

ST-H poly 02**Texte du cours****+ travail préparatoire**

Sciences de la Terre

Partie H : La mesure du temps : outils et méthodes

Toute étude géologique revient, plus ou moins directement, à établir une histoire, une succession de phénomènes. La géologie est donc indissociable d'une démarche « historique », visant à obtenir et/ou utiliser des informations temporelles : successions chronologiques, dates chiffrées, vitesses estimées.

[FIGURE 1]

Comment est-il possible d'obtenir et d'utiliser des informations temporelles en géologie ?

Voir le cours de Terminale, spécialité SVT (ou remédiation SVT en BCPST1) !

Travail à faire :

- Lire attentivement le texte du cours, de manière à le comprendre et à le connaître ;
- Réaliser les schémas (simples) demandés ;
- Compléter et répondre aux questions dès que demandé ;
- Noter les points qui ne sont pas claires, toutes les questions que vous avez.

I. L'échelle stratigraphique

La stratigraphie concerne l'étude :

- De la **succession et des âges relatifs** des terrains stratifiés (déposés en couches horizontales)
- De leur forme, distribution, lithologie (lithofaciès), contenu paléontologique (biofaciès), et de leurs propriétés géophysiques et géochimiques.

Une strate se définit ainsi comme étant une structure rocheuse horizontale (à l'origine tout au moins). Selon la nature des roches, les strates peuvent être plus ou moins visibles dans les affleurements.

Une strate est limitée :

- A la base par un **mur**
- A son sommet par un **toit**

 Schéma : une strate sédimentaire, avec légendes « toit » et « mur »

La **biostratigraphie** est l'étude du biofaciès des strates géologiques, dans une optique de datation de ces strates.

A. La datation relative

La datation relative vise à ordonner plusieurs événements géologiques dans le temps. L'objectif est donc de reconstituer l'ordre de mise en place de formations géologiques (roches sédimentaires, mais aussi magmatiques et sédimentaires) et des événements tectoniques (plis, failles) ou autres (lacunes sédimentaires et érosion, transgressions et régressions) les ayant affectés.

La datation relative repose sur cinq principes essentiels.

1. Principe de superposition

[FIGURE 2]

Une couche récente recouvre toujours une couche plus ancienne (hors mouvements tectoniques).

2. Principe de recoupement

[FIGURE 2]

Une structure géologique traversant une autre structure est plus récente que cette dernière.

Exemple : filon magmatique (intrusion magmatique de manière générale), faille, plis, discordance, érosion.

3. Principe d'inclusion

Une inclusion est plus vieille que la roche hôte.

Au niveau des roches sédimentaires, cela se traduit par une constatation simple mais très importante en datation : les grains de la roche (hérités d'une roche plus ancienne, ou structures chimiques comme les oolites, ou bioclastes) sont plus anciens que le ciment qui les scelle. Dans certains cas « limites », le ciment peut être quasi contemporain des grains qu'il unit, en s'étant formé dans le milieu même de dépôt.

 Schéma : une strate sédimentaire, avec dessiné dedans des inclusions (2 fossiles, un fragment de roche plus vieille)

4. Principe de continuité

[FIGURE 2]

Une couche donnée, définie par un toit et un mur, est généralement homogène, mais des variations de composition verticale ou horizontale peuvent apparaître (changement de faciès). Cependant, on considère toujours qu'une couche **a le même âge en tout point**.

5. Principe d'identité paléontologique

[FIGURE 2]

Deux formations présentant les mêmes espèces fossiles se sont formées à partir de sédiments déposés à la même époque.

 A faire : retrouver l'ordre des événements de la figure 3, et vérifier l'exactitude de votre réponse à partir de la légende.

B. La biostratigraphie

Le premier niveau d'étude d'une strate, d'un point de vue biologique, réside dans l'analyse des fossiles contenus dans la roche.

Un **fossile** est la trace minéralisée d'un organisme ayant vécu par le passé. Il peut s'agir d'une empreinte de l'animal, d'un remplacement de la matière organique par de la minérale, ou de la conservation de structures initialement minérales (coquilles, tests...). Les parties dures (coquilles, os, dents...) sont plus facilement fossilisables que les parties molles. Mais dans tous les cas de figure la fossilisation reste un événement **extrêmement rare** !

[FIGURE 4 : pour info, à lire]

1. Les fossiles stratigraphiques

Certains taxons fossiles ne se rencontrent que dans des couches sédimentaires particulières et sur une épaisseur relativement faible. Ces couches s'étant mises en place plus ou moins au même moment, ces fossiles permettent de corréler des dépôts sédimentaires distants les uns des autres.

