

Le cycle biogéochimique du carbone

Philippe Amiotte Suchet

Résumé

Bien qu'il ne soit pas l'élément chimique le plus présent sur Terre, le carbone est l'un des composés les plus marquants dans le fonctionnement et l'évolution du système Terre. Un ensemble de processus biogéochimiques nombreux et complexes permet son transfert d'un réservoir à un autre conduisant à un cycle planétaire. Ce dernier est partagé entre un cycle rapide, impliquant les réservoirs atmosphère, océan et biosphère, et un cycle lent, impliquant la croûte terrestre, les sols et l'océan. Le dioxyde de carbone étant un gaz à effet de serre, le cycle du carbone interagit très étroitement avec la machine climatique, aboutissant à la mise en place de boucles de rétroactions qui régulent ou au contraire emballent son fonctionnement. Ces boucles sont les éléments clés du fonctionnement du cycle. Par exemple, la concentration en CO_2 atmosphérique a été contrôlée tout au long de l'histoire de la Terre par l'érosion des continents combinée à la sédimentation océanique. Aujourd'hui, la compréhension des liens entre le réchauffement climatique et les émissions de CO_2 par les activités humaines passe par la modélisation de cette machinerie complexe.

Mots-clés

Terre, climat, dioxyde de carbone, CO_2 , rétroaction, régulation, flux, réservoirs.

Abstract

The biogeochemical cycle of carbon

Among the chemical elements, carbon is not the most present on Earth, but it is probably one of the most important in the functioning and in the evolution of the Earth system. A set of numerous and complex biogeochemical processes allows it to transfer from one reservoir to another, leading to the building of a global cycle. The later is shared between a fast cycle, implying the atmosphere, the ocean and the biosphere, and a slow one implying the terrestrial crust, the soils and the ocean again. Because carbon dioxide is a greenhouse gas, carbon cycle shows very strong interactions with climate, resulting in positive and negative feedback loops. These loops are key factors in the working of the cycle. For example, during geological time, atmospheric CO_2 concentrations have been regulated by the combination of continental erosion with oceanic sedimentation. Today, understanding of the links between climate warming and anthropogenic CO_2 emissions comes through the modelling of this complex machine.

Keywords

Earth, climate, carbon dioxide, CO_2 , rétroaction feedback loops, regulating, fluxes, reservoirs.

En raison de l'augmentation historique de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère et du réchauffement climatique induit, le cycle du carbone a été au cœur de très nombreuses recherches ces trente dernières années. Les enjeux des recherches dans ce domaine sont forts en ce qui concerne notre capacité à comprendre le fonctionnement des climats passés, actuels et futurs, ou encore l'évolution physique, chimique et biologique de la Terre et des organismes qu'elle abrite.

Même si le carbone n'est pas l'élément chimique le plus présent sur Terre (il ne constitue que 0,5 % de la masse de la croûte terrestre, qui elle-même ne constitue que 0,45 % de la masse totale de la Terre [1-2]), il est probablement le plus central dans le fonctionnement et l'évolution du système Terre [3]. Toute la vie est basée sur le carbone ; la présence et la régulation de la concentration en dioxygène dans l'atmosphère est étroitement liée au transfert de carbone vers les roches sédimentaires ; l'acidité des océans est contrôlée par les équilibres des différentes formes de carbone dissous ; le CO_2 est un gaz à effet de serre intervenant dans la régulation climatique. Toutes ces fonctions sont rassemblées et imbriquées dans le fonctionnement d'une vaste machine à recycler, le cycle du carbone, qui opère à différentes échelles de temps et d'espace.

