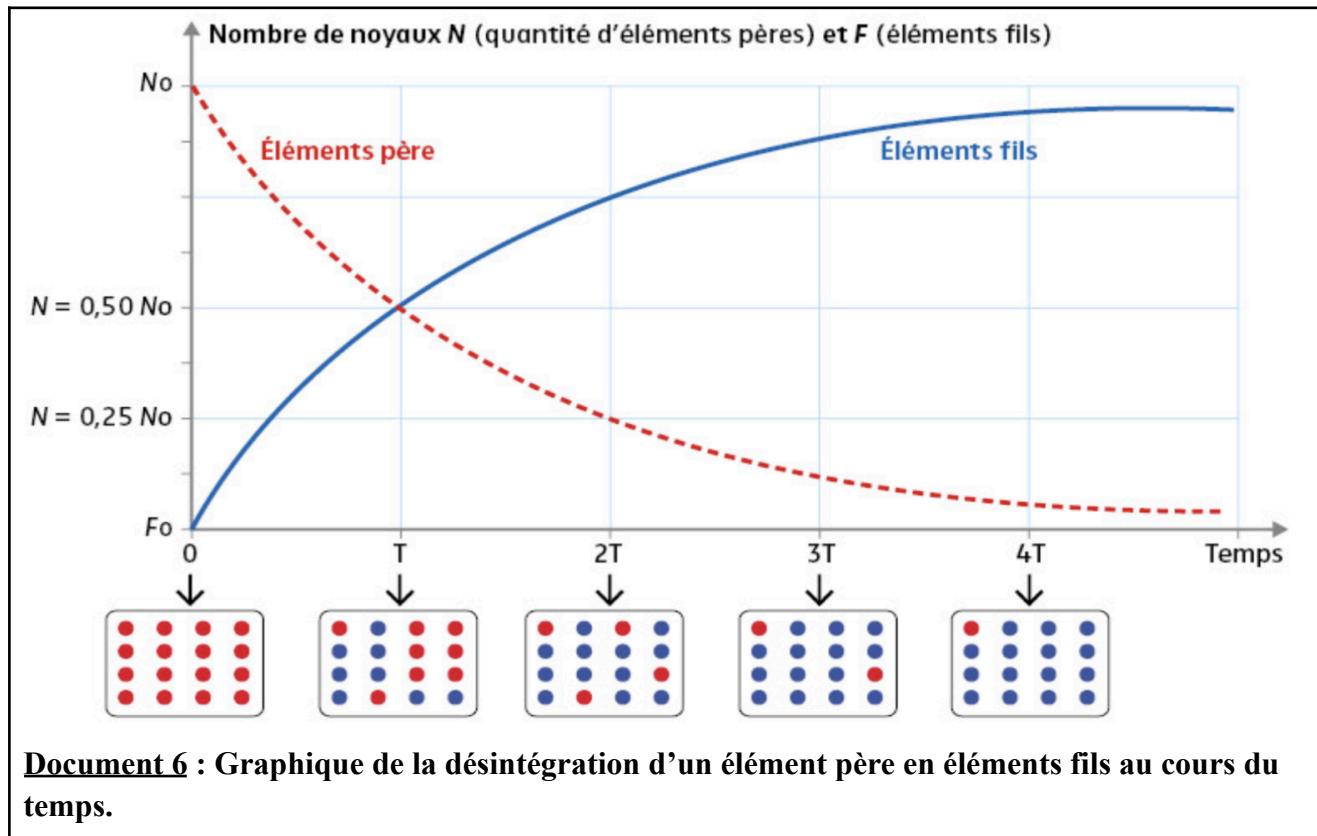
Ces principes de chronologie relative ont permis de découper les temps géologiques, principalement sur des critères paléontologiques : les apparitions ou les disparitions de groupes fossiles constituent des repères temporels fiables. La superposition des intervalles de temps, limités par des coupures d'ordres différents (ères, périodes, âges), aboutit à l'échelle stratigraphique.