Un **bon fossile stratigraphique** doit permettre de repérer des terrains mis en place dans un laps de temps limité, sur une grande étendue géographique. Il doit donc avoir :

- Une grande répartition géographique
- Une extension verticale dans les dépôts relativement limitée

Ainsi, les animaux nageurs (à l'état adulte ou larvaire), ou encore les foraminifères planctoniques, présentent une large répartition dans le milieu marin et sont de bons candidats.

De même, les mollusques rudistes, avec des coquilles dissymétriques permettant une bonne reconnaissance des espèces, caractérisent les formations calcaires récifales de la fin du Jurassique et du Crétacé.

[FIGURES 5 et 6 : les fossiles ★★★ sont à connaître ; voir poly 1 du TP ST-H]

2. Fossiles stratigraphiques et datation

Un fossile stratigraphique présente une expansion à la fois dans le temps et dans l'espace. En lieu donné, on peut repérer une première occurrence du fossile (limite basse) et une dernière occurrence (limite haute), qui définissent ainsi la biozone locale de ce fossile. A partir d'observations en plusieurs lieux, on peut alors reconstruire une chronozone, débutant à la date de première apparition du fossile (FAD, *first appearance datum*) et s'achevant à la date de dernière apparition de l'espèce (LAD, *last appearance datum*).

La combinaison de biozones d'espèces différentes, permet de construire des biozones avec une subdivision plus fine.

[FIGURES 7 et 8]

3. La notion de stratotype

Un stratotype est un **affleurement-type** (étalon) qui permet de **définir un étage géologique**, c'est-à-dire un étage de l'échelle stratigraphique.

Un stratotype peut être constitué d'un unique affleurement, ou d'un ensemble de plusieurs affleurements d'une même formation géologiques. Une formation est un **ensemble** de couches sédimentaires défini géographiquement (par un nom de lieu), et présentant assez de caractères lithologiques et paléontologiques pour fournir une référence à l'échelle **régionale**.

[FIGURES 9, 10 et 11 : pour information ; figure 11 à lire, mais pas à apprendre]

4. Crises biologiques et biostratigraphie

a. L'existence de crises biologiques

L'analyse des données des fossiles montrent que l'histoire de la Terre est marquée par des périodes pendant lesquelles de nombreuses espèces vivantes ont disparu. Ces crises biologiques peuvent être d'amplitudes plus ou moins importantes, et avoir des causes diverses, souvent multiples.

[FIGURE 12 : bien repérer les 5 grandes crises biologiques]

Les plus importantes de ces crises, en induisant d'importantes modifications dans la faune et la flore fossiles, marquent les changements d'ères.

Par exemple, la crise crétacé-tertiaire (« crise K-T ») marque la fin du Mésozoïque et le passage au Cénozoïque. Cette crise a vu, par exemple, la disparition des Dinosaures (à l'exception des Oiseaux). On estime à l'heure actuelle que la crise K-T est due à la conjonction de plusieurs phénomènes :

- Une **intense activité volcanique**, marquée en particulier par les trapps du Dekkan, formées par le passage du continent Indien au-dessus du point chaud de la Réunion.
- Un **important impact météoritique** : la météorite de Chicxulub, au niveau de la presqu'île du Yucatan en Amérique centrale. On estime la météorite à une taille de 11 à 80 km, induisant un cratère d'impact de 180 km de diamètre.

La crise K-T est attestée au niveau mondial dans les sédiments :

[FIGURE 13]

- **Baisse de la teneur en CaCO₃**, traduisant une forte diminution des populations de Foraminifères marins et donc des populations de microorganismes marins de manière générale.
- **Pic de concentration d'Iridium**, élément rare sur Terre, mais présence en abondance dans certaines météorites, qui serait la conséquence de l'expulsion de cendres météoritiques dans la haute atmosphère.

La crise biologique la plus importante connue se situe à la transition Permien-Trias (entre le Paléozoïque et le Mésozoïque), avec la disparition estimée de 95% des espèces marines et de 70% des Vertébrés terrestres. Elle serait due à la conjonction entre un supervolcan (trapps de Sibérie) et des variations climatiques et écologiques corrélées à la formation de la Pangée, ainsi que possiblement des chutes météoritiques (ce dernier point étant discuté).

b. Conséquences des crises biologiques

Les crises biologiques affectent la diversité du vivant à l'échelle de la planète : La variation brutale de conditions environnementales conduit à la disparition d'un grand nombre d'espèces, et souvent de taxons entiers. On a ainsi une diminution brutale de la biodiversité au moment de la crise.