Le cycle du carbone, un système complexe

Réservoirs et flux

Dans une vision simplifiée et non perturbée par les activités humaines du cycle (figure 1), le carbone existe sous deux formes principales (inorganique et organique) et dans les trois états (solide, liquide, gaz) dans quatre grands réservoirs : l'atmosphère, les océans, la biosphère continentale et la croûte terrestre. La taille de ces réservoirs est fortement disproportionnée puisque le réservoir atmosphère (avant d'avoir été perturbé par les activités humaines) ne contient que 596 Gt.C (1 Gt.C = 10^9 tonnes de carbone) sous forme de CO_2 contre 2 750 Gt.C sous forme organique dans la biosphère continentale, et 39 000 Gt.C sous forme inorganique dans les océans. La lithosphère renferme quant à elle 143 millions de Gt de carbone inorganique et organique dans la croûte terrestre et probablement plus de 4 milliards de Gt.C dans le manteau supérieur. En d'autres termes, le carbone des réservoirs superficiels (atmosphère + biosphère continentale + océans) ne représente que 0,001 % du carbone du globe terrestre. On remarquera enfin que les réserves de

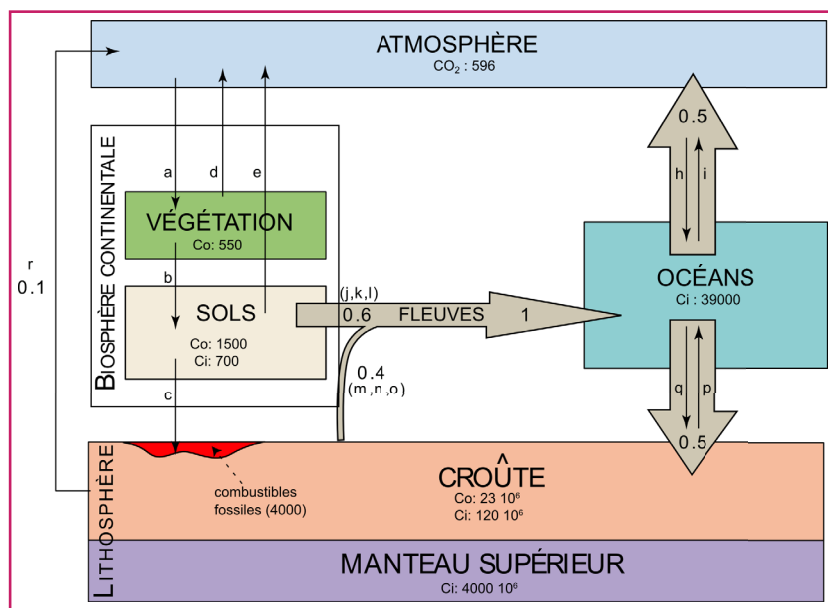


Figure 1 - Version simplifiée du cycle biogéochimique du carbone incluant les réservoirs géologiques et sans intervention des activités humaines.

Les valeurs de taille de réservoir sont données en Gt.C (10^9 tonnes de carbone) ; la taille du réservoir atmosphérique correspond à son état à l'époque préindustrielle (antérieure à la révolution industrielle), d'après [1].

Co : carbone organique ; Ci : carbone inorganique ; a : photosynthèse (90 à 120 Gt.C/an) ; b : production de litière (50 à 60 Gt.C/an) ; c : enfouissement (~ 0) ; d : respiration autotrophique (40 à 60 Gt.C/an) ; e : respiration hétérotrophique (50 à 60 Gt.C/an) ; h : absorption océanique (90 à 91 Gt.C/an) ; i : dégazage (90,5 à 91,5 Gt.C/an) ; j, k, l : érosion des sols (carbone inorganique dissous, organique dissous et particulaire) ; m, n, o : érosion des roches (carbone inorganique dissous, organique dissous et particulaire) ; p : volcanisme sous-marin (??) ; q : sédimentation marine (0,22 à 0,52 Gt.C/an) ; r : volcanisme aérien.

combustibles dit « fossiles » (pétrole, gaz, charbon), estimées à environ 4 000 Gt de carbone, constituent tout au plus 0,02 % du carbone organique des roches sédimentaires [1].