II. La datation absolue

La chronologie absolue permet de caler l'échelle stratigraphique dans le temps, en déterminant l'âge des roches en milliers, en millions, voire en milliards d'années.

A) Les principes géophysiques de la datation absolue

De nombreux éléments chimiques possèdent des isotopes naturels radioactifs qui se désintègrent régulièrement et irréversiblement au cours du temps. L'isotope radioactif d'origine correspond à l'élément père. Il se transforme en un isotope radiogénique : l'élément fils. La vitesse de ce processus est caractéristique de chaque élément radioactif. La demi-vie (ou période T) correspond à la durée nécessaire pour que la quantité d'isotope radioactif initiale diminue de moitié.



Document 6 : Graphique de la désintégration d'un élément père en éléments fils au cours du temps.

Les éléments père et fils n'ont pas la même masse. Il est donc possible de les séparer et de les doser à l'aide d'un spectromètre de masse. Cette mesure des proportions d'élément père restant et d'élément fils produit permet de calculer depuis combien de temps se déroule la désintégration au sein de l'échantillon. Pour effectuer une datation absolue, les géologues disposent de plusieurs couples d'isotopes, qui diffèrent les uns des autres par la période de leur élément père. Cette période permet de savoir dans quel domaine de datation chacun des chronomètres est fiable. Afin de choisir le chronomètre le mieux adapté à l'objet que l'on souhaite dater, on s'efforce d'évaluer son âge, grâce notamment à la datation relative.

La datation peut être effectuée sur des échantillons de diverses natures : il peut s'agir de roches, ou de minéraux isolés les uns des autres. Il faut bien entendu que la roche ou le minéral utilisé contient l'élément correspondant au chronomètre utilisé. La datation des roches sédimentaires est délicate, car bien souvent elles contiennent des particules détritiques plus anciennes que le dépôt. C'est pourquoi la datation absolue s'appuie davantage sur des roches métamorphiques et magmatiques. Quelle que soit la nature de l'échantillon, le calcul de son âge est basé sur le dosage des éléments père et fils qu'il contient. Le résultat ne sera fiable que s'ils n'ont pu ni entrer ni sortir de l'échantillon après sa formation. On dit alors que l'échantillon constitue un système fermé.

