

Age de la terre et du système solaire *

par G. Manhes

(Laboratoire de géochimie et de cosmochimie, Institut de Physique du Globe, Tour 14-24, 3^e étage, 2 place Jussieu, 75005 Paris)

Introduction

Depuis longtemps, l'origine de la Terre a intrigué l'homme pour des raisons métaphysiques. Le problème a été abordé sur le plan scientifique à partir du XIX^e siècle. Dans les années 1890, il a été l'objet de vifs débats entre naturalistes et physiciens que l'histoire a retenus dans la querelle célèbre entre Lord Kelvin et Charles Darwin : Lord Kelvin proposait un âge de 200 millions d'années pour la Terre en calculant son refroidissement à partir d'un état initial en fusion. Il fut le pourfendeur inébranlable de la théorie de l'évolution des espèces avancée par Charles Darwin, pour qui les mutations de la vie nécessitaient un intervalle de temps beaucoup plus important. La découverte en 1896, de la radioactivité naturelle par Becquerel, puis, en 1903 par Pierre Curie et Laborde, la mise en évidence de la source de chaleur constituée par ce phénomène, et enfin l'établissement de sa présence dans toutes les roches par Lord Rayleigh en 1906, devaient résoudre ce conflit. Les décennies suivantes ont vu le développement de l'application de la radioactivité à la détermination des temps géologiques : simultanément l'âge de la Terre «reculait» et l'écart entre limites inférieures et supérieures se réduisait grâce aux travaux de Rutherford, Russel, Holmes, Nier, Houtermans, Gerling, Bullard et Stanley, Alpher et Herman. En 1956, 60 ans après la démolition de la barrière établie par Kelvin, Claire Patterson et ses associés du California Institut of Technology ont proposé la valeur de 4,55 milliards d'années avec une incertitude de 70 millions d'années.

Cet exposé a pour but de présenter quelques modes de raisonnement et de mise en pratique de la radiochronologie en prenant pour exemple cette détermination.

I. Formation des éléments chimiques

Cette investigation d'ordre chronologique ne peut cependant être dissociée des problèmes de la formation de notre planète, de sa composition chimique globale et de la répartition des éléments chimiques en son sein. En cela, elle est liée à l'histoire globale de l'univers et en particulier :

- à la création initiale des éléments chimiques,
- à la formation des étoiles, à partir d'un mélange cosmique de ces éléments.

Les astrophysiciens, dans ce domaine de la cosmologie, essaient de répondre à deux questions :

Quand et comment l'univers s'est-il formé ?

Leur approche, en grande partie théorique, s'appuie cependant sur deux données expérimentales :

- d'une part, l'étude en 1930 du rayonnement émis par les galaxies montre un décalage vers le rouge de toutes les raies d'absorption. Ce phénomène, expliqué par un effet Doppler, indique que les galaxies s'éloignent les unes des autres et donc que l'univers est en expansion : d'où l'idée que l'univers est né par une énorme explosion surnommée Big Bang.
- d'autre part, la deuxième donnée expérimentale acquise en 1965, est la détection d'un rayonnement constant dans l'espace et dans le temps correspondant à une température de 3°K. Ce rayonnement est interprété comme le résidu de l'explosion initiale.

* Conférence présentée lors de la «Journée de la géochimie» organisée le 22 novembre 1976, par la Société Chimique de France.

Le modèle de formation de l'univers généralement admis aujourd'hui est celui de Gamow : il admet une explosion initiale qui crée un univers très chaud et très dense qui, depuis, se dilate et se refroidit. Après le règne fugitif de particules de très haute énergie et au cours duquel la température et la densité décroissent rapidement, l'univers aboutit à l'ère stellaire dans laquelle nous sommes à présent.

Au début de celle-ci, du feu d'artifice initial, subsistent des photons qui constituent le rayonnement observé aujourd'hui et de la matière sous forme d'hydrogène, d'hélium, de deutérium, dispersée à travers l'espace.

A partir de ces conditions initiales pour l'ère stellaire, les astrophysiciens et les physiciens nucléaires peuvent proposer un schéma de transformation pour les atomes d'hydrogène qui aboutit à la synthèse des autres éléments chimiques.

La chaleur nécessaire pour initier les premières réactions nucléaires peut être assurée par l'énergie potentielle de gravitation libérée lors de la condensation d'une grosse quantité d'atomes d'hydrogène. Une fois allumées, les réactions nucléaires deviennent elles-mêmes une source importante d'énergie : le système alors engendré est une étoile ; dans cette étoile pourront être synthétisés l'hélium, le carbone, l'oxygène : le nombre de fusions nucléaires successives possibles en son sein, autrement dit la durée de vie de cette étoile, sera déterminée essentiellement par la masse de gaz qui aura condensé au départ.

II. Aperçu sur la radiochronologie

Dès sa découverte, la radioactivité est apparue comme un moyen possible de mesure des temps géologiques. Néanmoins, elle n'a pris son essor qu'avec l'acquisition d'un instrument de mesure adapté, le spectromètre de masse, à partir de 1930.

L'équation de base est celle de la désintégration radioactive, formulée en fonction des espèces mesurables :

si l'on considère un système fermé pour deux nuclides P et F reliés par désintégration radioactive, caractérisée par la constante λ :

$$P \rightarrow F$$

la variation des nombres d'atomes de père P et de fils F, à l'instant t, est donné par la loi :

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P \quad \frac{dF}{dt} = \lambda P$$

Les nombres d'atomes de père et de fils présents à l'instant t sont reliés aux nombres d'atomes initiaux de père P_0 et de fils F_0 par :

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

$$F = P_0 - P + F_0 = P_0(e^{\lambda t} - 1) + F_0$$

Durant sa vie, les conditions internes de l'étoile vont changer progressivement. En dernier lieu, l'étoile peut atteindre un stade d'instabilité : elle peut alors exploser sous forme de supernova.

C'est au cours de ces processus d'explosion que les éléments lourds peuvent être synthétisés alors qu'il ne l'avaient pas été jusque-là.