On distingue à l'intérieur de certains réservoirs des compartiments correspondant à des limites physique, chimique ou biologique (figure 2, [4-6]). Ainsi, l'océan est divisé en trois compartiments : l'océan superficiel, la biomasse marine et l'océan profond. Ce dernier permet le stockage du carbone sous forme inorganique, alors que le premier est le lieu privilégié des échanges de CO_2 avec l'atmosphère. Enfin, le compartiment biomasse marine contient une quantité négligeable de carbone sous forme organique, mais joue le rôle très important de « pompe biologique » et contrôle de façon très étroite la pression partielle de CO_2 dans l'océan superficiel, facteur premier des échanges océan-atmosphère. La biosphère continentale est divisée en deux compartiments où le carbone est essentiellement sous forme de matière organique, vivante dans le compartiment végétation et morte dans le compartiment sol.

Les transferts entre ces réservoirs sont provoqués par des processus entraînant des changements d'état ou de forme et opérant à des vitesses variables. On distinguera d'une part les processus superficiels, souvent contrôlés par l'activité biologique, occasionnant des flux élevés comme la photosynthèse (120 Gt.C/an entre l'atmosphère et la végétation) ou les échanges océans-atmosphère

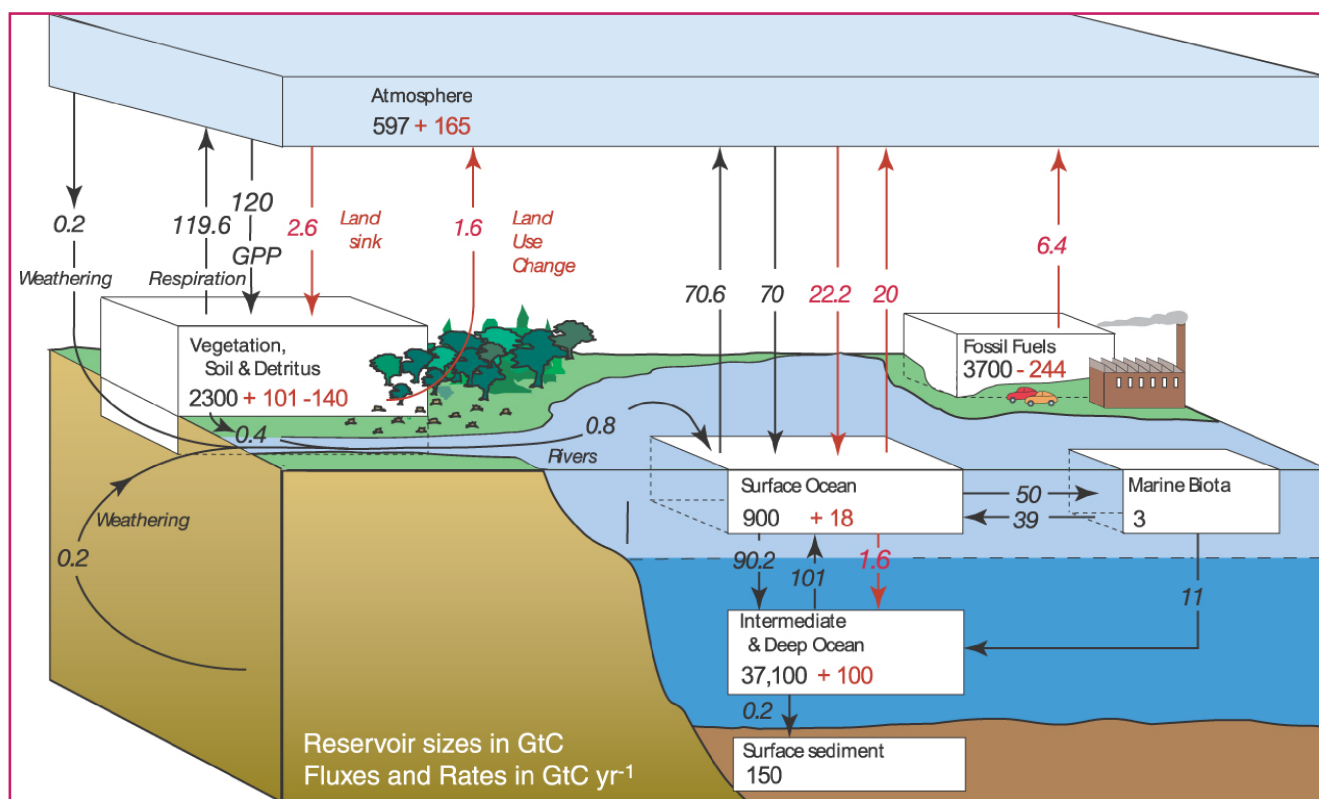


Figure 2 - Le cycle global du carbone dans les années 1990 ([4], d'après [5-6]).