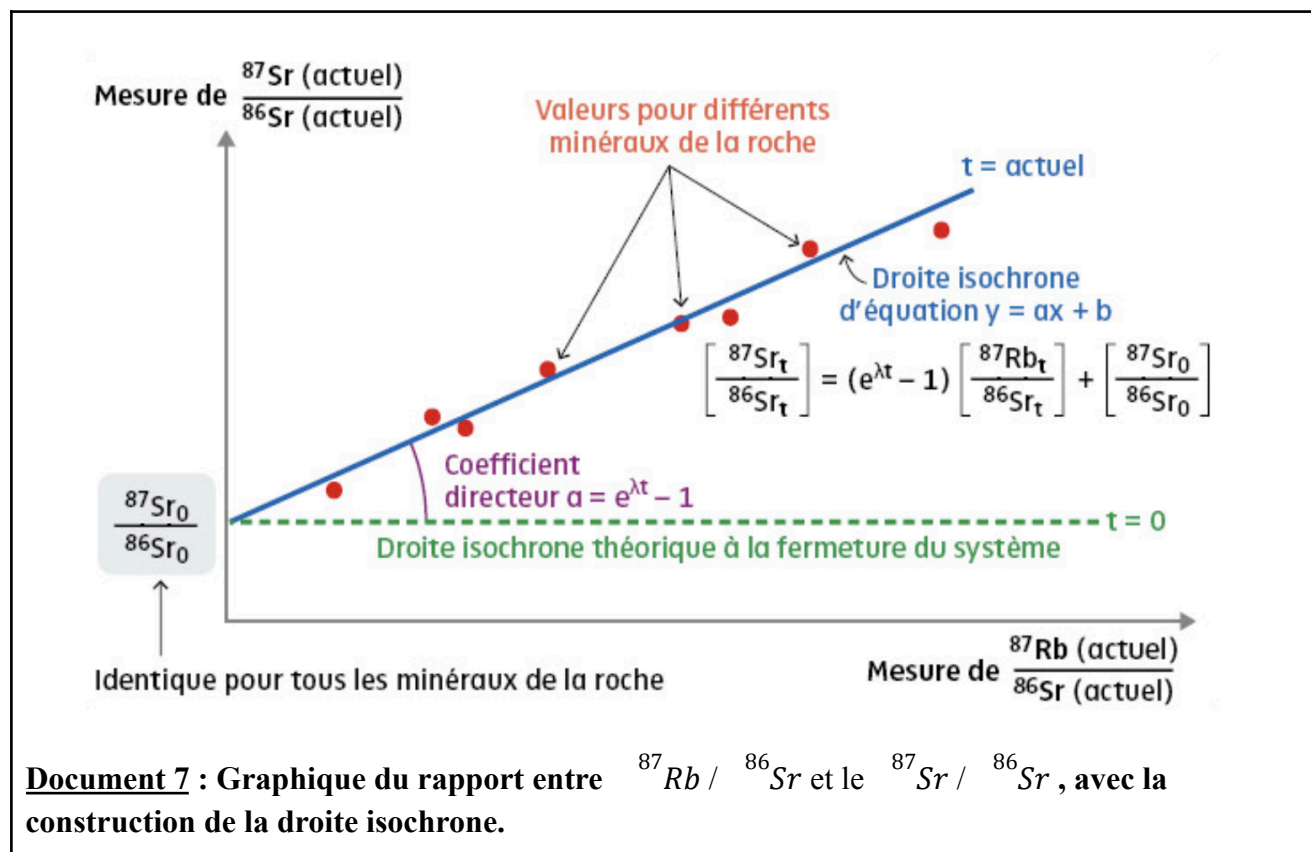
Pour les roches magmatiques, la fermeture du système correspond à la cristallisation du magma. Cependant, tant que la température de la roche reste élevée, certains éléments chimiques diffusent encore entre les minéraux. De plus, la température de fermeture est spécifique à la fois de l'isotope considéré et de chaque type de minéral. C'est pourquoi des mesures réalisées sur différents minéraux d'une même roche peuvent fournir des âges différents.

B) La diversité des géochronomètres

1. La méthode Rb/Sr

Ce chronomètre convient pour les âges les plus anciens : ^{87}Rb se désintègre en ^{87}Sr avec une demi-vie de 50 Ga. C'est l'une des méthodes les plus utilisées en raison de sa fiabilité. On la réserve cependant à des roches anciennes, car la désintégration du ^{87}Rb est si lente que le système doit être fermé depuis près de 100 Ma pour que la décroissance de sa concentration puisse être convenablement mesurée. Les quantités initiales des éléments père et fils étant inconnues, la détermination de l'âge passe par une résolution graphique.

Au moment de la cristallisation d'une roche, les rapports $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ sont identiques. Dès que la roche est formée (fermeture du système), le ^{87}Rb se désintègre et le rapport $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ commence à diminuer. Comme ^{87}Rb se désintègre en ^{87}Sr , le rapport $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ va, au contraire, augmenter. Les points donnés par les rapports $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ restent alignés et forment une droite. Cette droite présente une pente avec un coefficient directeur noté α . Ainsi, en mesurant la quantité de ^{87}Rb et ^{87}Sr dans les différents minéraux de la roche, on peut reconstituer la droite isochrone et déterminer sa pente afin d'identifier l'âge de la roche en utilisant la formule suivante : $t = \ln(\alpha + 1) / \lambda$ avec t = âge de l'échantillon, α = pente de l'isochrone et λ = constante de désintégration radioactive : $1,42 \times 10^{11}$.



