

TD

Méthodes de la géochronologie

L'objet de la géologie est de décrire et expliquer les phénomènes à l'origine de la création de la Terre, ainsi que ceux régissant son fonctionnement. Hors on ne peut comprendre correctement son fonctionnement que dans le cadre d'une chronologie clairement établie, permettant par exemple, de corréler des événements spatialement déconnectés.

Un des obstacles majeurs à l'établissement d'une telle chronologie, tient d'une part à l'âge de l'objet d'étude, 15 Ga, mais aussi à la vitesse des phénomènes qui l'affectent, nous obligeant à multiplier et dans la mesure du possible associer, différentes méthodes de datation.

I- Les méthodes de datation relative

Les méthodes de datation relatives visent à séquencer des événements. Elles permettent de positionner des événements les uns par rapport aux autres, mais en aucun cas de leur donner un âge.

Cette méthode est fondée sur 5 principes :

1- Principe de superposition :

une couche donnée est plus jeune que la couche qu'elle recouvre, et plus ancienne que celle qui la recouvre.

2- principe de recoupement :

une structure recoupant ou déformant une autre structure est plus récente que les couches traversées ou déformées.

3- Principe d'inclusion :

tout objet inclus dans une roche lui est antérieur.

4- principe de continuité :

une même couche géologique à le même âge sur toute sa longueur.

5- principe d'identité paléontologique :

deux strates contenant les mêmes fossiles stratigraphiques sont contemporaines.

Remarque : les fossiles stratigraphiques sont caractéristiques d'une période géologique donnée, on les considère comme des marqueurs temporels. Ils sont caractérisés par une vaste répartition géographique une grande abondance et une évolution très rapide.

II- Exercices de datation relative

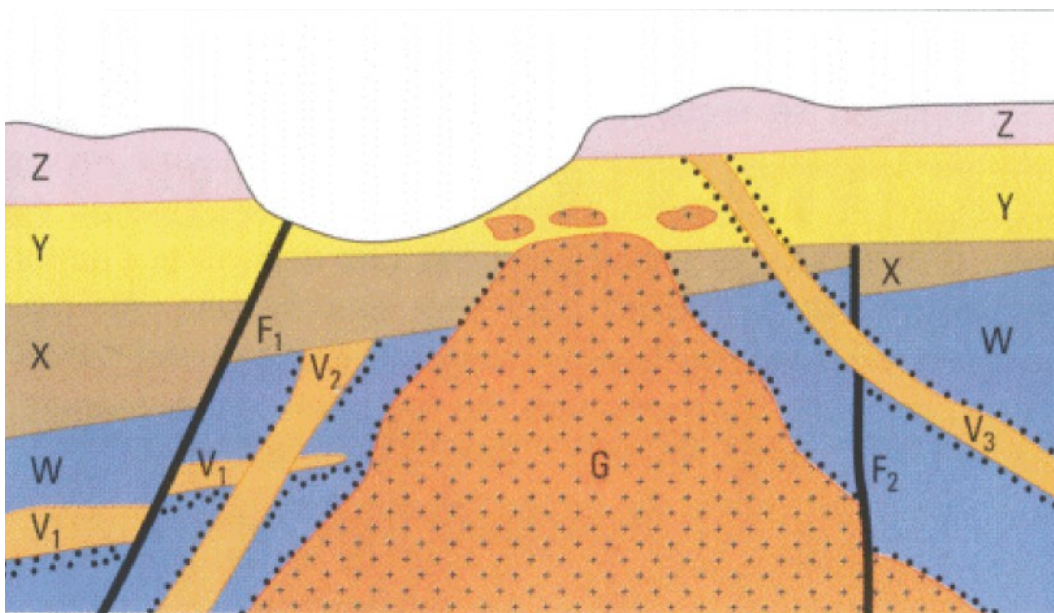
Exercice 1 :

[Le défi de Charles Lyell de P. Cosentino !](#)

Exercice 2 :

reconstitution géochronologique sur une coupe théorique

Le document 1 présente une coupe géologique (théorique). On distingue quatre séries sédimentaires (W, X, Y et Z), un massif granitique G, trois formations volcaniques notées V1, V2 et V3 et deux failles F1 et F2. Les petits points signalent des roches ayant subi des transformations minéralogiques après la mise en place de G ou de V.



Document 1 :
Coupe géologique
théorique

- 1- Reconstituez la chronologie des événements géologiques qui ont conduit à la coupe du document 1.