Cette diminution de la biodiversité induit une baisse de la compétition entre les espèces, ce qui permet une importante radiation évolutive : Les taxons ayant « survécu » à la crise se diversifient en profitant des niches écologiques laissées vacantes.

[FIGURES 14, 15 et 16]

Ces modifications de la biodiversité conduisent à la définition d'unités stratigraphiques différentes de part et d'autre des crises biologiques.

II. La datation absolue

La datation absolue repose sur l'utilisation d'isotopes radioactifs présents naturellement dans les roches.

Elle ne peut en général être utilisée que pour les roches magmatiques ou métamorphiques, ou pour certains constituants seulement des roches sédimentaires (en particulier constituants organiques ; datation au ^{14}C).

A. Principe général de la radiochronologie

La radiochronologie utilise des éléments radioactifs, présents en faibles quantités dans les roches magmatiques (et les roches métamorphiques ou sédimentaires formées à partir de ces roches magmatiques : attention, on date alors la roche initiale).

Lors de sa création, un échantillon de roche contient **une quantité P_0 d'éléments radioactifs père** et une **quantité F_0 d'éléments fils**. Lors de la cristallisation, les éléments sont immobilisés dans la roche : on parle de « **fermeture du système** ». Les éléments pères se désintègrent au cours du temps, permettant d'augmenter la quantité d'éléments fils dans l'échantillon ; la mesure de la quantité d'élément fils (ou d'élément pères restants) permet une mesure du temps écoulé.

On peut mesurer, par un spectrographe de masse, les proportions relatives d'éléments chimiques, dont la masse atomique est proche (il est donc possible de distinguer des isotopes, avec une grande précision). C'est donc à la fois grâce à la connaissance du mode de désintégration au cours du temps et grâce au spectrographe de masse que l'on va pouvoir estimer l'âge d'une roche.

La vitesse de la réaction de désintégration

- dépend de la concentration des éléments pères présents à chaque instant
- dépend de la nature du couple chimique élément père / élément fils

On a :

$$dP / dt = -\lambda .P$$

λ représente la constante de désintégration, caractéristique du couple

L'équation peut aussi s'écrire :

$$dP / P = -\lambda .dt$$

ce qui représente une équation différentielle.

Soit, après résolution de cette équation différentielle :

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

P_0 représente la concentration initiale en élément père.

 *A faire : savoir retrouver l'expression de $P(t)$ à partir de dP/dt .*

On définit la période T (demi-vie) de l'élément P comme le temps nécessaire à désintégrer la moitié des éléments initiaux P_0 soit $P/P_0 = 1/2 = e^{-\lambda T}$

On a donc :

$$T = \ln(2) / \lambda$$

 *Schéma : allure de la courbe $P = f(t)$; placer la période T (correspondant au passage de P_0 à $P_0/2$), ainsi que $2T$ et $3T$.*

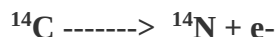
B. Trois couples méthodes de radiochronologie

[FIGURE 17] [FIGURE 18]

Le couple Rb/Sr n'est pas au programme de BCPST. Mais comme il est au programme de spécialité SVT de Terminale, il n'est pas du tout impossible qu'un sujet de concours y fasse appel...

1. Datation au ^{14}C : datation de la matière organique

Le carbone existe sous la forme de trois isotopes : ^{12}C (majoritaire : 98,9%), ^{13}C (minoritaire : 1,1%) et ^{14}C . La proportion $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ est estimée à environ 10^{-12} ; le ^{14}C est donc très rare.



e^- = émission d'un électron

Tant qu'un organisme est vivant, le renouvellement de sa matière organique maintient une teneur constante en ^{14}C . La mort de l'organisme marque la fermeture du système, et le début de la décroissance radioactive.

On note :

- C_t : proportion $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ mesurée à l'instant t
- C_0 : proportion $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ initiale = 10^{-12} environ. *En réalité cette valeur n'est pas stable au cours du temps, et des méthodes permettent d'estimer ses fluctuations, afin d'arriver à une date plus précise.*

Or :

$$C_t = C_0 e^{-\lambda t}$$

Donc :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{C_0}{C_t} \right)$$

 A faire : savoir retrouver l'expression de t pour le couple C/N .

