

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. Moorbath, 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 ( $1.10^6$  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<sup>e</sup> et 18<sup>e</sup> siècles européens ont été en moyenne moins froids que les 19<sup>e</sup> et 20<sup>e</sup> 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

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.).

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

début du néolithique, vers — 8 000 B.P., le Sahara était un îlot de verdure parcouru de rivières et semé de lacs. La vie végétale et animale y était alors très développée, comme en témoignent les fameuses peintures rupestres du Tassili datées à — 6 000 B.P. et situées en plein cœur du Sahara (Figure 1). Ces peintures représentent non seulement des gazelles, des girafes, des autruches, des crocodiles, mais aussi des chasseurs, des pêcheurs avec leurs filets et des poissons toutes représentations fort anachroniques dans le désert actuel. On peut remarquer aussi que, au cours de son histoire, le Sahara a toujours été désertique en période froide et, par conséquent, sèche et toujours verdoyant en période chaude et, par conséquent, humide. La seule exception à cette variation systématique est l'actuelle période chaude. C'est, en effet, vers — 4 000 B.P. que le désert commence à

s'installer et que l'eau disparaît. On ne peut s'empêcher de penser que cette unique exception aux lois climatologiques, l'homme du Néolithique en est, probablement le principal responsable en raison de ses animaux domestiques tels que le chameau et la chèvre, grands destructeurs de végétaux, et surtout de son éternel besoin de brûler la forêt pour la remplacer par des pâturages. L'importance de ce type de destruction peut être évalué actuellement à l'ouest de Recife au Brésil où un territoire grande comme deux fois la France a été complètement désertifié par les incendies volontaires de la forêt équatoriale commencés à l'époque de la conquête espagnole et qui se poursuivent encore aujourd'hui. Il a donc suffi de 500 ans, espace de temps ridiculement court à l'échelle des temps géologiques, pour désertifier  $10^6 \text{ km}^2$  !

Quelles sont les méthodes qui permettent d'enregistrer les variations de température à la surface du globe au cours de son histoire ?

On peut étudier la variation dans le temps des niveaux des talus des rivages marins qui dépendent du degré de fusion de la calotte polaire, on peut aussi étudier l'évolution de la nature des pollens des tourbières de montagne qui dépend de la variation de la limite des anciennes forêts, et, par conséquent, des variations de température, on peut aussi faire appel à des méthodes physico-chimiques telles que l'étude de la variation du rapport isotopique  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  dans les carottes des sédiments marins ou bien l'étude de la variation des éléments tracés dans les roches sédimentaires. Nous nous intéresserons ici essentiellement à ces deux dernières méthodes.

### 1. Variation du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les carottes des sédiments océaniques

Le principe de cette méthode est dû à une découverte de Urey (Prix Nobel 1934) basée sur l'idée suivante :

Lorsque l'eau se solidifie il y a fractionnement des isotopes de l'oxygène de la molécule d'eau et enrichissement de la glace en  $^{16}\text{O}$  en raison de la petite différence de point de fusion entre  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  et  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ . Par effet de bilan l'eau liquide s'enrichit en  $^{18}\text{O}$ . En conséquence en période froide (calotte polaire importante) l'eau de mer s'enrichit en  $^{18}\text{O}$ , en période chaude (fusion de la calotte polaire) elle s'appauvrit en  $^{18}\text{O}$ .

Par ailleurs, les organismes, vivants près de la surface de la mer, tels que les foraminifères, construisent leurs coquilles (tests) en  $\text{CaCO}_3$  à partir des constituants de l'eau de mer. Ils devraient donc enregistrer les variations de la composition isotopique de l'eau et, par là, la température. C'est ainsi qu'en opérant sur des tests de la mellibranches d'élevage, Emiliani et Epstein montrent que le rapport isotopique  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  de l'oxygène de  $\text{CaCO}_3$  ( $\delta$ ) est lié à celui de l'eau de mer  $\delta_W$  en équilibre isotopique et à la température  $t$  par la relation empirique :

$$t_{\text{C}} = 16,9 - 4,2(\delta - \delta_W) + 0,13(\delta - \delta_W)^2$$

Il suffirait donc de prélever des carottes de sédiments marins en différents points des fonds océaniques, d'extraire à différents niveaux des tests de foraminifères sur lesquels on déterminera d'une part le rapport isotopique  $\delta$  par spectrométrie de masse, d'autre part l'âge de ces tests par la même technique à l'aide de différents couples radioactifs tels que : uranium-ionium (entre — 10 000 et — 25 000 ans),  $^{14}\text{C}$  entre 0 et — 40 000 ans) ou  $^{210}\text{Pb}$  (entre 0 et — 100 ans).