Exercice 3 :

reconstitution géochronologique des Alpilles

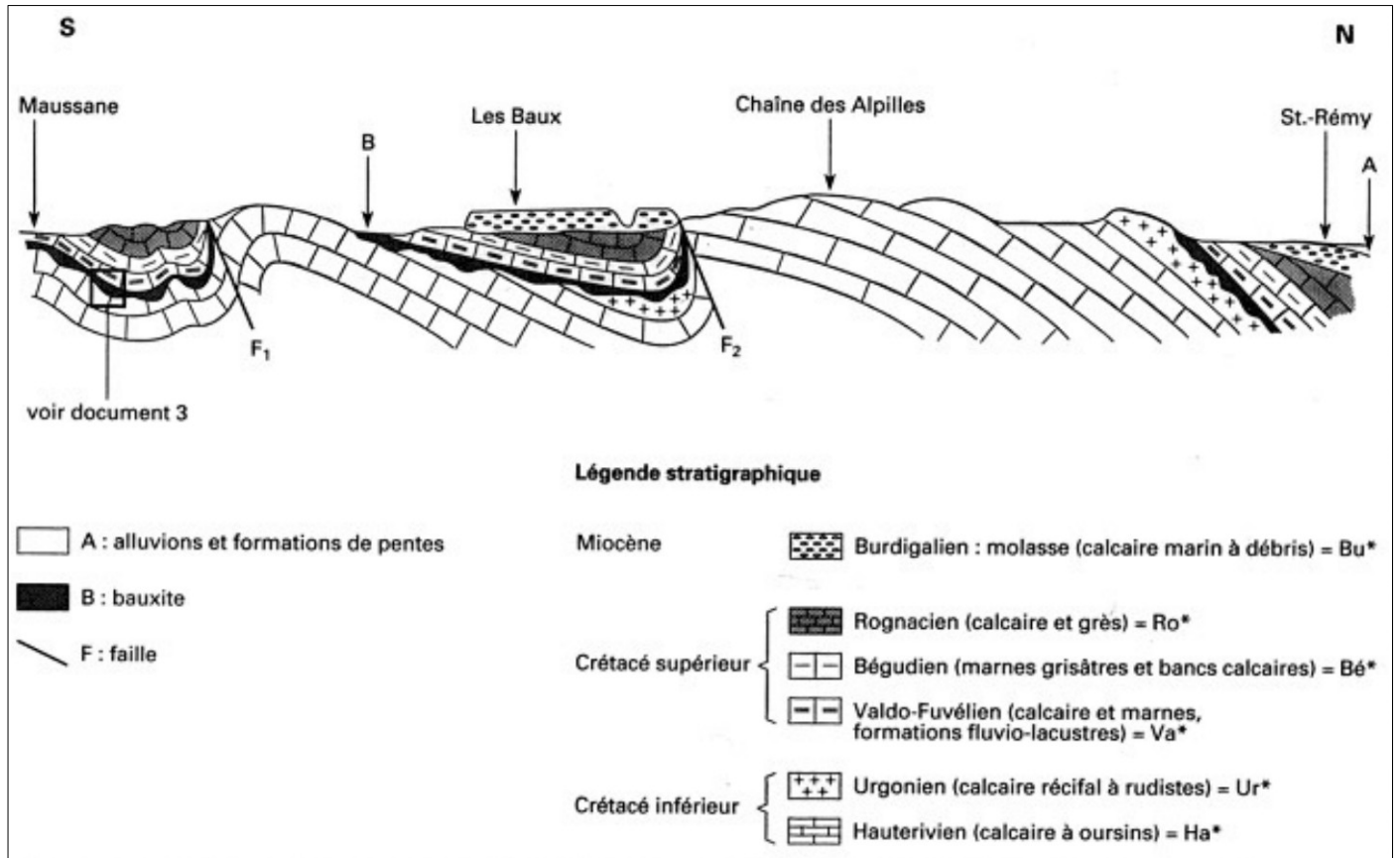
La bauxite, minéral d'aluminium, a été découverte et exploitée dans les Alpilles, près du village des Baux.

À partir de l'exploitation des documents 1 et 2, préciser la nature et la chronologie des événements géologiques ayant affecté la région des Alpilles, ainsi que l'époque et les conditions de la formation de la bauxite.

NB : Le document 2 est un rappel de l'échelle des temps géologiques pour la période concernée.

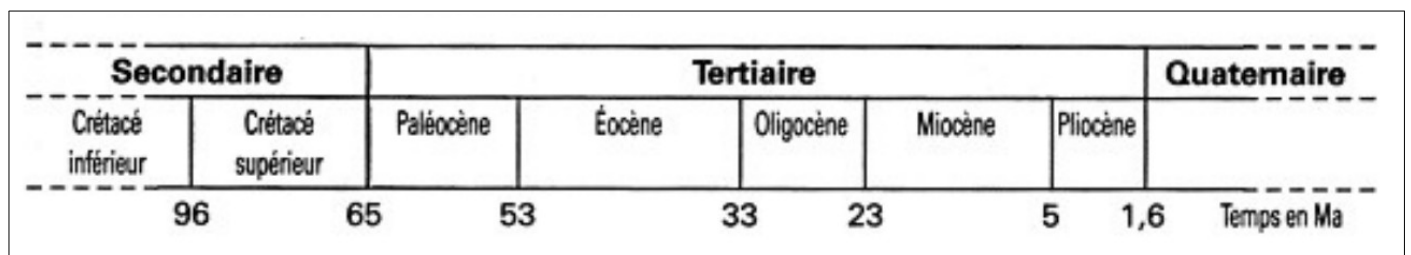
Document 2 :

