

RAPPORTS ISOTOPIQUES ET PASSÉ GÉOLOGIQUE

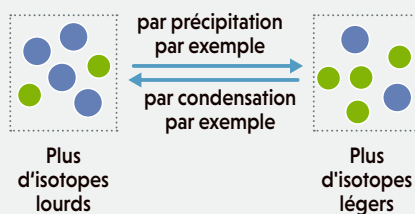
Les caractéristiques du système Terre actuel telles que la température, la concentration atmosphérique de CO₂ ou les taux d'érosion et de météorisation de la surface terrestre se mesurent directement. Afin de reconstituer ces informations pour le passé géologique, les chercheurs doivent disposer de mesures sur des grandeurs constituant des indices indirects. Les rapports des abondances de certains isotopes constituent de tels indicateurs (les isotopes d'un même élément chimique ne diffèrent que par la masse de leurs atomes).

LE THERMOMÈTRE ¹⁸O/¹⁶O

Le rapport des isotopes stables de l'oxygène ¹⁸O et ¹⁶O augmente au fur et à mesure que l'eau se refroidit. En effet, les abondances des deux isotopes changent lorsque l'eau s'évapore – c'est le phénomène de fractionnement isotopique (*ci-dessus à gauche*). L'isotope ¹⁶O, plus léger, s'évapore davantage que ¹⁸O, même si cela ne s'exprime qu'en dix millièmes dans le rapport isotopique. À mesure que la Terre se refroidit, davantage de précipitations sont piégées dans les masses glaciaires continentales croissantes. La glace est ainsi plus riche en ¹⁶O que l'eau des océans. L'oxygène contenu dans les coquilles calcaires de foraminifères benthiques – des microorganismes marins morts qui vivaient au fond des océans – indique les fluctuations du rapport ¹⁸O/¹⁶O dans l'eau de mer. Il indique aussi la température de l'eau directement, car les isotopes de l'oxygène entrent plus ou moins dans leur composition selon la température de l'eau. Les fluctuations indiquent à leur tour les changements de la température de l'eau et aussi des masses de glace, et donc de la température de l'atmosphère, dans le passé. Comme les variations des rapports isotopiques sont très faibles, elles sont données en parties pour mille (‰) par rapport à un matériau de référence, en l'occurrence l'eau de mer pour le rapport isotopique de l'oxygène. Plutôt que le rapport $R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ lui-même, on utilise ainsi la grandeur notée $\delta^{18}\text{O}$ et définie par :

$$\delta^{18}\text{O} = (R_{\text{échantillon}}/R_{\text{référence}} - 1) \times 1000.$$

FRACTIONNEMENT ISOTOPIQUE



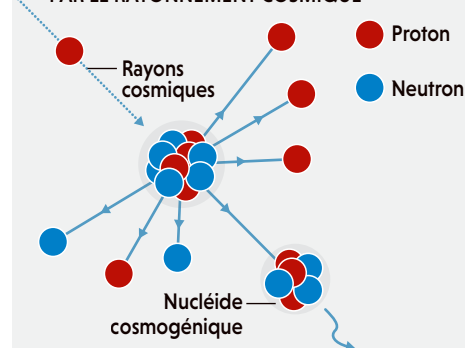
LE RAPPORT ¹¹B/¹⁰B, INDICATEUR DU CO₂ ATMOSPHÉRIQUE

Le bore (B) dissous dans l'eau forme divers composés dont les abondances relatives varient en fonction de l'acidité de l'eau de mer. Le rapport isotopique ¹¹B/¹⁰B varie aussi selon le composé. Les foraminifères incorporent de petites quantités d'un des composés du bore dissous dans l'eau. Ainsi, le rapport ¹¹B/¹⁰B dans les coquilles de foraminifères dépend de l'acidité de l'eau de mer. Or plus il y a de dioxyde de carbone dans l'air, plus celui-ci se dissout sous forme d'acide carbonique dans l'eau, et plus l'eau est acide. Via le rapport ¹¹B/¹⁰B, les coquilles calcaires des sédiments anciens renseignent ainsi sur la teneur en CO₂ de l'atmosphère de l'époque.