2. Datation avec le couple K/Ar : datation des roches magmatiques



γ = émission d'un photon

Le couple $^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$ se prête particulièrement bien à une analyse aisée de datation. En effet, la seule source terrestre de ^{40}Ar est le ^{40}K . Ce qui signifie que tout le ^{40}Ar actuel est issu de ^{40}K ancestral.

L'argon étant un gaz, il s'échappe de la lave dès son arrivée en surface. On peut alors estimer que **F_0 est négligeable** (il est de toute les manières négligeable devant P_0 si on prend la précaution de travailler sur des **minéraux riches en K**, tels que l'orthose ou les micas) : on parle de **système riche** (= riche en éléments fils produits depuis la fermeture du système)

On a donc :

$$^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{Ar}_0 + 0,105. (^{40}\text{K}_0 - ^{40}\text{K})$$

On ne prend en compte que 10,5% des désintégrations du ^{40}K , car 89,5% des désintégrations de cet isotope correspondent en réalité à la formation de ^{40}Ca .

De plus, $^{40}\text{Ar}_0 = 0$.

Donc :

$$^{40}\text{Ar} = 0,105. (^{40}\text{K}_0 - ^{40}\text{K})$$

or :

$$\begin{aligned} ^{40}\text{K} &= ^{40}\text{K}_0 \cdot e^{-\lambda t} \\ ^{40}\text{K}_0 &= ^{40}\text{K} \cdot e^{\lambda t} \end{aligned}$$

Soit :

$$^{40}\text{Ar} = 0,105. ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)$$

Et donc :

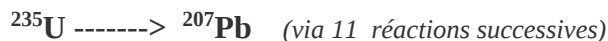
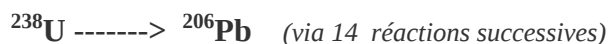
$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{0,105. ^{40}\text{K}} + 1 \right)$$

 A faire : savoir retrouver l'expression de t pour le couple K/Ar sans prise en compte de Ca.

Repérer où rajouter le facteur correctif de 0,105 pour prise en compte de Ca.

3. Datation avec le couple U/Pb : datation de minéraux très anciens

a. Deux couples de radioisotopes



Les systèmes uranium-plomb utilisent les deux désintégrations de l' ^{238}U et de l' ^{235}U en Plomb. Les éléments père et fils sont de même nature mais les constantes de désintégration des deux systèmes sont différentes.

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \text{ et } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(1 + \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \right) \quad \text{et} \quad t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(1 + \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \right)$$

b. Courbe Concordia

[FIGURE 19]

Les mesures pour le système U/Pb sont réalisées sur des Zircons, minéraux très résistants, souvent inclus dans d'autres minéraux (comme la biotite).

Lors de leur formation, les Zircons concentrent les deux isotopes radioactifs de l'Uranium, sans incorporer de Plomb : ceci permet de poser comme hypothèse une absence initiale de Plomb, élément fils.

Il est alors possible de déterminer les valeurs respectives des rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en fonction de l'âge de la roche : On obtient alors une courbe graduée en temps, appelée courbe *Concordia*.

c. Utilisation de la courbe Concordia et droite Discordia

Dans le cas le plus simple, les mesures réalisées à partir d'un minéral conduisent à un point situé sur la courbe *Concordia* : La lecture sur la graduation de la courbe permet alors de déduire l'âge du minéral étudié.

Dans d'autres situations, le point obtenu n'est pas situé sur la courbe *Concordia*. Il est dans ce cas là nécessaire de réaliser à des mesures sur plusieurs Zircons cogenétiques, c'est-à-dire prélevés dans une même roche ou formation, et donc formés en même temps.

Les points obtenus :

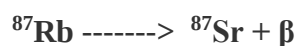
- Sous situés « sous » la courbe *Concordia*, ce qui traduit une perte en Plomb, et donc une réouverture du système = évènement perturbateur.
- Forment une droite = la droite *Discordia*.

La droite *Discordia* coupe la courbe *Concordia* en deux points, qui, dans le modèle de Wetherill permettent d'obtenir deux informations temporelles :

- Le point supérieur indique l'âge de cristallisation de la roche magmatique.
- Le point inférieur donne l'âge de la perturbation.

La nature de la perturbation ne peut pas être déduite des chiffres obtenus, et nécessite des observations complémentaires.

4. Datation avec le couple Rubidium / Strontium (spécialité SVT Terminale) **POUR INFO**



β = émission d'un électron

Le ^{87}Rb présente une demi-vie très longue, et il se concentre dans les phases liquides (comme les magmas à l'origine de la croûte continentale). Le couple isotopique Rb/Sr est ainsi particulièrement adapté à la datation des roches et minéraux magmatiques, même anciens.