Coupe géologique des Alpilles



Document 3 :

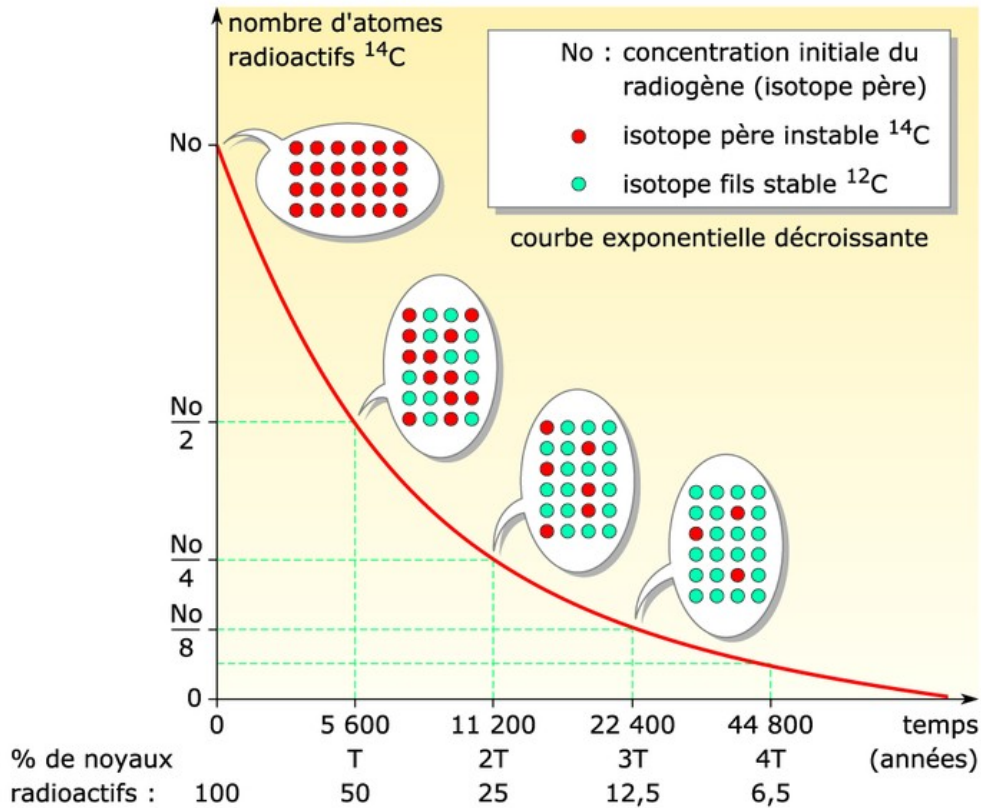
Échelle des temps géologiques



III- Les méthodes de datation absolue

La datation relative ne permettant pas d'attribuer un âge à un objet ou un événement, on utilise des méthodes de datation basées sur la désintégration d'isotopes radioactifs naturels. Cette transformation d'un élément dit « Père » en un élément « Fils » dit radiogénique, se fait à vitesse régulière. On parle de constante radioactive λ , propre à chaque isotope.

Décroissance radioactive du ^{14}C

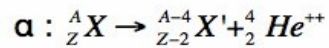
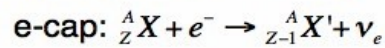
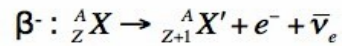


A un instant donné t , la quantité d'isotope père notée P_t dans un système fermé qui en contenait une quantité P_0 au départ, répond à la relation suivante :

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

Document 4 : Principales transformations radioactives :

Nom	Processus	Bilan
α	Libération d'un noyau d'hélium	${}^A_Z\text{X} \longrightarrow {}^{A-4}_{Z-2}\text{Y} + {}^4_2\text{He}$
β^-	Transformation d'un proton en neutron, émission d'un électron (e^-) et d'un antineutrino ($\bar{\nu}$)	${}^1_0\text{n} \longrightarrow {}^1_1\text{p} + {}^0_{-1}\text{e} + \bar{\nu}$
β^+	Transformation d'un neutron en proton, émission d'un positron (e^+) et d'un neutrino (ν)	${}^1_1\text{p} \longrightarrow {}^1_0\text{n} + {}^0_1\text{e} + \nu$
γ	Désexcitation d'un noyau, émission d'un photon (γ)	${}^A_Z\text{X}^* \longrightarrow {}^A_Z\text{X} + \gamma$