2. La méthode K/Ar

La datation K / Ar permet de dater des roches volcaniques ou métamorphiques anciennes, car le

^{40}K se désintègre en donnant du ^{40}Ar avec une période de 13,1 Ga (milliard d'années).

La quantité initiale de l'élément père dans l'échantillon est inconnue, mais on sait qu'au moment de la fermeture du système, celle de l'élément fils est nulle : en effet, l'argon étant un gaz, il s'échappe du magma. L'âge peut être déduit à partir des concentrations d'élément père et d'élément fils mesurées dans l'échantillon. L'abondance du potassium dans les roches confère à cette méthode une grande universalité.

3. La méthode U / Pb

Il est également possible de déterminer l'âge d'objets plus anciens avec la méthode U/Pb. Dans ce cas, l'uranium ^{238}U se désintègre en ^{206}Pb et ^{235}U se désintègre en ^{207}Pb . On construit alors un graphique présentant les variations des rapports $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ en fonction de $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$.

Cela produit une courbe que l'on appelle concordia (concordance des rapports Pb/U). Sur cette courbe, on connaît des âges précis. Il suffit donc de déterminer les rapports Pb /U et de placer le point sur la concordia pour lire l'âge de l'échantillon. Cette méthode est particulièrement adaptée pour des échantillons anciens (entre 0,5 à 5 Ga). Elle n'est donc pas utilisée pour la plupart des roches océaniques ou continentales (sauf roches les plus anciennes). Elle est souvent utilisée sur les météorites et à permis à Clair Patterson en 1953 de dater l'âge de la Terre à 4,5673 Ga.



Document 8 : Graphique du rapport entre $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ et le $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$, avec la construction de la droite concordia.

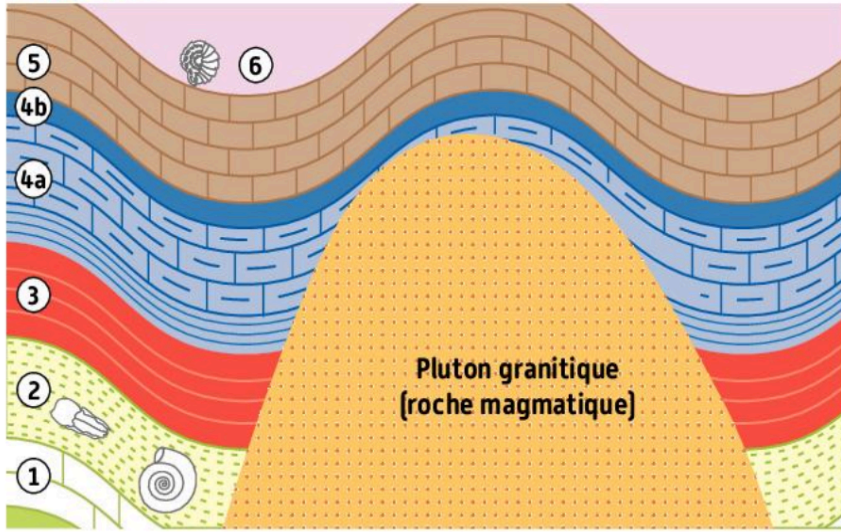
Bilan : De nombreux éléments chimiques possèdent des isotopes radioactifs qui se désintègrent régulièrement et irréversiblement au cours du temps. La vitesse de ce processus est caractérisée par la période radioactive (ou demi-vie) de chaque élément radioactif.

La mesure des proportions d'élément père restant et d'élément fils produit permet de calculer depuis combien de temps se déroule la désintégration au sein de l'échantillon (roche totale ou minéraux isolés), et donc de connaître son âge. Le chronomètre géologique choisi doit avoir une période compatible avec l'estimation que l'on peut faire de l'âge de l'objet à dater. Les méthodes de datation absolue et de datation relative se révèlent très complémentaires.