On voit donc que les étoiles ont pu assurer les conditions nécessaires à la synthèse des éléments chimiques : le gaz interstellaire est contaminé au fur et à mesure par les éjections des étoiles : éjections soit lentes (vent stellaire), soit rapides (explosion de supernova). Il s'enrichit en éléments lourds au cours des générations successives d'étoiles.

Cette substance cosmique a pu alimenter la formation de systèmes plus jeunes dans l'univers, étoiles, planètes et en particulier notre système solaire.

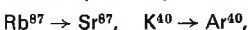
Mais un processus de formation, tel qu'il vient d'être décrit, implique que les différents composants de l'univers ne sont pas formés en même temps.

Les astronomes sur ce sujet pensent que les plus vieilles étoiles qui peuplent notre galaxie ont au moins 10 milliards d'années. A l'autre extrême, on peut observer aujourd'hui des étoiles en formation. Notre système solaire est probablement d'âge moyen. Nous allons voir comment on peut estimer l'âge de notre planète et du système solaire à l'aide des méthodes radiochronométriques.

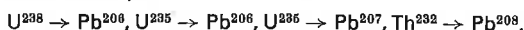
Si le système est envisagé au temps actuel, F et P sont des grandeurs mesurables, mais la détermination de t, «âge du système», nécessite la connaissance de F_0 qui n'est pas directement accessible à la mesure. Nous verrons comment il est possible de l'appréhender.

Les différents chronomètres utilisés en radiochronologie sont indiqués dans le tableau (figure 1).

Les couples les plus utilisés à l'heure actuelle sont :



le couple triple



Le couple $Sm^{147} \rightarrow Nd^{143}$ est utilisé depuis quelques années seulement, en raison de la difficulté analytique de séparation des terres rares. Le couple $Re \rightarrow Os$ est encore peu utilisé en raison des difficultés analytiques.

La mise en œuvre expérimentale de la radiochronologie associe deux techniques :

1. d'une part, la spectrométrie de masse. L'évolution apportée

CHRONOMETRES		UTILISES EN RADIOCHRONOLOGIE																	
COUPLE	PERIODE (ans)	I _A	II _A	III _A	IV _A	V _A	VI _A	VII _A	VIII _A	I _B	II _B	III _B	IV _B	V _B	VI _B	VII _B	0		
$K^{40} \rightarrow Ar^{40}$	12×10^9																Nn		
$K^{40} \rightarrow Ca^{40}$	1.5×10^9	H															He		
$Rb^{87} \rightarrow Sr^{87}$	50×10^9	Li	Be									B	C	N	O	F	Ne		
$U^{238} \rightarrow Pb^{206}$	4.5×10^9	Na	Mg									Al	Si	P	S	Cl	A		
$U^{235} \rightarrow Pb^{207}$	0.7×10^9	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
$Th^{232} \rightarrow Pb^{208}$	14×10^9	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
$Sm^{147} \rightarrow Nd^{143}$	106×10^9	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
$Re^{187} \rightarrow Os^{187}$	43×10^9	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U												
Déséquilibre $U^{238} \rightarrow Th^{230}$	80×10^4	Lanthanides La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu																	
		Uranides U Np Pu Am Cm Bk Cf Es Fm Md No																	

Figure 1.

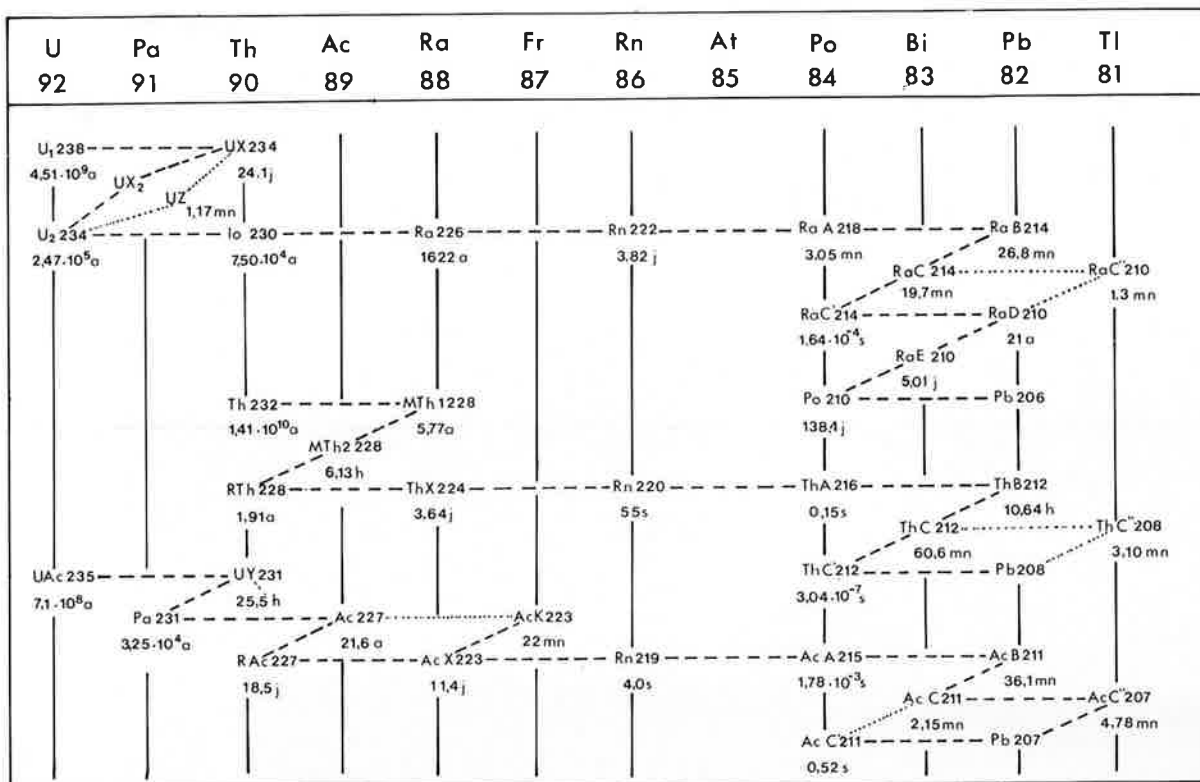


Figure 2. Les trois chaînes radioactives naturelles.