Document 5 : Principaux couples isotopiques, et leurs domaines d'utilisation :

Parent	Fils	T _{1/2} / ans	Mode	Matière
¹⁴ C	¹⁴ N	5730	β ⁻	Bois, Os, Peintures
²⁶ Al	²⁶ Mg	740 000	e-cap	Chondres des météorites
⁴⁰ K	⁴⁰ Ar	13,9 x 10 ⁹	e-cap	Micas, feldspaths, muscovites
⁴⁰ K	⁴⁰ Ca	1,4 x 10 ⁹	β ⁻	Micas, feldspaths, muscovites
⁸⁷ Rb	⁸⁷ Sr	48,8 x 10 ⁹	β ⁻	Roches ignées et métamorphiques
¹²⁹ I	¹²⁹ Xe	17 x 10 ⁶	β ⁻	Météorites
¹³⁸ La	¹³⁸ Ce	259,6 x 10 ⁹	β ⁻	Roches pétrogènes
¹⁴⁷ Sm	¹⁴³ Nd	106 x 10 ⁹	α	Roches magmatiques, météorites
¹⁷⁶ Lu	¹⁷⁶ Hf	35,7 x 10 ⁹	β ⁻	Roches magmatiques, météorites
¹⁸⁷ Re	¹⁸⁷ Os	42,3 x 10 ⁹	β ⁻	Sulfures métalliques
²³² Th	²⁰⁸ Pb	14,0 x 10 ⁹	chaîne	Fossiles
²³⁴ U	²³⁰ Th	245 000	α	Coraux, calcaires
²³⁵ U	²⁰⁷ Pb	704 x 10 ⁶	chaîne	Zircons
²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	4,47 x 10 ⁹	chaîne	Zircons

On mesure donc la disparition de l'élément père (P), ou l'apparition de l'élément Fils (F).

L'âge calculé d'un échantillon correspond au moment où les isotopes radioactifs ont été emprisonnés dans l'échantillon, c'est à dire **au moment de la fermeture du système**.

Si on mesure l'âge (t) de l'échantillon à partir de (P) :

$$t = 1/\lambda \cdot \ln (P_0 / P_t)$$

Si on calcule l'âge (t) de l'échantillon en fonction de (P) et (F) :

$$t = 1/\lambda \cdot \ln (1 + (F_t + F_0) / P_t)$$

Précisions utiles : notions de système fermé, système riche, système pauvre et demi-vie

- **Système fermé** : volume défini de molécules (cristal ou roche p. ex.), qui n'échange pas d'atomes avec le milieu extérieur.
- **Fermeture du système** : moment où ce volume a cessé tout échange avec le milieu extérieur. La radiochronologie date le moment de dernière fermeture du système considéré : mort du végétal, cristallisation du magma, fin de croissance du minéral, etc.).
- **Système riche** : système qui ne contient aucun atome d'isotope fils radiogénique au moment de sa fermeture. Le système sera donc riche en éléments fils néo-formés.
- **Système pauvre** : système contenant une quantité non négligeable d'isotope fils radiogénique au moment de sa fermeture. Il faudra donc distinguer le stock initial d'isotope fils du stock néo-formé. Ce type de système est donc pauvre en isotopes fils néo-formés par rapport à la quantité d'isotope fils initiale.
- **Demi-vie** : Pour comparer plus simplement les vitesses de disparition radioactive d'isotopes différents, on utilise la période des isotopes, ou demi-vie, $T_{1/2}$ (ou simplement T) plutôt que la constante de désintégration.

Cette période est le temps nécessaire à un système pour perdre la moitié de la quantité d'isotopes radioactifs qu'il contenait à sa fermeture.

$$T_{1/2} = \ln(2) / \lambda$$

Une fois le système fermé, on peut en théorie mesurer des temps compris entre $T_{1/2} / 100$ et $10.T_{1/2}$. En deçà et au-delà, les corrections à apporter sont trop importantes.

IV- Exercices de datation absolue

I- La datation au ^{14}C :

Le carbone 14 dont la demie vie est de 5730 ans, est particulièrement indiqué dans le cadre de datations inférieures à 40 000 ans.

Cet isotope résulte de l'interaction entre ^{14}N et les rayons cosmiques de la haute atmosphère, il est donc produit continuellement, et entre dans le cycle du carbone de la même manière que ^{12}C . Il se retrouve ainsi incorporé dans la matière organique dans des proportions identiques aux concentrations atmosphériques. Ce n'est qu'à la mort de l'individu que le système se ferme et que la décroissance débute.