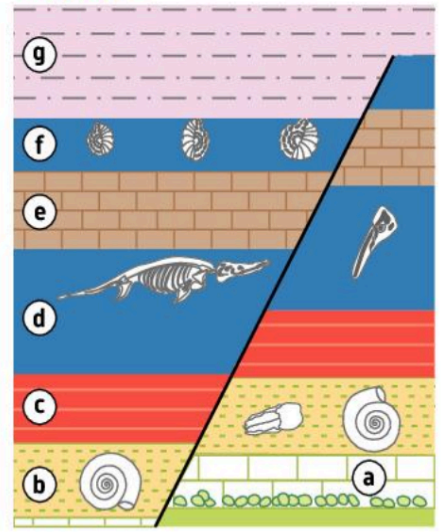
Schéma bilan :

CHRONOLOGIE RELATIVE

Région 1



Région 2



Chronologie régionale

Principe de superposition
les strates ① à ⑥ se sont déposées successivement.

Principe de recoupement
Le plissement recoupe les strates : il s'est produit après le dépôt.

Principe de recoupement
Le pluton granitique recoupe les plis : il s'est mis en place après le plissement.

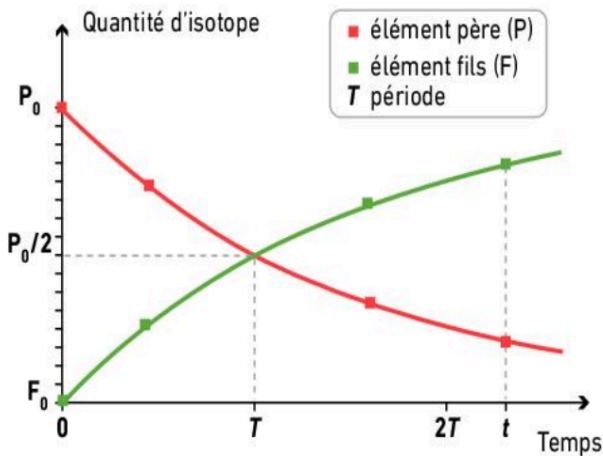
Principe de recoupement
La faille recoupe les strates de a à f mais pas la strate g. Elle a fonctionné entre le dépôt de f et celui de g.

Principe d'inclusion
Les galets sont inclus dans la strate a : ils existaient avant son dépôt.

Principe d'identité paléontologique
Les strates ② et ⑥ contiennent les mêmes fossiles stratigraphiques : elles ont le même âge. De même pour les strates ⑥ et ①.

CHRONOLOGIE ABSOLUE

Désintégration d'un isotope radioactif

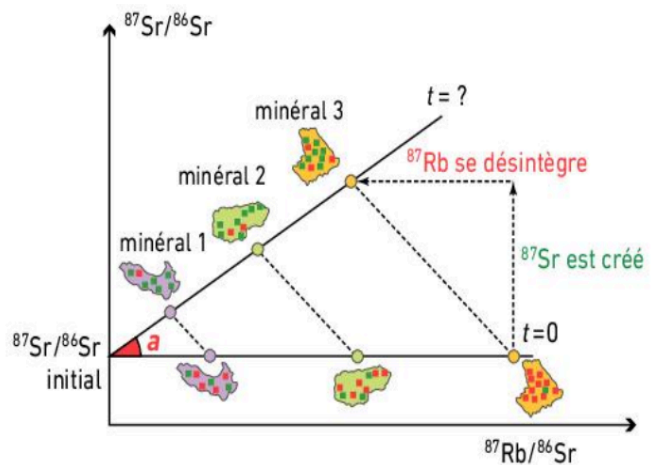


$$t = \frac{\ln\left(\frac{P_0}{P_t}\right)}{\lambda}$$

Mesure de F_t et/ou de P_t

Calcul de t , âge de la roche

Si P_0 inconnu : méthode de la droite isochrone



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

Détermination du coefficient directeur de la droite [a]

Calcul de t , âge de la roche