La détermination du rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  est effectuée actuellement sur une prise d'essai de  $1/10$  de mg (8 à 10 foraminifères) avec une très grande précision, puisque la variation de ce rapport entre deux paroxysmes froids et chauds est au maximum de 1,1 ‰.

La théorie précédente fut vivement controversée, notamment par l'équipe de J.C. Duplessy du Laboratoire des faibles radioactivités de Gif-sur-Yvette qui a su nuancer et affiner les premières conceptions de Urey, Emiliani et Epstein. Ainsi, d'après Duplessy :

- Les variations du rapport isotopique  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  des foraminifères ne traduisent absolument pas les variations de température de l'eau de mer, mais seulement les variations de volume des calottes glaciaires continentales. En effet, les foraminifères migrent dans la colonne

d'eau de mer afin de rester à la même température au cours des temps géologiques. La relation d'Emiliani et Epstein, établie sur les mellibranches d'élevage, n'est donc pas généralisable aux tests carbonatés fossiles de foraminifères.

- L'étude du rapport isotopique de l'oxygène doit porter sur une seule espèce de foraminifère, car pour une température donnée, le degré de migration des différentes espèces n'est pas le même.

- Les courants et circulations océaniques ont changé au cours de l'histoire des océans. Il faut donc en tenir compte dans la détermination des paléotempératures marines.

Les tests de diatomées (algues vertes microscopiques vivant obligatoirement en surface) dont la constitution est siliceuse et non pas carbonatée, ne présentent pas les inconvénients des foraminifères et constituent de bons enregistreurs de température selon la relation empirique :

$$t_{\text{C}} = 5 - 4,1(\delta_{\text{SiO}_2} - \delta_W - 40)$$

Grâce à ces critiques et aux nouvelles propositions de Duplessy, la méthode des isotopes de l'oxygène est devenue plus performante et en bon accord avec les autres méthodes de détermination des paléoclimats.

### 2. Variation de la teneur des éléments de transition en trace dans les sédiments (Treuil — Macquar — Faucherre, 1970)

Le principe de cette méthode est basé, d'une part sur la théorie du champ cristallin, d'autre part sur la théorie biorhexistatique de Erhart.

D'après la théorie du champ cristallin, on sait que des ions tels que  $\text{Ni}^{2+}$ , dont la configuration électronique externe est en  $d^8$ , sont fortement stabilisés par effet de champ des ligands dans les sites octaédriques des silicates. Par contre les ions  $\text{Zn}^{2+}$ , dont la configuration électronique est en  $d^{10}$ , ne sont pas stabilisés dans les sites octaédriques. On peut donc s'attendre à ce que, au cours du lessivage d'un socle silicaté par les eaux climatiques les ions  $\text{Zn}^{2+}$  soient plus facilement solubilisés et entraînés dans le bassin de sédimentation (mer ou lac) que les ions  $\text{Ni}^{2+}$ .

D'après la théorie biorhexistatique, on admet que :

- en période biostatique le socle silicaté est couvert de forêt. Le climat est chaud et humide et les calottes polaires ont fondu dans de grandes proportions. Les eaux climatiques s'infiltrent dans un sol rendu réducteur et complexant par les acides organiques de l'humus où les acides oxaliques et citriques dominent. Les ions majeurs des roches sous-jacentes sont solubilisés et entraînés dans le bassin de sédimentation où se produit une sédimentation essentiellement chimique carbonatée.

- en période rhéxistatique, la forêt a disparu. Le climat est froid et sec. Les calottes polaires et les glaciers de montagne sont importants. Les eaux de lessivage sont oxydantes ( $\text{O}_2$  dissous des eaux climatiques). Les roches du socle sont entraînées mécaniquement dans le bassin de sédimentation. La sédimentation est détritique silicatée et forme essentiellement des argiles.

A ces deux théories, apportons deux faits expérimentaux acquis au laboratoire et qui convergent dans le même sens :

- l'entraînement par adsorption sur un sédiment argileux est beaucoup plus important pour  $\text{Ni}^{2+}$  que pour  $\text{Zn}^{2+}$

- l'entraînement par coprécipitation avec  $\text{CaCO}_3$  est, au contraire, nettement plus fort pour  $\text{Zn}^{2+}$  que pour  $\text{Ni}^{2+}$ .

On peut s'attendre alors à ce que :

1. la teneur en  $\text{Zn}^{2+}$  augmente dans les sédiments calcaires correspondant à des périodes biostasiques chaudes et humides (sédimentation chimique),
2. la teneur en  $\text{Ni}^{2+}$  augmente dans les sédiments argileux, marneux ou gréseux correspondant à des périodes rhéxistasiques sèches et froides (sédimentation diétritque).

En somme la teneur en  $\text{Ni}^{2+}$  des roches sédimentaires devrait être un indicateur des périodes climatiques glaciaires alors que le  $\text{Zn}^{2+}$  devrait être un indicateur de périodes interglaciaires.