On mesurera la quantité de ^{14}C résiduel pour déterminer l'âge de l'échantillon, en utilisant les relations suivantes :

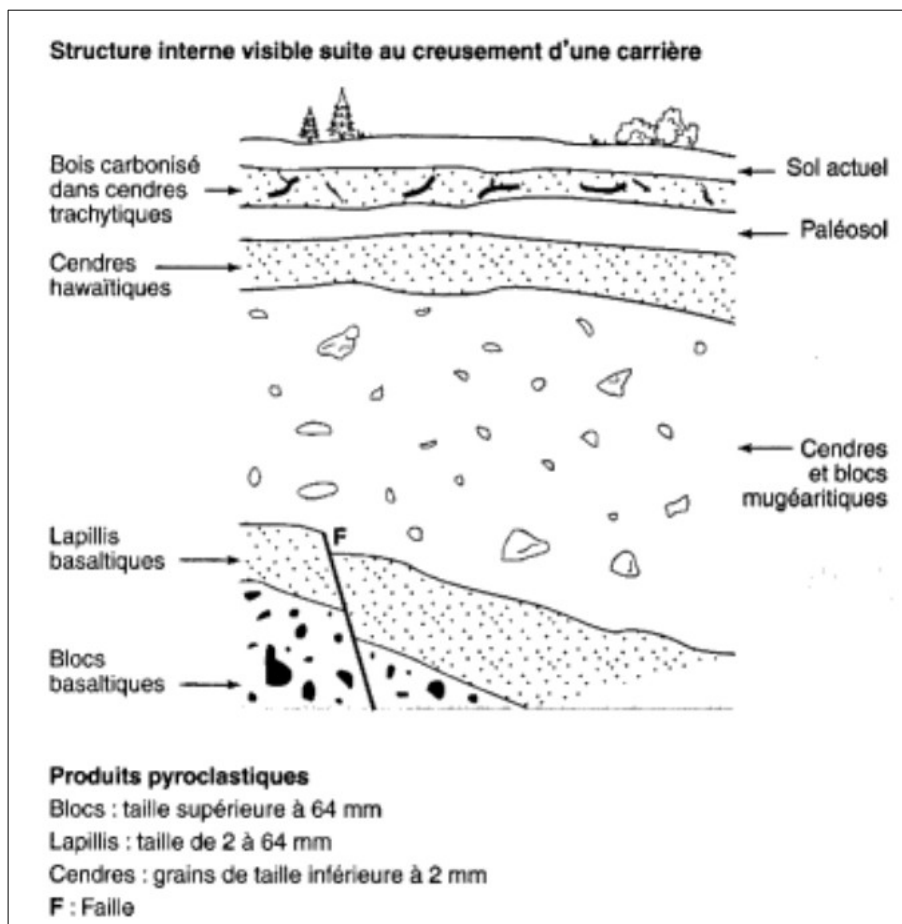
$$P_t = P_0 e^{-\lambda t}$$

$$t = \ln \left(\frac{^{14}\text{C}_0}{^{14}\text{C}_t} \right) \cdot T_{1/2} / \ln 2$$

avec $\lambda = 1,2 \cdot 10^{-2} \text{ an}^{-1}$ et $T = 5730 \text{ ans}$ pour le couple d'isotopes $^{14}\text{C} / ^{14}\text{N}$

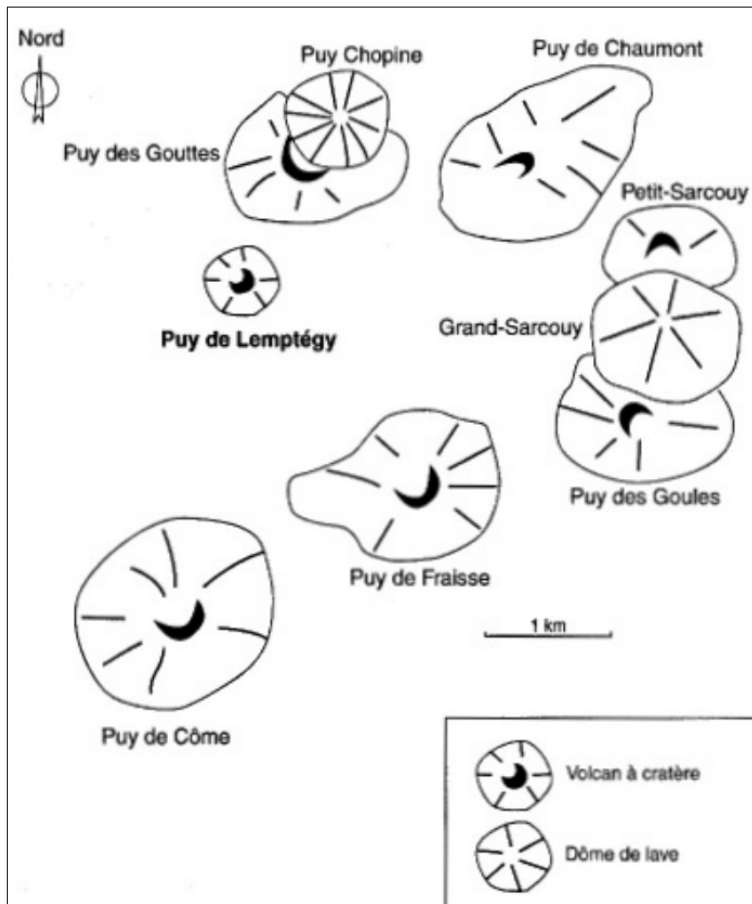
Exercice 4 :