Les flux sont exprimés en milliards de tonnes de carbone par an (Gt.C/an) et les stocks en milliards de tonnes.

En noir, les flux « naturels » et tailles des réservoirs estimés pour l'époque préindustrielle (1750) en considérant le cycle à l'équilibre. En rouge, les flux d'origine anthropique ainsi que les variations de taille des réservoirs induites par les activités humaines de 1750 à 1994. Les valeurs de certains flux comme l'érosion des sols (0,4 Gt.C/an) sont estimées de façon à équilibrer le cycle préindustriel.

(90 Gt.C/an). D'autre part, les flux d'origine géologique, comme l'érosion ou le volcanisme, sont très nettement inférieurs aux premiers et dépassent rarement 1 Gt.C/an. Notre machine à recycler le carbone est donc composée d'une part de réservoirs superficiels de petite taille mais dotés de flux entrant ou sortant élevés, et d'autre part de réservoirs profonds de très grande taille affectés par des flux faibles. En conséquence, les réservoirs profonds contiennent du carbone très ancien (temps de résidence moyen dans la croûte terrestre : 300 millions d'années) et présentent une très forte inertie. Inversement, les réservoirs superficiels, où le carbone séjourne très peu de temps (4 ans dans l'atmosphère, 5 ans dans la végétation, 430 ans dans l'océan [1]), sont très sensibles à la moindre perturbation.

Même s'ils semblent très éloignés les uns des autres, les réservoirs superficiels peuvent parfois être directement connectés aux réservoirs profonds. Par exemple, le volcanisme est un flux qui permet au carbone de passer directement de la croûte terrestre, après y avoir séjourné plusieurs centaines de millions d'années, à l'atmosphère où il ne restera que quelques années. Pourtant, les fortes différences de flux individualisent clairement deux cycles secondaires : un cycle superficiel, impliquant l'atmosphère, la végétation et la biomasse océanique, faisant circuler le carbone très rapidement entre ces compartiments, et un cycle plus interne et surtout plus lent, impliquant les réservoirs géologiques, les sols et l'océan. Le cycle superficiel est entraîné par l'énergie solaire, relayée par la machine climatique, et affecte la taille des réservoirs sur une échelle de temps très courte (quelques années à quelques centaines d'années). Le cycle interne est sous le contrôle de la tectonique des plaques, elle-même animée par la diffusion de l'énergie interne de la Terre, et impacte l'ensemble du cycle à l'échelle du million d'années.

Dans cette machinerie complexe, plusieurs mécanismes remarquables doivent attirer notre attention car ils ont des implications fortes pour le fonctionnement du cycle du carbone. Tout d'abord, certains processus géologiques comme l'érosion des continents ont pour moteur à la fois l'énergie solaire (via les facteurs climatiques) et la tectonique des plaques. Ils sont de ce fait placés à l'interface entre les réservoirs superficiels et les réservoirs profonds. De tels processus permettent, nous le verrons, de transférer du carbone moderne (superficiel) vers les réservoirs géologiques, où il sera stocké pour de très longues périodes de temps. Second point remarquable : les facteurs climatiques contrôlent une bonne partie du cycle, ce qui laisse entrevoir des interactions complexes entre le fonctionnement du cycle et le climat, car le CO₂ est un gaz à effet de serre. Enfin, l'utilisation des combustibles fossiles par les activités humaines a pour effet de transformer très brutalement un réservoir géologique, sensé être inerte à l'échelle des temps modernes, en un réservoir très actif dans le cycle superficiel. La brutalité de cette conversion n'aura d'égal que l'ampleur de la perturbation affectant le cycle superficiel et, au-delà, la machine climatique.