depuis 1930 dans cette technique, dans le domaine de détermination des rapports isotopiques élémentaires, a eu pour objectif d'accroître la précision des mesures et la sensibilité des appareils et a permis de passer de systèmes « riches » dans le couple étudié à des systèmes beaucoup plus pauvres. La dernière phase de développement a été acquise en vue de l'analyse des échantillons lunaires. A l'heure actuelle, la précision obtenue sur les rapports isotopiques est de l'ordre de 10^{-3} à 5×10^{-5} suivant les éléments sur des quantités de 10^{-9} à 10^{-6} grammes d'élément.

2. d'autre part, la séparation analytique des éléments chimiques père et fils qui se trouvent en traces (de l'ordre de la partie par million) dans la matrice du système que l'on veut « dater ». Les exigences à ce niveau sont de deux ordres :

- des méthodes à bas taux de contamination, efficaces dans le domaine des traces.
- des méthodes très sélectives pour assurer la pureté de la trace isolée, pureté exigée pour le contrôle de l'ionisation dans le spectromètre de masse. En outre, l'utilisation de la dilution isotopique qui permet la détermination des teneurs en éléments traces avec une précision de l'ordre de 10^{-3} , inégalée par ailleurs, est nécessaire pour obtenir des âges précis.

La détermination de l'âge de la Terre utilise les couples U—Th—Pb. Le plomb possède quatre isotopes stables, le ^{204}Pb , non radiogénique et les isotopes ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb qui sont les produits finaux de trois chaînes radioactives (figure 2) respectivement celles de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th .

Lorsque les chaînes sont en équilibre séculaire, on peut considérer que les isotopes ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb proviennent directement de la désintégration des têtes de chaîne. L'équation chronométrique pour le couple $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ s'écrit :

$$(^{206}\text{Pb})_{\text{actuel}} = (^{206}\text{Pb})_{\text{initial}} + (^{238}\text{U})_{\text{actuel}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Le ^{204}Pb , isotope stable et non radiogénique, est pris comme référence :

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{actuel}} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{initial}} + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{actuel}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Cette relation fait apparaître un rapport isotopique $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{actuel}}$ mesurable par spectrométrie de masse et un rapport d'abondances $(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ mesurables de la même façon à l'aide de la technique de dilution isotopique.

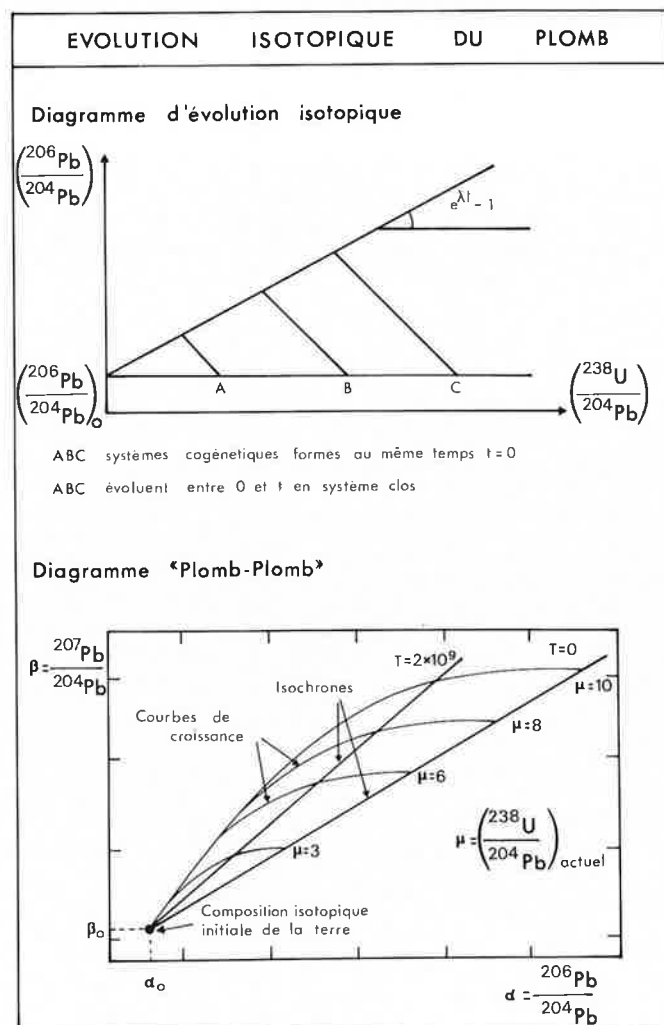


Figure 3.



Nébuleuse du Crabe dans Taurus (Hale observatories). Cette nébuleuse est issue du gaz éjecté par une supernova ayant explosé en 1054 et observée à cette époque par les astronomes chinois.



Nébuleuse géante dans Orion : à l'heure actuelle des étoiles y naissent.

Les équations chronométriques pour les couples $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ s'écrivent de la même façon :

$$\begin{aligned} \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}} &= \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}} (e^{\lambda t} - 1) \\ \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}} &= \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}} (e^{\lambda' t} - 1) \end{aligned}$$

Considérons maintenant plusieurs systèmes se formant au même instant initial $t = 0$ et cogénétiques c'est-à-dire issus d'un matériel commun. Ces systèmes peuvent être par exemple des minéraux cristallisant à partir d'un magma fondu ou encore des planètes accrétées à partir d'un même amas de poussière cosmique.