Chronologie de l'activité volcanique au Puy de Lemptegy



Document 6 :

Organisation interne du cône de Lemptegy



Document 7 :
Environnement volcanique du Puy de Lemptégy

Document 8 : âge des éruptions dans le secteur du Puy de Lemptégy

Volcans	Age des éruptions (années)	Produits émis
Puy de Lemptégy	- 30 000	Basalte
Puy de Lemptégy	- 30 000	Mugéarite
Petit Sarcouy	> - 30 000	Basalte
Puy Chopine		Trachyte
Puy de Chaumont	> - 30 000	Basalte
Puy de Côme	- 16 000	Hawaïte
Puy de Fraisse	> - 30 000	Basalte
Puy des Goules	> - 30 000	Basalte
Puy des Gouttes	- 30 000	Basalte
Les âges des éruptions ont une précision de 500 ans		

Document 9 : détermination de l'âge des cendres

On a mesuré la radioactivité du ^{14}C présent dans les bois carbonisés des cendres trachytiques, c'est-à-dire le nombre de désintégrations atomiques par gramme d'échantillon et par minute (dpm). Cette radioactivité est directement liée à la quantité de ^{14}C présente. La valeur mesurée dans le bois calciné est de 4,75 dpm alors qu'elle est de 13,56 dpm dans un fragment de bois actuel. On rappelle que la période du ^{14}C est de 5 730 ans.

1- En exploitant les documents proposés, établissez une chronologie aussi détaillée que possible des événements ayant conduit à la disposition des formations géologiques observées.

2- Indiquez l'âge des cendres Trachytiques.

II- La datation par le couple potassium – argon (K - Ar) :

Cette méthode permet de dater des roches beaucoup plus anciennes, entre 1 et 300 Ma. Le ^{40}K s'incorpore dans certains minéraux, comme les feldspaths, ce couple est donc utilisé pour dater les roches magmatiques et métamorphiques. On mesure grâce à un spectromètre de masse P_t , la quantité de $^{40}\text{K}_t$ restante depuis la fermeture du système.

Nous sommes ici dans le cas d'un **système riche** car on considère qu'à la fermeture du système, tout l'argon, qui est un gaz, s'est échappé du système. Ainsi, la quantité d'argon mesurée dans l'échantillon correspond exactement à la quantité de ^{40}K désintégrée depuis la fermeture du système, et reflète donc le temps écoulé depuis la cristallisation du magma.

$$^{40}\text{K}_0 = ^{40}\text{K}_t + ^{40}\text{Ar}_t$$

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

avec P_t , P_0 et λ connus, et $^{40}\text{Ar}_0 = 0$

$$t = \ln(1 + ^{40}\text{Ar}_t / ^{40}\text{K}_t) / \lambda$$

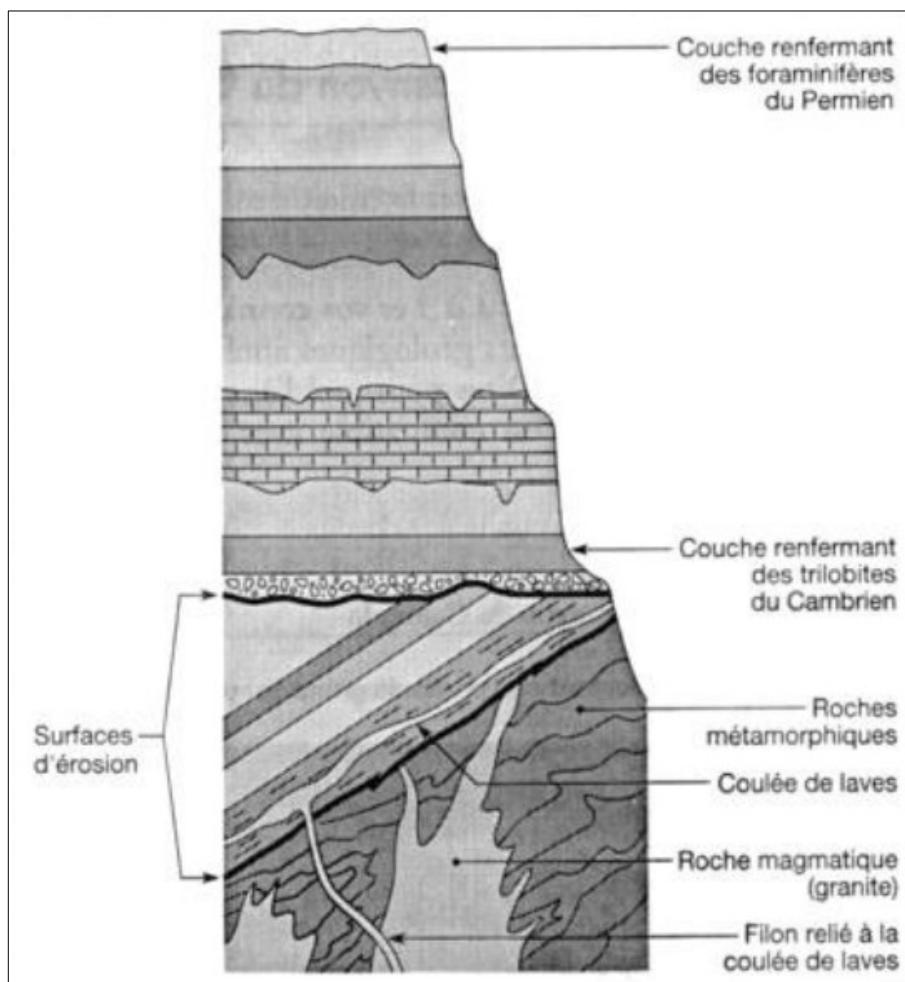
avec $\lambda = 5,81 \cdot 10^{-11}$ et $T_{1/2} = 1,27 \cdot 10^9$ ans pour le couple $^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$

