

LES DEUX CYCLES DU CO₂

Dès 1845, l'ingénieur minier français Jacques-Joseph Ébelmen a compris que le cycle du CO₂ décrit dans cet article est un cycle géologique lent, mais stabilisateur du climat terrestre à long terme grâce aux puits de calcaire océaniques. Ce processus n'élimine de l'atmosphère que 0,1 milliard de tonnes de carbone par an. Le cycle du carbone organique, en revanche, est beaucoup plus important grâce à la photosynthèse : les plantes terrestres retirent de l'atmosphère 60 milliards de tonnes de carbone par an et 90 autres milliards de tonnes par l'échange gaz-eau et par les microorganismes océaniques. Cependant, ce gigantesque cycle du CO₂ est fermé, car le carbone organique est oxydé au même rythme qu'il est fixé par la photosynthèse. C'est pourquoi il n'est pas pris en compte s'agissant du contrôle géologique de la température. Il peut cependant influencer sur le bilan de CO₂ atmosphérique si – comme cela a été le cas au Carbonifère (il y a environ 360 à 300 millions d'années) – de grandes quantités de carbone organique sont stockées dans des sédiments et deviennent ensuite du charbon. Représentant aujourd'hui 10 milliards de tonnes de carbone (qui équivalent à 37 milliards de tonnes de CO₂), les émissions massives dues à l'utilisation des combustibles fossiles déséquilibrent aussi le cycle du CO₂ organique.

processus transformant les roches silicatées en sol. Selon les quantités de minéraux présents, la météorisation est plus ou moins active. Les surfaces réactives lient efficacement le CO₂ même en cas de faible teneur atmosphérique, et ont une constante de réaction k élevée; celles qui sont moins réactives ont une plus faible probabilité de réagir avec le CO₂ et une constante k moins élevée.

La réactivité d'une surface est déterminée par la quantité de minéraux «primaires» présents dans la zone critique (*voir la figure ci-contre*) : ces minéraux contenus à l'origine dans la roche sont par exemple le feldspath, la biotite (famille des micas), la hornblende ou le pyroxène. Dans une zone critique réactive, ces minéraux silicatés sont si abondants que même de petites quantités de CO₂ réagissent efficacement, de sorte que la roche s'altère. Il en résulte la formation de minéraux dits «secondaires» et, avec eux, celle du sol. Aujourd'hui, les surfaces terrestres réactives se situent dans les chaînes de montagnes hautes et basses, telles l'Himalaya, les Alpes, les Vosges ou le Massif central, etc., ou dans les zones anciennement gelées d'Europe du Nord ou d'Amérique. Les mouvements tectoniques et un taux d'érosion moyen suffisent à éliminer de la surface suffisamment de minéraux secondaires non réactifs pour qu'il y ait toujours assez de minéraux primaires frais disponibles pour réagir.

Dans une zone d'altération moins réactive, les minéraux primaires «frais» sont en revanche déjà épuisés. À leur place, on trouve principalement des minéraux secondaires qui se sont formés au cours de l'altération des roches, comme les minéraux argileux (kaolinite, illite) ou les oxydes de fer. La météorisation de ces minéraux secondaires exige beaucoup d'eau, de chaleur et de CO₂. On

trouve ces surfaces terrestres fortement altérées dans les zones tropicales et tectoniquement inactives d'Afrique, du Brésil ou d'Australie. Il semble que, il y a 15 millions d'années, la plupart des surfaces étaient peu réactives.

Une méthode isotopique relativement nouvelle donne une indication de l'activité passée de la surface terrestre. Comme le lithium (Li) se trouve à l'état de traces dans les roches, il est libéré lors de la météorisation et pénètre dans l'eau interstitielle à partir de laquelle se forment les minéraux argileux. Dans ces derniers, l'isotope ⁶Li, plus léger, est favorisé. Si plus de minéraux argileux contenant du ⁶Li sont produits, alors il y a davantage d'atomes de lithium de l'isotope ⁷Li transportés, *via* les eaux souterraines et les rivières, vers les océans. Il est donc possible d'estimer la réactivité passée de la surface terrestre à partir du rapport isotopique ⁷Li/⁶Li des coquilles calcaires des organismes marins ayant sédimenté. De fait, ce rapport isotopique ⁷Li/⁶Li a augmenté dans les sédiments océaniques au cours des 15 derniers millions d'années (*voir l'encadré page 70*) ; cela signifie que, en moyenne, la réactivité de la surface terrestre (en d'autres termes la constante k) a régulièrement augmenté dans le monde.

Nous avons estimé qu'à un taux de météorisation constant, un doublement du taux d'érosion pourrait avoir été suffisant pour produire cette réactivité accrue. Au cours des 15 derniers millions d'années, cela a de plus en plus refroidi la Terre et a finalement amorcé l'englaçage de l'hémisphère Nord. Cependant, pour quelle raison le taux d'érosion s'est-il modifié? La question reste ouverte.

UNE RÉGULATION MISE À MAL

Une seule chose est sûre : pendant toute l'histoire de la Terre, le thermostat terrestre a maintenu les conditions climatiques favorables à la vie. Malheureusement, l'une des plus grandes perturbations du délicat cycle géologique du CO₂ est en cours, puisque l'humanité a fait passer la concentration atmosphérique de CO₂ de 280 ppm à plus de 400 ppm depuis 1900. Si nous n'agissons pas immédiatement, nous pourrions avoir une atmosphère à 1000 ppm en 2100 et même 2000 ppm en 2200... Or David Archer, de l'université de Chicago, et Victor Brovkin, de l'institut Max-Planck de météorologie à Hambourg, ont montré en 2008 qu'il faudrait pas moins de 3 000 ans pour que la séquestration du dioxyde de carbone dans les océans réduise sa concentration dans l'atmosphère de 1 400 ppm à 600 ppm. En d'autres termes, l'humanité doit mettre fin le plus tôt possible à la dangereuse aventure climatique dans laquelle elle s'est lancée. ■

BIBLIOGRAPHIE

J. K. Caves Rugenstein et al., **Neogene cooling driven by land surface reactivity rather than increased weathering fluxes**, *Nature*, vol. 571, pp. 99-102, 2019.

F. von Blanckenburg et J. Bouchez, **River fluxes to the sea from the ocean's ¹⁰Be/⁹Be ratio**, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 387, pp. 34-43, 2014.

M. E. Galvez et J. Gaillardet, **Historical constraints on the origins of the carbon cycle concept**, *Comptes Rendus Géoscience*, vol. 344(11-12), pp. 549-567, 2012.

D. Archer et V. Brovkin, **The millennial atmospheric lifetime of anthropogenic CO₂**, *Climatic Change*, vol. 90, pp. 283-297, 2008.

R. A. Berner et K. Caldeira, **The need for mass balance and feedback in the geochemical carbon cycle**, *Geology*, vol. 26(5), pp. 477-478, 1997.