Si ces systèmes s'individualisent avec différenciation chimique, chacun d'eux va inclure des rapports chimiques (U/Pb) différents tandis que la composition isotopique du plomb à cet instant sera la même pour tous et égale à $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}$, $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}$, composition isotopique du matériel dont sont issus ces systèmes. Dans un diagramme $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = f\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)$ (figure 3), les points représentatifs de ces systèmes seront alignés horizontalement. Au cours du temps, si ces systèmes évoluent chacun en milieu fermé, les points représentatifs resteront alignés sur une droite, appelée «isochrone», dont la pente égale à $(e^{\lambda t} - 1)$, donne l'âge de la dernière homogénéité isotopique et l'ordonnée à l'origine le rapport $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}$.

Le couple U—Pb présente la particularité d'offrir deux chronomètres dont les isotopes, père d'une part, et fils d'autre part, appartiennent au même élément chimique.

Le couplage des deux équations chronométriques correspondantes permet d'écrire :

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}} = \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_{\text{actuel}} \times \frac{(e^{\lambda' t} - 1)}{e^{\lambda t} - 1}$$

III. Détermination de l'âge de la Terre

Une première approche est l'étude de roches anciennes : l'âge de ces roches constitue une limite inférieure pour l'âge de la Terre. Une course à l'échantillon terrestre le plus vieux a mis en évidence plusieurs zones à travers le monde, supérieures à 3 milliards d'années ; la «plus vieille à l'heure actuelle» a été mise en évidence au Groënland par les méthodes Rb—Sr (Moorbath et al, 1972) et U—Pb (Black et al, 1971), (Baadsgaard, 1973), (Michard-Vitrac et al, 1977) et mesurée à un âge d'environ 3,8 milliards d'années.

Mais il est difficile d'apprécier la «distance» de cette limite inférieure à la valeur réelle de l'âge de la Terre car l'ancienneté de ces roches ne leur confère en rien la qualité d'échantillons représentatifs de la planète au moment de leur formation.

Une deuxième voie, ouverte dès le début de la spectrométrie de masse, est fondée sur l'étude de la composition isotopique du plomb. Elle fait appel aux processus géochimiques qui extraient cet élément d'un milieu où il se trouve à l'état dilué et le concentrent en un système chimique à très bas rapport U/Pb, par exemple un minéral exprimé tel que la galène, sulfure de plomb. La composition isotopique du plomb de ce minéral, dans le cas où ce processus est direct, est celle du plomb du milieu dont il est issu, au moment de sa formation.

Si un milieu secrète au cours de son histoire de tels «concentrés» de plomb, sa composition isotopique aura pu être enregistrée et mémorisée jusqu'à nos jours puisque ces «ponctions» ne contiennent pratiquement pas d'uranium.

Supposons maintenant l'existence de tels milieux peu de temps après la formation de la Terre et envisageons les hypothèses suivantes :

- 1) A un stade précoce de la formation de la Terre, la composition isotopique du plomb est uniforme.
- 2) Dès cette époque, s'individualisent des domaines incluant des rapports U/Pb définis qui ne varient ensuite que par décroissance radioactive ; autrement dit, ces systèmes se comportent en milieu fermé vis-à-vis des éléments uranium et plomb.
- 3) Toute galène issue de tels domaines garde jusqu'à nos jours, temps de l'analyse, une composition isotopique inaltérée.
- 4) L'âge de la minéralisation peut être acquis par l'étude stratigraphique ou radiochronologique du matériel environnant.

Si ces hypothèses sont satisfaites, les compositions isotopiques des

Le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est uniforme à un instant donné dans la nature et à l'heure actuelle égal à 1/137,8.

Dans un diagramme $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = f\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)$, où apparaissent seulement les rapports isotopiques du plomb, des systèmes cogénétiques de même âge s'aligneront sur une droite de pente $1/137,8 \times (e^{\lambda' t} - 1/e^{\lambda t} - 1)$.

La description au cours du temps t de la composition isotopique du plomb d'un système s'étant formé au temps T_0 et ayant évolué depuis en milieu fermé peut être représentée par les équations :

$$\begin{aligned} \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t &= \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}} (e^{\lambda T_0} - e^{\lambda t}) \\ \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t &= \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}} (e^{\lambda' T_0} - e^{\lambda' t}) \end{aligned}$$

Dans le diagramme $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = f\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)$, la combinaison de ces équations fonction du temps, procure une famille de «courbes d'évolution» définie par une valeur $\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actuel}}$. Chacune de ces courbes est l'enregistrement de la composition isotopique du plomb au cours du temps d'un milieu caractérisé «chimiquement» par la valeur actuelle de son rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. (figure 3). Si l'on combine comme précédemment les deux équations précédentes :

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}} = \frac{1}{137,8} \frac{(e^{\lambda' T_0} - e^{\lambda' t})}{(e^{\lambda T_0} - e^{\lambda t})}$$

Le terme de droite étant fonction seulement du temps t , les systèmes cogénétiques de même âge mais de rapports $\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)$ différents, contiendront du plomb dont les rapports isotopiques seront alignés sur des droites, passant par la composition isotopique initiale, appelées isochrones.

galènes satisferont à l'équation :

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \frac{1}{137,8} \frac{(e^{\lambda' T_0} - e^{\lambda' t_i})}{(e^{\lambda T_0} - e^{\lambda t_i})}$$

$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i$; $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i$ composition isotopique de la galène « i » d'âge t_i

$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0$; $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0$ composition isotopique initiale de la Terre

La mesure d'un ensemble de galènes d'âges connus permet, à l'aide de ce modèle, la détermination de la composition isotopique initiale du plomb de la Terre et de son âge. Si trois mesures suffisent à résoudre ce système, un nombre plus important d'analyses permet de définir des incertitudes sur les valeurs trouvées. Les valeurs, calculées par ce genre de modèles jusqu'en 1953, donnent un âge moyen de 3,3 milliards d'années. (figure 4).