Cette conclusion théorique fut vérifiée expérimentalement sur des sédiments actuels (Auvergne) et sur des roches sédimentaires anciennes (Causses) :

a) Cas de sédiments actuels de trois lacs volcaniques d'Auvergne

Ces trois lacs, Pavin, Montcineyre et Bourdouze, furent choisis en raison de l'identité de leur environnement pétrographique (basaltes) et de la différence de leur environnement végétal (plus ou moins boisé). Le tableau I donne la teneur en Ni et Zn des sédiments superficiels de ces lacs ainsi que la teneur en pollens de graminées (élevée pour un environnement herbeux) et en diatomées qui ne prolifèrent que dans des eaux riches en silice, correspondant, par conséquent, à des sédiments argileux.

Tableau I

	Pavin	Montcineyre	Bourdouze
Ni ppm.	10 à 20	15 à 40	55 à 85
Zn/Ni	3,2	2,2	1,5
Pollens diatomées	0	faible	important
Environnement	forêt	mi-boisé mi-herbeux	herbeux

On vérifie donc bien qu'un environnement boisé est corrélé avec une faible teneur en Ni, forte en Zn et nulle en pollens et diatomées alors que ces teneurs sont inversées pour un environnement exempt de forêt.

b) Cas des roches sédimentaires des Causses

L'analyse par polarographie dérivée dans une solution de base pyridine-perchlorate de pyridine des traces de Cu, Pb, Cd, Ni et Zn contenues dans les sédiments calcaires, dolomitiques, argileux ou marneux des Causses, fournit 5 pics dont la hauteur est proportionnelle à la teneur de ces ions. On constate :

1. que la proportion relative de ces 5 éléments est différente pour chaque niveau stratigraphique des sédiments de l'ère secondaire des Causses, mais spécifique d'un niveau stratigraphique donné. C'est ainsi que les polarogrammes de l'héttangien sont identiques dans les Causses du sud, du sud-est ou de l'est du Massif Central. Il en est de même pour les polarogrammes de l'Aalénien (Figure 2). Ce type de

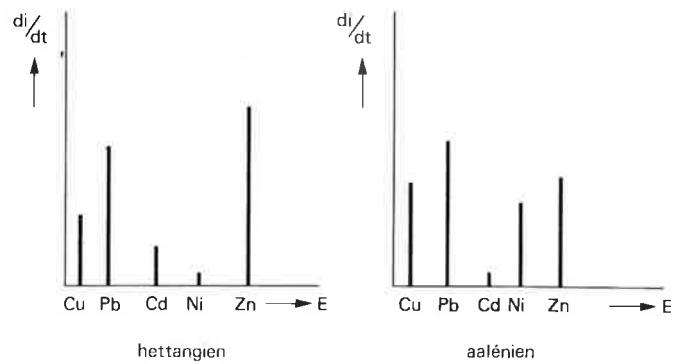


Figure 2. Polarogramme schématique de cinq éléments tracés dans deux niveaux stratigraphiques des Causses.

polarogramme peut donc jouer le rôle d'indicateur stratigraphique, ce qui, bien souvent, peut faciliter la tâche du géologue.

2. la teneur en nickel croît en période rhéxistasiq ue et diminue en période biostasiq ue comme l'indique le tableau II.

Tableau 2 : Teneur en nickel de différents niveaux stratigraphiques des sédiments secondaires des Causses

		[Ni] en ppm
Jurassique 140 à 170.10 <sup>6</sup> années	Bathonien	< 4
	Bajocien	> 40
	Aalénien	> 40
	Hettangien	< 4
	Rhetien	> 40
Trias 200 à 220.10 <sup>6</sup> années	Keuper	> 40
	Muschelkalk	< 4

La teneur en nickel des roches sédimentaires est donc un indicateur fidèle des paléoclimats puisque rhéxistasiq ue est associée aux périodes glaciaires et biostasiq ue aux périodes chaudes interglaciaires.

En conclusion, soulignons que la méthode des rapports isotopiques de l'oxygène est limitée pour le moment à l'étude des climats du quaternaire et permet de déterminer une température moyenne alors que la méthode au nickel-zinc couvre une période (1 à 60.10<sup>6</sup> années pour l'ère tertiaire et 60 à 220.10<sup>6</sup> années pour l'ère secondaire) mais ne permet pas de déterminer une température absolue.

Notons enfin que l'étude purement désintéressée des paléoclimats peut parfois l'être fort peu. C'est ainsi que depuis quelques années, certains services secrets s'intéressent aux paléoclimats dans le secret espoir de prévoir les climats futurs. Il ne fait pas de doute, en effet, que la diminution de un ou deux degrés de la température moyenne de notre planète entraînerait une véritable catastrophe économique dans certains pays trop septentrionaux.