Les rétroactions : des processus clés

Le cycle du carbone est un système complexe dont le fonctionnement est fortement contrôlé par des phénomènes de rétroaction (figure 3). En effet, les interactions entre facteurs climatiques, géologiques, biologiques ou physico-chimiques sont potentiellement illimitées à l'échelle du système Terre et de nombreuses rétroactions peuvent subvenir. Les rétroactions négatives – un premier facteur agit positivement

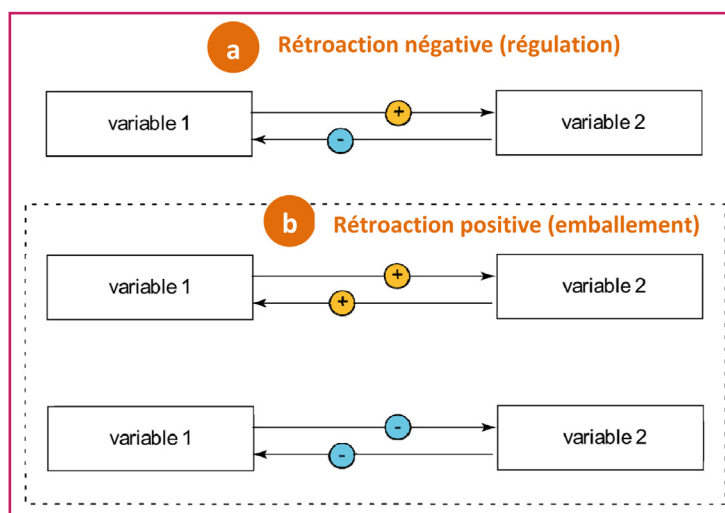


Figure 3 - Représentation schématique des boucles de rétroaction négatives (a : effet régulateur sur le système) et positives (b : effet d'emballement du système).

Une flèche affectée d'un « + » signifie une corrélation positive entre les deux variables, et une flèche affectée d'un « - », une corrélation négative.

sur un second, lequel en retour agit négativement sur le premier (figure 3a) – ont un effet de régulation. Par exemple, une augmentation de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère provoque une hausse de la température par augmentation de l'effet de serre. Le climat devient alors plus chaud et plus humide, et favorise la croissance des végétaux qui puisent du CO₂ dans l'atmosphère par photosynthèse, limitant ainsi son augmentation. Inversement, les rétroactions positives – un premier facteur agit positivement sur un second, lequel en retour agit également positivement sur le premier (figure 3b) – produisent un effet d'emballement et tendent à complètement déstabiliser le système. Par exemple, la hausse de la température consécutive aux émissions de CO₂ par les activités humaines provoque un réchauffement des eaux océaniques dans lesquelles le CO₂ est moins soluble, ce qui a pour effet de déstocker du CO₂ océanique vers l'atmosphère, accentuant encore plus l'effet de serre. Ces deux exemples, très simples en apparence, montrent bien toute la difficulté que les chercheurs ont à comprendre le fonctionnement du cycle du carbone : une même cause (l'émission de CO₂ par les activités humaines) conduit à deux rétroactions opposées.

Une machine à réguler le climat à long terme

À l'échelle des temps géologiques, le cycle biogéochimique du carbone est la pierre angulaire de la régulation des climats grâce à un ensemble de rétroactions négatives impliquant des processus géologiques. Ainsi, en réponse à une perturbation comme l'émission de CO₂ dans l'atmosphère par l'activité volcanique, le cycle du carbone active des mécanismes qui transfèrent du carbone depuis les réservoirs superficiels (atmosphère, biosphère terrestre et océanique) vers la croûte terrestre. L'érosion chimique des continents constitue l'un de ces mécanismes clés, garant d'une certaine stabilité du système Terre au cours de son histoire.

Transferts de carbone continent-océan

L'érosion chimique des roches continentales transfère sous forme de carbone inorganique dissous du CO₂ de l'atmosphère

Le cycle géochimique carbonates-silicates

L'altération chimique des roches silicatées sur les continents suivie de la sédimentation de roches carbonatées dans les océans aboutit au piégeage de CO_2 d'origine atmosphérique dans la croûte terrestre : sur les deux molécules d'acide carbonique impliquées dans l'hydrolyse acide des silicates (1), l'une est piégée sous forme de CaCO_3 (2), l'autre retourne à l'atmosphère par dégazage (3). Le cycle des carbonates-silicates est bouclé par le métamorphisme des carbonates (5).