Auteurs	Age de la Terre ($\times 10^9$ ans)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ Initial	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ Initial
Holmes (1947)	3,35	10,95	13,51
Houtermans (1947) ..	2,9	11,52	14,03
Bullard et Santley (1949)	3,29	11,86	13,86
Collins, Russel et Farqhar (1953)	3,5	11,83	13,55

Plusieurs critiques peuvent être faites a posteriori à cette approche :

- à l'heure actuelle, l'étude de l'évolution chimique du globe montre que les «domaines» accessibles à la mesure ne satisfont pas aux hypothèses de systèmes fermés,
- par ailleurs, les mécanismes de minéralisation ne sont pas simples en général, et l'hypothèse de «gel» direct de la composition isotopique par les galènes n'est pas souvent confirmée,
- enfin, l'échantillonnage au cours du temps de la composition isotopique du plomb terrestre n'est pas satisfaisant car la plus vieille mi-

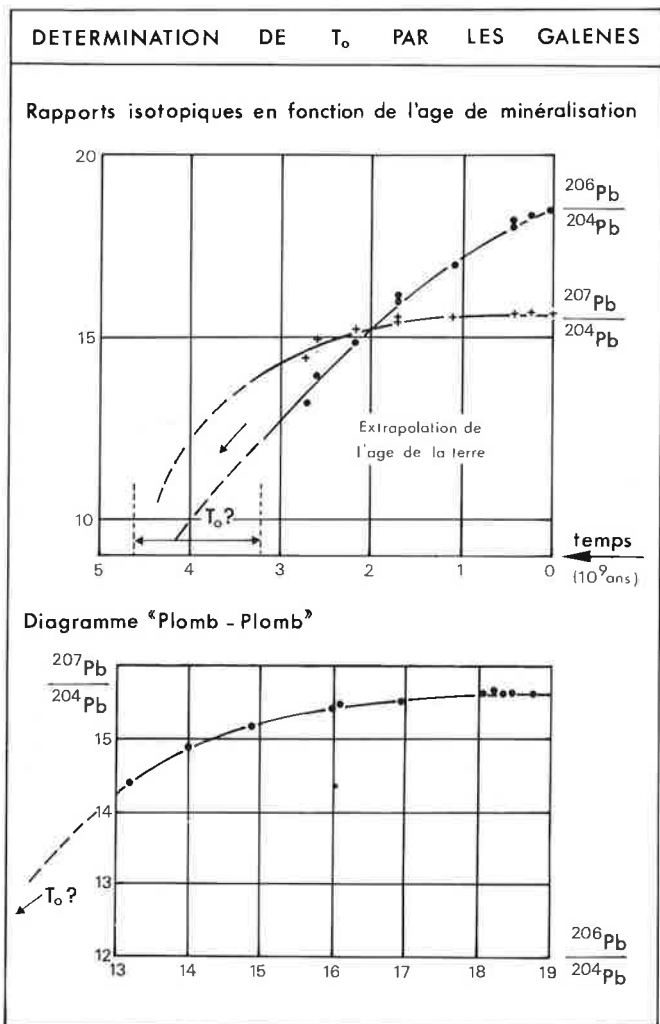


Figure 4.

néralisation de galène alors connue avait 2,7 milliards d'années (aujourd'hui on en connaît une de 3,3 milliards d'années) et la détermination de l'âge de la Terre devient une extrapolation des courbes d'évolution isotopique, très sensible aux méthodes de pondération des données analytiques utilisées.

Néanmoins, les concepts de cette détermination ont abouti aux travaux de Patterson.

L'idée fondamentale consiste à comparer des échantillons représentatifs de notre planète à d'autres objets du système solaire accessibles à l'analyse, à savoir les météorites. Les météorites sont des objets extraterrestres qui ont des orbites héliocentriques qui intersectent l'orbite terrestre. Leurs caractéristiques mécaniques leur permettent de survivre au passage à travers l'atmosphère et intérieurement elles conservent l'état physique et chimique qu'elles avaient dans l'espace interplanétaire. La source des météorites n'a pas été identifiée ; simplement on pense qu'elles dérivent de petits corps de notre système solaire, astéroïdes, comètes que l'on désigne par « corps parents ». Etant donné leur taille faible comparativement aux planètes du système solaire, leur histoire après leur formation peut être simple et elles constituent un document de choix pour l'étude de l'histoire initiale du système solaire.

Si Terre et météorites sont des systèmes cogénétiques, c'est-à-dire si elles se sont formées à partir du même matériel, en l'occurrence la nébuleuse solaire, et si elles se sont formées au même moment, les méthodes radiochronologiques sont susceptibles de l'indiquer.

Revenons à la loi chronométrique établie pour la composition isotopique du plomb :

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Terre}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Terre}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}} = \frac{1}{137,8} (e^{\lambda T_0} - 1)$$

Si l'on envisage la terre dans son ensemble, l'hypothèse de fermeture (par rapport à l'uranium et au plomb) paraît beaucoup plus acceptable ; par ailleurs, on verra que l'incidence de l'apport de matériel extraterrestre ne modifie pas la détermination de l'âge.

La comparaison de la composition isotopique actuelle du plomb terrestre $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Terre}}^{\text{actuel}}$ $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Terre}}^{\text{actuel}}$ à la valeur de sa composition isotopique initiale fournit directement la valeur de T_0 âge de la Terre.

Où trouver ces compositions ?

- la conservation de la composition initiale nécessite des systèmes chimiques ayant des rapports U/Pb très faibles de façon à créer des contributions radiogéniques négligeables et ceci depuis la formation de la terre. Sur Terre, on peut envisager les galènes ou les gisements de sulfures en général : hélas, comme cela a été vu précédemment, on n'en connaît pas qui soit plus vieux que 3,3 milliards d'années. Et le noyau terrestre qui inclut vraisemblablement un rapport U/Pb bas n'est pas encore accessible à la mesure,

- par contre, les météorites ferreuses, constituées de fer et de nickel et supposées être issues du noyau des corps parents sont disponibles. A l'intérieur de ces météorites, Patterson s'est intéressé aux nodules de troïlites, sulfure de fer, dans lequel les rapports U/Pb et Th/Pb sont très bas ; et effectivement les rapports isotopiques de plomb y sont les plus bas que l'on ait mesurés :

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = 9,3; \quad \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = 10,3; \quad \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = 29,5$$

