



© SPL/BSIP

Structure atomique du carbone.

LE CARBONE SOUS TOUTES SES FORMES

Le carbone est le quatorzième élément en termes d'abondance sur la Terre. Élément essentiel à la vie, il est présent dans tous les compartiments de la planète : atmosphère, océan, biosphère continentale, hydroosphère et lithosphère. Il existe seul (graphite, diamant) ou associé à d'autres éléments (oxygène, hydrogène, azote...) pour former des composés organiques dans les biosphères terrestre et marine, des composés inorganiques dans l'océan et les eaux continentales (bicarbonate, CO_2), des gaz présents à l'état de trace dans l'atmosphère (CO_2 , CO , CH_4 , composés organiques volatiles, ...), des composés fossiles dans la lithosphère (carbonate, hydrocarbure...). Il est partout !

Le carbone possède deux isotopes stables, le ^{12}C (abondance moyenne^{*1} : 0,9893) et le ^{13}C (0,0107), ainsi que plusieurs isotopes radioactifs, dont le plus abondant est le ^{14}C ($1,18 \cdot 10^{-12}$, période^{*2} : 5 730 ans). Les abondances relatives réelles^{*3} des ^{12}C , ^{13}C et ^{14}C varient selon les organismes et les réservoirs carbonés considérés. Comme pour tous les isotopes légers, en effet, les proportions entre les isotopes du carbone évoluent, en particulier lors des processus naturels impliquant des changements de phase (distillation, condensation, sublimation, précipitation, dissolution...) ou lors de mélanges. C'est ce que l'on appelle le « fractionnement isotopique ». Les produits des réactions de changement de phase ne contiendront ainsi pas les mêmes proportions de ^{13}C

et ^{14}C que les réactifs. Les rapports $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ fluctuent d'un organisme à l'autre et deviennent alors spécifiques, reflétant l'origine et les voies de synthèse des composés.

Dans le cas du ^{13}C , le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ne s'exprime pas en valeur absolue mais en déviation relativement à un standard international (Vienna-Pee Dee Belemnite), généralement sous forme de $\delta^{13}\text{C}$, et exprimé en ‰ :

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}}{\text{échantillon}} \right)_{\text{V-PDB}} - 1$$

Dans les conditions environnementales actuelles, le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 atmosphérique est en moyenne de -9 ‰, celui d'une plante tempérée de -27 ‰, celui d'une graminée de savane de -12 ‰, celui de coquilles des organismes marins de 0 ‰, celui du méthane biogénique de -40 ‰.... Toutes ces valeurs sont assorties d'une grande variabilité qui renseigne sur les processus et les facteurs extérieurs qui facilitent ou, au contraire, limitent une réaction. Ainsi une plante tempérée aura-t-elle un $\delta^{13}\text{C}$ d'autant plus négatif que la concentration en CO_2 sera forte ou les précipitations abondantes, alors que le $\delta^{13}\text{C}$ de certaines plantes de milieu aride ne réagira pas à une augmentation en CO_2 . Les échanges physiques sont aussi enregistrés sur les $\delta^{13}\text{C}$: une masse d'eau océanique profonde, à proximité du sédiment donc de la matière organique en décomposition ($\delta^{13}\text{C}$ autour de -22 ‰), contient du carbone dissous (H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}) avec un $\delta^{13}\text{C}$ plus négatif que la masse d'eau de surface en contact direct

avec l'atmosphère. Suivre l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ des masses d'eau intermédiaires^{*4} renseigne sur l'efficacité du mélange entre les masses d'eau. Un ralentissement de la circulation océanique au cours de la dernière période glaciaire a ainsi été mis en évidence.

Tout le raisonnement présenté ici avec le $\delta^{13}\text{C}$ est le même pour le ^{14}C . Il faut toutefois y ajouter une composante importante : la décroissance radioactive, qui a pour conséquence de faire décroître le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ dès que les échanges avec l'atmosphère – où est produit le ^{14}C – cessent. L'utilisation du ^{14}C pour dater des archives archéologiques et paléoclimatiques est largement connue. Son utilisation comme traceur des processus l'est moins. Elle s'est surtout développée grâce au « pic des bombes » des années 1960. À cette période, en effet, l'activité ^{14}C de l'atmosphère a doublé suite aux essais thermonucléaires aériens. Cet événement particulier a donné aux scientifiques un moyen de suivre les processus rapides d'incorporation du carbone atmosphérique dans les différents réservoirs carbonés de la planète, que ce soit via une incorporation directe dans le milieu, comme pour la dissolution dans l'océan, ou indirecte, via la photosynthèse et la chaîne alimentaire par exemple. On a ainsi pu mettre en évidence des processus clés du cycle du carbone dans les sols, comme la perte de matière organique ancienne lors des afforestation non naturelles. De façon opportuniste, les géochimistes du ^{14}C utilisent également les rejets ponctuels liés aux activités nucléaires pour suivre le devenir des fractions carbonées dans les rivières, la remobilisation du carbone et l'activité des micro-organismes.

L'auteur

Christine Hatté

Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement,
UMR 8212 CEA-CNRS-UVSQ,
Université Paris Saclay,
Gif-sur-Yvette

^{*1} Proportion d'un isotope : 0,9893 = 98,93 % des atomes de carbone sont des isotopes de masse 12.

^{*2} Temps au bout duquel la moitié des atomes initialement présents ont disparu par désintégration radioactive

^{*3} Rapports $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$

^{*4} Masse d'eau océanique située entre les eaux de surface et les eaux de fond.