La difficulté réside ici dans le fait que les concentrations initiales des éléments père comme fils sont inconnues ! On est en réalité dans un système pauvre, où la quantité initiale d'isotope fils ^{87}Sr n'est pas négligeable.

On peut écrire :

$$^{87}\text{Sr}_t = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}_0 - ^{87}\text{Rb}_t$$

$$^{87}\text{Sr}_t = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}_t e^{\lambda t} - ^{87}\text{Rb}_t$$

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

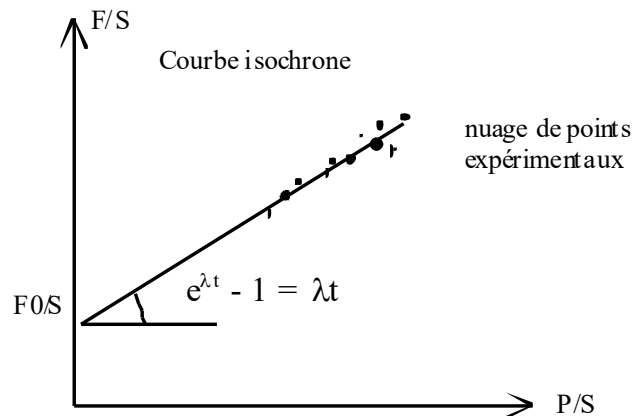
Equation de la forme $y = ax + b$, avec la pente a fonction de l'âge t .

Néanmoins, la détermination précise de ces concentrations est impossible : On se réfère alors à des concentrations relatives, en prenant comme référence le ^{86}Sr , isotope stable du Strontium.

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

On réalise donc des mesures sur différents minéraux d'une même roche, considérés comme cogénétiques (c'est-à-dire formés au même moment), afin de construire la droite et de déterminer l'âge à partir de la valeur de la pente.

L'ordonnée à l'origine donne la valeur du rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.



5. Bilan

Couple $^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$:

- Concentration initiale d'élément père connue : $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ initiale = 10^{-12} environ
- Utilisation de la formule de l'élément père $\mathbf{P} = \mathbf{P}_0 \cdot e^{-\lambda t}$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{C_0}{C_t} \right)$$

Couple $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$:

- Concentration initiale d'élément fils connue : $^{40}\text{Ar} = 0$
- Utilisation de la formule de l'élément fils : $\mathbf{F} = \mathbf{F}_0 + \mathbf{P} (e^{\lambda t} - 1)$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{0,105 \cdot ^{40}\text{K}} + 1 \right)$$

Couple U/Pb :

- Toutes concentrations initiales inconnues
- Utilisation de la Concordia (rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ fonction de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) : si point sur la courbe, alors lecture de l'âge
- Si points en dehors de la Concordia : droite Discordia : âge de la formation + âge de la 'perturbation'

Couple Rb/Sr :

- Toutes concentrations initiales inconnues
- Mesures sur plusieurs minéraux ou roches de la formation : alignement des points $\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ fonction de $\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
- Pente de la droite = $e^{\lambda t} - 1 \approx \lambda t$

III. Synthèse stratigraphique

La reconnaissance des stratotypes permet de définir des strates, reconnues et reconnaissables à l'échelle mondiale. On obtient ainsi un sembler d'unités temporelles ou stratigraphiques, qui forment l'échelle stratigraphique mondiale.

Cette échelle, basée sur la stratigraphie, est donc une échelle de chronologie relative. Les méthodes de datation absolue permettent « d'ancrer » cette échelle relative dans une datation absolue, basée sur la radiochronologie.

[FIGURES 20 et 21]

L'échelle chronostratigraphique est subdivisée en intervalles de temps plus ou moins importants :

- Les éons correspondent aux principales divisions. Les « temps fossilifères » correspondent ainsi au Phanérozoïque, marqué par la présence abondante de fossiles dans les roches sédimentaires, ce qui permet la définition de stratotypes. Les autres éons sont essentiellement subdivisés sur des bases de datation absolue uniquement, faute d'archives fossiles suffisantes.
- Les éons sont subdivisés en ères, séparées par des variations importantes dans les faunes et flores fossiles, du fait de crises biologiques majeures.

Les ères sont ensuite subdivisées en périodes, puis en époques et âges.

🔗 *A faire : apprendre les périodes du phanérozoïque ainsi que les époques du Cénozoïque.*

[FIGURE 22]

Exemple de datation relative : coupe de l'arc de Saint Chinian (Bac S-SVT, Liban, 2010)