L'évaluation de la composition isotopique du plomb terrestre actuel peut être faite en étudiant des systèmes chimiques qui résultent de processus géochimiques brassant une grande quantité de matériel et qui par là peuvent inclure un « plomb moyen » représentatif. Cette détermination a été faite sur des galènes actuelles (processus de concentration) et des sédiments récents : constitués à partir du maté-

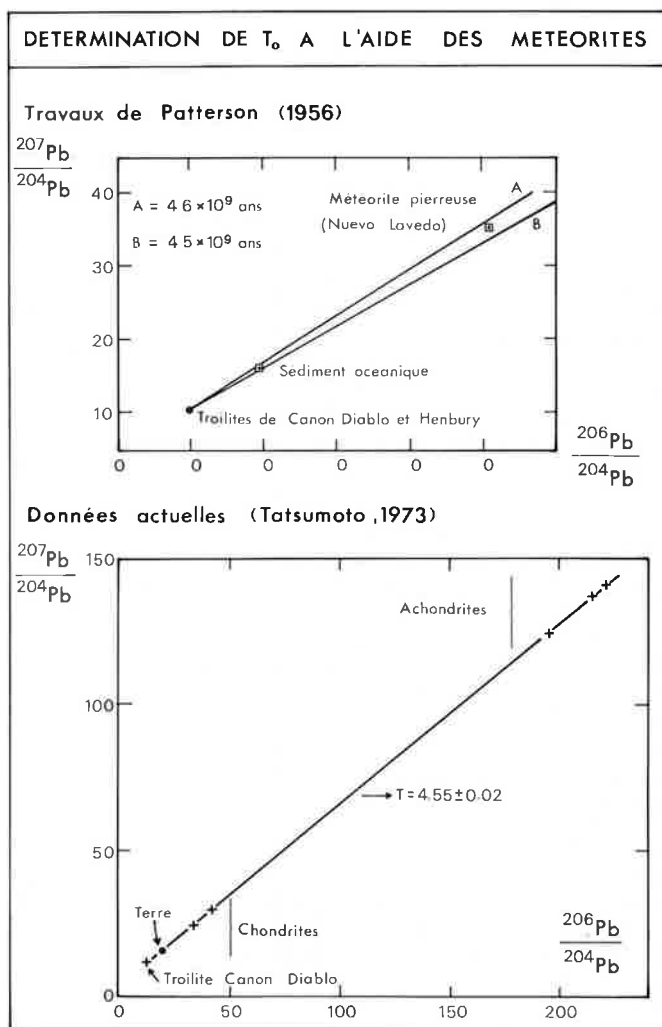


Figure 5. Détermination de l'âge de la terre à l'aide des données des météorites.

riel issu de l'érosion d'une grande surface de continents, ils incluent de ce fait un plomb cristal moyen.

Par ailleurs, l'analyse de météorites pierreuses a fourni des compositions isotopiques beaucoup plus élevées que la valeur terrestre.

Le rapport de ces données dans le diagramme ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (figure 5) montre un alignement qui valide l'hypothèse du caractère cogénétique de la Terre et des météorites ; le calcul de l'âge par la pente de cette isochrone fournit une valeur de 4,55 milliards d'années avec une incertitude de 70 millions d'années.

Quelques remarques sur la valeur de cet âge et sur sa signification.

La protoplanète qui a donné naissance à la Terre s'est vraisemblablement développée à partir de la poussière cosmique de la nébuleuse solaire : elle était enveloppée à ce moment là d'une grande quantité de gaz ; accrétée à partir d'une poussière froide et une fois arrivée à un degré de condensation suffisant, elle a nécessairement dû subir une élévation de température pour pouvoir évoluer jusque dans son état actuel. Une telle chaleur a pu être fournie en grande partie par la radioactivité qui était autrefois, beaucoup plus intense qu'aujourd'hui, en raison du caractère exponentiel de la loi de décroissance. Si l'on envisage une condensation de la poussière cosmique, il y a 10 milliards d'années, la radioactivité était alors suffisante pour fondre la totalité de la prototerre et la vaporiser. Donc dans le cadre d'un tel modèle, la formation de la prototerre, il y a 10 milliards d'années n'est pas possible. Par contre, si cette condensation s'est faite à une époque plus récente, par exemple 5 milliards d'années, la radioactivité encore importante n'a pas été suffisante pour fondre la totalité de la protoplanète. Or, l'évolution de la différenciation chimique pour la Terre au cours de son histoire est étroitement liée à son état initial. D'où l'importance de savoir si la valeur 4,5 milliards d'années, qui du point de vue radiochronologique représente le dernier stade éventuel d'homogénéisation isotopique de la Terre, constitue une valeur proche de l'âge de sa condensation alors qu'elle n'en est rigoureusement, elle aussi, qu'une limite inférieure.

Par ailleurs, si la Terre s'est formée il y a 4,5 milliards d'années, on peut se demander quel est l'âge des atomes qui la constituent. Autrement dit, quel est l'intervalle de temps entre leur synthèse et leur condensation en prototerre. Une première indication peut être donnée par un calcul sur l'élément lourd uranium.

Le rapport isotopique actuel de cet élément est ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$) = 137,8. Son évolution au cours du temps est donné par la relation :

$$\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}}\right)_{\text{actuel}} = \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}}\right)_{\text{initial}} \times \frac{e^{-\lambda_1 t}}{e^{-\lambda_2 t}} = \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}}\right)_{\text{initial}} \times e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t}$$

$$\text{d'où } t = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \text{Log} \left(\frac{^{238}\text{U}/^{235}\text{U}_{\text{actuel}}}{^{238}\text{U}/^{235}\text{U}_{\text{initial}}} \right)$$

En attribuant au rapport ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$)_{initial}, celui acquis à la fin de la nucléosynthèse de cet élément, t signifie l'intervalle de temps entre la fin de la nucléosynthèse et aujourd'hui.