Exercice 5 : chronologie dans le canyon du Colorado

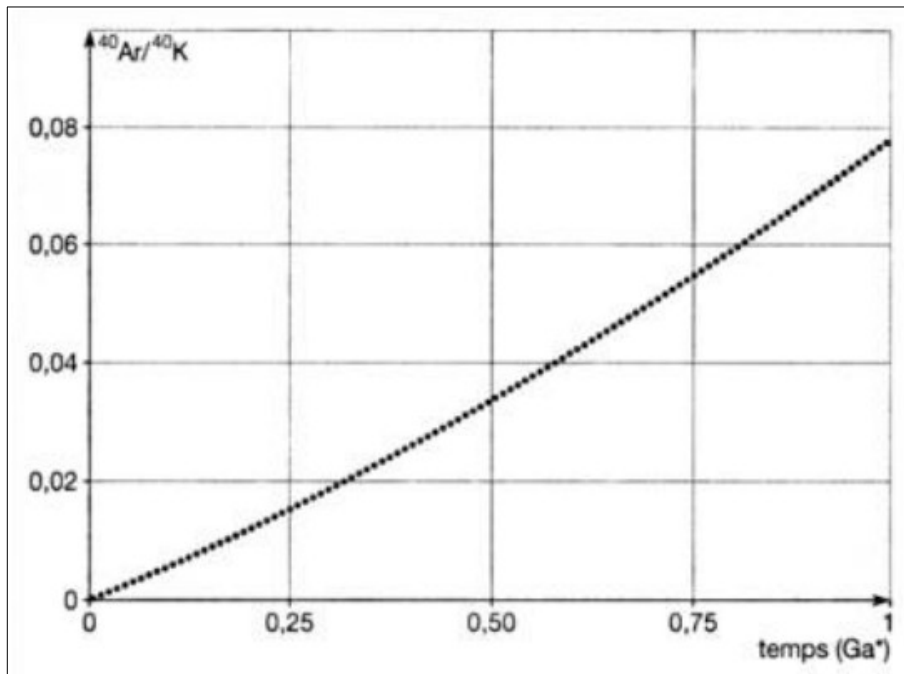
Les parois du grand canyon du Colorado exposent sur plusieurs milliers de mètres des archives de l'histoire géologique de la région.



Document 10 :
Photographie d'une partie du grand canyon du Colorado



Document 11 :
Schéma d'interprétation de la série stratigraphique du Grand Canyon

**Document 12 :**

Variation théorique du rapport isotopique $^{40}\text{Ar} / ^{40}\text{K}$ en fonction du temps, dans un système clos

1- Situez dans le temps, et décrivez les événements géologiques qui ont jalonné cette ensemble stratigraphique.

2- Expliquez en quoi l'âge Cambrien proposé pour la couche contenant les trilobites est compatible avec l'ensemble des données.

3- Dater par le calcul l'âge de roches métamorphiques qui présenterai un rapport $^{40}\text{Ar} / ^{40}\text{K} = 0,085$.

III- La datation par le couple rubidium – strontium (Rb - Sr) :

Nous sommes ici dans le cas d'un système pauvre, puisque la quantité de $^{87}\text{Sr}_0$ à la fermeture du système n'est pas nulle. La conséquence directe de cet état de fait est qu'en plus du temps t , nous avons une deuxième inconnue, $^{87}\text{Sr}_0$.