LE RAPPORT ¹⁰Be/⁹Be, INDICATEUR DE L'ALTÉRATION CHIMIQUE

Le béryllium (Be) est un élément dont un seul isotope est naturellement présent sur Terre : le ⁹Be. L'isotope ¹⁰Be, plus lourd, est en revanche « cosmogénique », c'est-à-dire qu'il est constamment produit en très petites quantités par le rayonnement cosmique dans l'atmosphère et à la surface de la Terre (*ci-dessus à droite*). Comme le ¹⁰Be est radioactif, avec une demi-vie de 1,4 million d'années, cet isotope n'existe pas à l'intérieur de la Terre, puisque celle-ci est beaucoup plus ancienne. Cependant, lorsque la pluie tombe sur les océans ou les continents, du ¹⁰Be frais s'y accumule. On connaît assez précisément le nombre d'atomes ¹⁰Be qui arrivent à la surface de la Terre chaque année. L'isotope stable ⁹Be, en revanche, est libéré lors de l'altération des roches et se retrouve dans les océans en petites quantités via les rivières, où il se mélange avec le ¹⁰Be. Plus le taux mondial d'altération des roches silicatées est élevé, plus le rapport ¹⁰Be/⁹Be est faible dans l'eau océanique, dont les deux isotopes sont déposés dans les sédiments des profondeurs. En les y mesurant et en tenant compte de la désintégration naturelle du ¹⁰Be, on obtient le taux d'altération des continents au moment du dépôt des sédiments. L'auteur et son équipe ont récemment développé cette méthode dans leur laboratoire, afin de déterminer les taux de météorisation passés et présents.

PRODUCTION D'UN ISOTOPE PAR LE RAYONNEMENT COSMIQUE



LE RAPPORT ⁷Li/⁶Li, INDICATEUR DE LA RÉACTIVITÉ DE LA SURFACE TERRESTRE

Quand la météorisation désagrège les roches, les isotopes stables du lithium ⁷Li et ⁶Li qu'elles contiennent entrent dans l'eau remplissant les pores de la roche altérée. À partir de cette eau interstitielle se forment des minéraux argileux, qui sont une composante importante de tous les sols. Ce faisant, ils absorbent préférentiellement le ⁶Li par fractionnement isotopique (15 millièmes de plus que le ⁷Li). L'eau interstitielle est donc appauvrie en ⁶Li. Plus les minéraux d'origine sont présents (surface terrestre réactive), plus il y a formation de minéraux argileux, et plus le rapport ⁷Li/⁶Li de l'eau interstitielle est élevé. Au contraire, plus les minéraux d'origine sont rares (surface terrestre peu réactive), moins il y aura formation de minéraux argileux absorbant préférentiellement le ⁶Li, et plus le rapport ⁷Li/⁶Li de l'eau interstitielle est faible. Via les eaux souterraines, ce lithium atteint les rivières puis les océans, où il se mélange avec le lithium contenu dans les eaux chaudes issues des sources hydrothermales des dorsales océaniques. Cet élément est aussi incorporé dans les coquilles calcaires marines en quantités infimes. En définitive, le rapport ⁷Li/⁶Li mesuré dans les coquilles calcaires indiquera donc la réactivité de la surface terrestre à l'époque de leur sédimentation.

TECHNIQUES DE MESURE

Les rapports isotopiques sont mesurés par spectrométrie de masse. Pour déterminer le rapport ¹⁸O/¹⁶O, les coquilles de calcaire sont dissoutes directement sur le spectromètre de masse en phase gazeuse et le CO₂ libéré est mesuré. Les rapports ¹¹B/¹⁰B et ⁷Li/⁶Li sont mesurés sur un instrument spécial, un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS), après dissolution de l'échantillon et séparation chimique sous forme d'ions (B⁺ et Li⁺). L'isotope ¹⁰Be n'étant présent qu'en petites quantités, il est mesuré après dissolution et séparation chimique sur un spectromètre de masse très sensible, dit « à accélérateur », tandis que l'isotope stable ⁹Be est mesuré séparément avec un spectromètre optique (ICP ou ICP-MS).