La physique nucléaire indique que l' ^{238}U , un noyau contenant le même nombre de protons et de neutrons, ne peut être créé en moins grande abondance que l' ^{235}U qui contient moins de neutrons. D'où une valeur minimale du rapport ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$) à la fin de la nucléosynthèse égale à l'unité.

En injectant ces deux valeurs, ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$)_{actuel} = 137,8 et ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$)_{initial} = 1, on obtient un âge maximum de 6 milliards

Conclusion

Dans le domaine de la cosmochimie, la radiochronologie, à l'aide d'hypothèses plausibles mais pas nécessairement correctes et de tests expérimentaux, tels ceux présentés ici contribuent à dégager les séquences principales (figure 6) de l'évolution de la matière dans le système solaire.

Jusqu'ici elle a mis en évidence :

- la transition fondamentale à 4,55 milliards d'années,
- la rapidité du changement d'état et de la différenciation de la matière, à partir d'un gaz en un ensemble de corps planétaires.

En effet, dans un intervalle d'environ 150 millions d'années, cette matière issue de la nucléosynthèse a été isolée de la galaxie pour donner la nébuleuse solaire ; ce gaz s'est ensuite partiellement condensé.

Une première différenciation chimique s'est opérée lors de l'accrétion, vraisemblablement simultanée de cette poussière en objets

d'années. Si le rapport ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$)_{initial} à la fin de la nucléosynthèse était de 2, cet âge est de 5,2 milliards d'années. Ce calcul simple fixe un ordre de grandeur de la fin de la nucléosynthèse et en même temps, dans le cadre de ce modèle, une limite supérieure à l'âge de condensation de la planète. Une estimation plus précise pourrait être obtenue avec l'étude d'un rapport isotopique qui aurait varié beaucoup plus vite avec le temps que celui de l'uranium. L'objection immédiate est que si cette radioactivité existait aux environs de 4,5 milliards d'années, elle est aujourd'hui éteinte. Mais il en reste des traces dans la présence de l'isotope fils. D'où l'idée d'étudier l'abondance en isotope fils issu d'un isotope radioactif à courte période, formé au moment de la nucléosynthèse. Un des couples possibles était $^{129}\text{I} \rightarrow ^{129}\text{Xe}$; il a été recherché sur les météorites et mis en évidence en 1960 par Reynolds.

La réaction $^{129}\text{I} \rightarrow ^{129}\text{Xe}$ est en effet connue en physique nucléaire : la période de ^{129}I est de 16,4 millions d'années.

Si l'intervalle de temps ΔT entre la fin de la nucléosynthèse et la naissance du corps parent, ou de la protoplanète n'est pas trop long par rapport à cette période, une partie de l' ^{129}I aura été englobée dans le système en formation avec l'unique isotope de l'iode présent actuellement l' ^{127}I stable. Le rapport ($^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$) inclus à ce moment-là est donné par l'équation :

$$\left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}\right)_{\text{inclus}} = \left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}\right)_0 e^{-\lambda \Delta T}$$

ou ($^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$)₀ représente le rapport de l'iode à la fin de la nucléosynthèse.

$$\text{D'autre part : } \left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}\right)_{\text{inclus}} = \left(\frac{^{129}\text{Xe}_{\text{ex}}}{^{127}\text{I}}\right)_{\text{actuel}}$$

puisque tout l' ^{129}I s'est transformé depuis en ^{129}Xe , et $^{129}\text{Xe}_{\text{ex}}$ représente l'excès de ^{129}Xe par rapport au ^{129}Xe primitif incorporé dans la formation du corps parent. Donc :

$$\left(\frac{^{129}\text{Xe}_{\text{ex}}}{^{127}\text{I}}\right)_{\text{actuel}} = \left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}\right)_0 e^{-\lambda \Delta T}$$

$$\text{d'où : } \Delta T = \frac{1}{\lambda} \log \left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}}_0 \times \frac{^{127}\text{I}}{^{129}\text{Xe}_{\text{ex}}} \right)$$

L'intervalle de temps Δt pour une météorite peut être calculé si l'on mesure ($^{129}\text{Xe}_{\text{ex}}/^{127}\text{I}$)_{actuel} et si on admet une valeur pour ($^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$)₀. Par contre, la comparaison des intervalles de temps de différentes météorites est indépendante de la valeur estimée ($^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$)₀. Les analyses montrent sur les météorites, de type varié, où l'on a pu mettre en évidence des excès de ^{129}Xe , un synchronisme étroit de quinze millions d'années.

En supposant une valeur ($^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$)₀ = 1,25 x 10⁻³ l'intervalle de temps ΔT est de 60 x 10⁶ ans.

Quant à la Terre, il n'est pas possible de mesurer le rapport ($^{129}\text{I}/^{129}\text{I}$), car on ne dispose pas d'échantillon primitif de notre planète, on ne peut que l'estimer. Mais on a mis en évidence des excès de ^{129}Xe : on peut en conclure une différence de « temps de formation » maximum avec les météorites de 100 millions d'années.

La lune, qui d'après les études Rb-Sr montre un caractère cogénétique avec les météorites, manifeste aussi une anomalie de ^{129}Xe et, par là, une différence de temps du même ordre de grandeur que celle de la Terre.

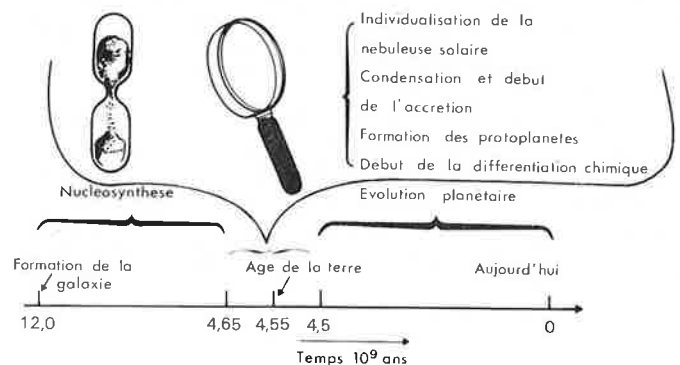


Figure 6. Chronologie « actuelle » du système solaire.

planétaires. Une fois ces corps parents formés, la radioactivité et l'attraction gravitationnelle ont pu alors opérer la différenciation chimique interne de ces corps parents et protoplanètes.