Il faudra donc utiliser deux équations : on réalise donc deux séries de mesures avec deux couples isotopiques différents ($^{87}\text{Rb} / ^{87}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) sur deux minéraux de la même roche.

On trace alors une droite $^{87}\text{Rb} / ^{87}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ appelée **isochrone**, qui sera du type $y = ax + b$.

b correspond à $^{87}\text{Sr}_0$, qui sera la même pour tous les minéraux de la roche, et a , la pente reflétant la relation suivante :

$$a = e^{\lambda t} - 1$$

Il est à noter que λ est identique pour chaque minéral, c'est donc l'âge t de l'échantillon qui modifiera la pente.

L'équation générale sera :

$$[^{87}\text{Sr}_t / ^{86}\text{Sr}_t] = [^{87}\text{Sr}_0 / ^{86}\text{Sr}_0] + [^{87}\text{Rb}_t / ^{87}\text{Sr}_t] \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Une fois le système fermé, la désintégration entraîne une baisse des valeurs de X et une augmentation de celles de Y, la droite horizontale à t_0 , se relève avec le temps. Plus la pente reste proche de l'horizontale est plus l'échantillon est jeune, inversement plus la droite devient verticale plus la roche est âgée.

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

avec P_t , P_0 et λ connus, et $^{87}\text{Sr}_0$ non nul

$$t = \ln(a + 1) / \lambda$$

avec $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ et $T_{1/2} = 47 \cdot 10^9$ ans pour le couple $^{87}\text{Rb} / ^{87}\text{Sr}$

Exercice 6 : granites du Massif Central

les massifs de Guéret et de la Brême sont deux grands complexes granitiques contigus de l'ouest du Massif Central, mis en place durant l'ère Paléozoïque au sein de la chaîne Varisque (ou chaîne hercynienne). Le document 1 vous en fournit les analyses isotopiques Rb-Sr.

La Brême : roche totale			Guéret : roche totale		
Éch.	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Éch.	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
B1	10,86	0,7627	G1	1,76	0,7190
B2	10,80	0,7657	G2	2,19	0,7208
B3	12,24	0,7670	G3	2,63	0,7228
B4	12,82	0,7722	G4	3,13	0,7256
B5	8,36	0,7586	G5	3,37	0,7271
B6	17,90	0,7943	G6	3,72	0,7283
B7	15,16	0,7769	G7	4,11	0,7309
B8	18,07	0,7873			
B9	3,76	0,7231			
B10	4,15	0,7289			
La Brême : minéraux séparés					
RT	10,86	0,7627	RT : roche totale		
FK	9,93	0,7585	FK : feldspath potassique		
Pl	2,41	0,7195	Pl : plagioclase		
Bt	1279	6,0600	Bt : biotite.		

Document 13 :
Mesures Rb/Sr des granites
de Guéret et de la Brême

1- À partir de ces données, tracez les isochrones sur roche totale pour les deux granites ; commentez les résultats.

2- Tracez l'isochrone sur minéraux du granite de la Brême, d'abord en prenant en compte la biotite, puis sans elle ; quel problème pose la biotite ?

3- La minéralogie des **roches de Guéret** indique qu'elles appartiennent aux catégories des granodiorites et des monzogranites. Celles-ci se forment généralement dans les racines crustales des chaînes de montagnes, pendant l'orogénèse, à partir de magma mantellique ou de mélange de magmas mantelliques et crustaux.

Le **granite de la Brême** est, lui, un granite clair (leucogranite). Ce dernier type de roche magmatique apparaît plutôt par fusion de roche crustale à la faveur de circulations de fluides le long de grands accidents lors du démantèlement de la chaîne.

Sachant que le rubidium est un élément plus concentré dans les roches crustales que dans le manteau et au vu de vos résultats, ces interprétations s'appliquent-elles ici ?

Exercice 7 : datation d'une province gneissique

les données du document 1 ont été obtenues sur des roches de la province gneissique de Baltimore, Maryland (Wetherill et al., 1968).

	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Roches totales		
Roche 1	2,244	0,7380
Roche 2	3,642	0,7612
Roche 2	6,59	0,79992
Roche 4	0,2313	0,7074
Roche 5	3,628	0,7573
Minéraux séparés des roches (i)		
Biotite (3)	289,7	1,969
Feldspath K (3)	5,6	0,8010
Plagioclase (3)	0,528	0,7767
Biotite (5)	116,4	1,2146
Feldspath K (5)	3,794	0,7633
Plagioclase (5)	0,2965	0,7461

Document 14 :
Données isotopiques Rb/Sr des
gneiss de Baltimore

1- Interprétez ces données en traçant un diagramme isochrone. Déterminez grossièrement les âges et les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux.

2- Retracez l'histoire de ces roches et de ces minéraux.