> composition de l'atmosphère par exemple (voir l'encadré page 70). La mesure des quantités d'isotopes stables de l'oxygène dans les coquilles calcaires des fonds marins permet par exemple de déterminer indirectement les masses des immenses glaciers qui ont couvert la Terre à plusieurs reprises, et d'en déduire la température moyenne terrestre: comme nous l'avons indiqué, elle n'a cessé de baisser au cours des 15 derniers millions d'années (voir l'encadré page 71).

La mesure des quantités d'isotopes stables du bore dans les sédiments océaniques nous a appris par ailleurs que la concentration atmosphérique de CO_2 a diminué au cours des 15 derniers millions d'années. Elle est passée d'environ 550 ppm à 280 ppm au début de l'Holocène, il y a 10 000 ans, puis est restée relativement constante jusqu'au début de l'industrialisation, au milieu du XVIII^e siècle. Cette baisse de la concentration de CO_2 a été suffisante pour rendre compte du refroidissement.

Pour autant, un nouvel indicateur conçu en 2014 avec mon équipe, le rapport isotopique $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ du béryllium dans les sédiments océaniques, a posé une nouvelle énigme. D'après cet indicateur, le taux d'altération chimique des roches est resté constant durant les 15 derniers millions d'années de refroidissement (voir l'encadré page 70). En outre, grâce aux reconstitutions des mouvements tectoniques, nous savons que les émissions volcaniques n'ont pas diminué pendant la même période.

Dès lors, comment la température et la concentration de CO_2 ont-elles pu diminuer si ni les émissions volcaniques (V) ni le taux de météorisation (M) n'ont changé pendant 15 millions d'années? Jeremy Caves Rugenstein, de l'École polytechnique fédérale de Zurich, Dan Ibarra, de l'université Stanford, et

moi-même avons fait appel au principe de la rétroaction pour proposer, en 2019, l'idée que cela s'explique par une augmentation de la réactivité de la surface terrestre, c'est-à-dire du facteur k figurant dans l'équation différentielle donnée plus haut du bilan de CO_2 atmosphérique (voir l'encadré page 69, graphique de droite).

Si, à une concentration de CO_2 donnée, k augmente, l'érosion chimique des roches s'intensifie temporairement, ce qui retire du CO_2 de l'atmosphère; par conséquent, si l'activité volcanique n'augmente pas simultanément, il reste moins de CO_2 atmosphérique disponible pour réagir avec les roches, ce qui ralentit l'altération chimique. On a donc deux tendances simultanées qui s'opposent et, au final, s'instaure un nouvel équilibre au taux d'altération des roches initial (c'est-à-dire à la même valeur $M = k[\text{CO}_2]$). L'augmentation de la réactivité k a donc fait baisser la concentration de CO_2 atmosphérique.

Ainsi, selon le scénario proposé, l'accroissement initial de la réactivité (le facteur k) a refroidi le climat, même si le taux de météorisation des roches est resté le même. Ce raisonnement explique que pendant 15 millions d'années, la concentration de CO_2 et, donc, la température ont pu baisser, tandis que, comme l'indique le rapport isotopique $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, le taux d'altération des roches est resté constant.

UNE SURFACE TERRESTRE PLUS OU MOINS RÉACTIVE AU CO_2

Reste une question importante: comment la réactivité k a-t-elle pu changer? Pour y répondre, nous devons nous intéresser à la pellicule la plus externe de la Terre: une couche de terre s'étendant depuis la surface jusqu'à quelques dizaines de mètres de profondeur. On la qualifie de «zone critique», car c'est dans cette épaisseur que se déroulent la plupart des

La «réactivité» de la pellicule supérieure terrestre – la zone critique d'altération chimique des roches silicatées – varie. Si le sol contient davantage de minéraux silicatés non altérés, tels que le feldspath ou le mica, il peut réagir chimiquement même avec peu de CO_2 dans l'atmosphère (à gauche), tout comme un sol déjà fortement altéré quand il y a beaucoup de CO_2 dans l'atmosphère (à droite). Dans les deux situations, on peut donc avoir le même taux d'altération chimique des roches silicatées et donc la même quantité de CO_2 retirée de l'atmosphère par intervalle de temps.