A l'heure actuelle, la radiochronologie, dans ce domaine, s'attache à établir la «chronologie fine» du début de l'histoire du système solaire.

Bibliographie

Quelques publications de base

- (●) R.A. Alpher and R.C. Herman, The primeval lead isotopic abundances and the age of the earth's crust, *Phys. Rev.*, 1951, **84**, 1111.
- (●) H. Baadsgaard, U-Th-Pb dates on zircons from the early Precambrian Amitsoq gneisses, Godthaab district, West Greenland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, **19**, 22.
- (●) L.P. Black, N.H. Gale, S. Moorbath, R.J. Plankhurst and V.R. McGregor, Isotopic dating of very early precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthaab district, West Greenland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, **12**, 245.
- (●) E.C. Bullard and J.P. Stanley, The age of the Earth, p. 33, Suomen Geodeettisen Laitoksen Julkarsuja, N° 36. Finnish Geodetic Institute, Helsinki, 1949.
- (●) A. Holmes, A revised estimate of the age of the Earth, *Nature*, 1947, **159**, 127.
- (●) A. Holmes, Lead isotopes and the age of the earth, *Nature*, 1949, **163**, 453.
- (●) Houtermans, Das alter des Urans, *Z. Naturforsch.*, 1947, **29**, 322.
- (●) A. Michard-Vitrac, J. Lancelot, C.J. Allegre and S. Moorath, U-Pb ages on single zircons from the early precambrian rocks of West Greenland and the Minnesota River Valley, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977 (à paraître).

- (●) S. Moorbath, R.K. O'Nions, R.J. Plankhurst, N.H. Gale and V.R. McGregor, Further rubidium-strontium age determination on the very early precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland, *Nature Phys. Sci.*, 1972, **240**, 78.
- (●) A.O. Nier, R.W. Thompson and B.F. Murphey, The isotopic constitution of lead and the measurement of geologic time. III *Phys. Rev.*, 1941, **60**, 112.
- (●) C. Patterson, G. Tilton and M. Inghram, Age of the Earth. *Science*, 1955, **121**, 69.
- (●) C. Patterson, Characteristics of lead isotope evolution on a continental scale in the earth. In «Isotopic and cosmic chemistry», pp. 244-268, north-Holland, Amsterdam, 1964.
- (●) F.A. Podosek, *Geochim. et cosmochim. Acta*, 1970, **34**, 341.
- (●) J.H. Reynolds, *Phys. Rev. Letters*, 1960, 4-8.
- (●) H.N. Russel, Superior limit to the age of the earth, *Proc. Roy. Soc. Ser. A.*, 1921, **99**, 84.
- (●) R.D. Russel and R.M. Farquar, Lead isotopes in geology, Interscience publishers Inc., New York, 1960.
- (●) M. Tatsumoto, R.J. Knight and C.J. Allegre, Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead 207 to lead 206, *Science*, 1973, **180**, 1279.

Les éléments traces indicateurs des climats anciens *

par Jacques Faucherre

(Professeur à l'Université Paris VII)

Que sait-on sur les climats d'autrefois ? Quelles sont les méthodes qui ont permis de dater et d'apprécier les variations d'amplitude de la température et, par conséquent, les variations du climat à la surface du globe ? Telles sont les deux questions auxquelles nous allons essayer de répondre.

Que sait-on sur les climats anciens ?

Depuis le début de l'ère quaternaire (1.10⁶ années), le globe terrestre a été soumis à plusieurs grandes glaciations à une fréquence de 100 000 ans environ. Entre ces périodes froides se situent les périodes chaudes dites interglaciaires. A leur tour, ces périodes chaudes sont interrompues par des périodes froides d'amplitudes moins grandes que les précédentes. Ainsi au cours des 100 000 dernières années, on compte six périodes froides, la dernière étant datée à - 18 000 ans B.P. (before présent). Dans l'intervalle de chacune de ces périodes s'implantent des périodes froides d'amplitudes encore moins grandes. C'est ainsi que les 17^e et 18^e siècles européens ont été en moyenne moins froids que les 19^e et 20^e siècles. En période froide, la température moyenne à la surface du globe est variable, mais diminue relativement peu (de 1 à 5 °C) par rapport à la température moyenne des périodes chaudes. Cette faible diminution se traduit cependant par une augmentation considérable du volume des calottes polaires. Ainsi, lors de la dernière grande glaciation (- 18 000 B.P. soit 16 000 ans av. J.C.) la calotte polaire descendait jusqu'à la moitié de la Grande-Bretagne, le sud du Danemark et la moitié de l'Union Soviétique. A cette même époque les glaciers alpins atteignent les faubourgs de Lyon.

On admet que ces variations de température sont dues à la variation, au cours du temps, de l'inclinaison de l'axe de rotation de la terre et de l'activité solaire.

En période chaude les calottes polaires fondent, ce qui se traduit par

* Conférence présentée lors de la « Journée de géochimie » organisée à Paris le 22 novembre 1976 par la Société Chimique de France.

une augmentation du niveau des mers et océans de 50 à 130 m. selon l'amplitude du phénomène. Le dernier maximum de température est daté - 6 000 B.P. Depuis cette époque, nous retournons lentement vers le froid, quoique nous soyons actuellement encore dans une période chaude, puisque le niveau des mers n'a baissé que de 1,40 m en moyenne depuis 6 000 ans.

Remarquons que cette date est très voisine de celle du «déluge» décrit et daté dans la Bible ou le Coran. Remarquons aussi que cette augmentation du niveau des mers vers - 6 000 B.P. est en relation directe avec le climat du Sahara par exemple. On sait en effet qu'au



Figure 1. Peintures rupestres du Tassili N'Ajjer au Sahara central (- 6 000 ans B.P.).