Au cours des temps géologiques, les flux correspondant à la réaction (5) sont très inférieurs à ceux de la réaction bilan (4), ce qui a permis d'accumuler de gigantesques quantités de CaCO_3 dans les sédiments de la croûte terrestre tout au long de l'histoire de la Terre.

- (1) Altération chimique des silicates sur les continents

$$\text{CaSiO}_{3(s)} + 2 \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{++} + 2 \text{HCO}_3^- + \text{SiO}_{2(aq)} + \text{H}_2\text{O}$$
- (2) Précipitation des carbonates dans les océans

$$\text{Ca}^{++} + 2 \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_{3(s)} + \text{H}_2\text{CO}_3$$
- (3) Échange océans/atmosphère

$$\text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{CO}_{2(aq)} + \text{H}_2\text{O}$$
- (4) Résultat net (1 + 2 + 3)

$$\text{CaSiO}_{3(s)} + \text{CO}_{2(aq)} \rightarrow \text{CaCO}_{3(s)} + \text{SiO}_{2(aq)}$$
- (5) Métamorphisme des carbonates

$$\text{CaCO}_{3(s)} + \text{SiO}_{2(aq)} \rightarrow \text{CaSiO}_{3(s)} + \text{CO}_{2(aq)}$$

et des sols vers les océans [7-9]. En effet, la plupart des minéraux des roches de la croûte terrestre sont altérés chimiquement par des processus d'hydrolyse acide impliquant l'acide carbonique, lui-même issu du CO_2 de l'atmosphère et des sols (voir encadré ci-dessus). L'hydrolyse acide des minéraux consomme donc du CO_2 des réservoirs superficiels en le stabilisant sous forme d'ions hydrogénocarbonate et libère en solution des cations (comme le calcium) constituant les minéraux des roches. Tous ces éléments sont transférés aux océans par les fleuves où ils précipitent sous forme de carbonate de calcium qui s'accumule dans les roches sédimentaires carbonatées (comme les calcaires). Ce mécanisme permet de piéger du CO_2 d'origine atmosphérique dans les sédiments de la croûte terrestre pour plusieurs dizaines à plusieurs centaines de millions d'années. Il est complété par l'érosion des sols, qui transfère également du carbone organique superficiel vers les océans où il peut être lui aussi sédimenté [9]. Au total, ce mécanisme transfère actuellement environ 0,6 Gt.C de l'atmosphère et des sols vers les océans [9-10] (figure 1).

Les rétroactions avec le climat

Les processus d'érosion des continents ont la particularité d'être fortement contrôlés par les facteurs climatiques [3, 7]. Les cinétiques des réactions d'hydrolyse acide, par exemple, sont favorisées par l'augmentation de la température de l'air ; les précipitations accroissent également plus fortement les flux d'éléments chimiques (dont le calcium et les hydrogénocarbonates, voir encadré) transférés des continents aux océans. On voit alors se mettre en place la boucle de régulation suivante : lorsque la concentration en CO_2 dans l'atmosphère augmente (par exemple en raison d'une augmentation de l'activité volcanique), le climat devient plus chaud et plus humide à l'échelle planétaire (c'est ce que montrent tous les modèles climatiques), conduisant à augmenter l'érosion chimique, donc à piéger du CO_2 atmosphérique dans les roches sédimentaires. Cette rétroaction négative est l'un des principaux processus invoqués par les chercheurs [3, 7] pour expliquer l'apparente stabilité du système climatique

terrestre depuis la naissance de notre planète il y a environ 4,6 milliards d'années. Ainsi, les gigantesques quantités de carbone accumulées dans les roches calcaires résultent du piégeage du CO_2 atmosphérique très largement dominant (probablement 80 % environ contre 0,036 % aujourd'hui) dans l'atmosphère primitive de la Terre [11]. Grâce à de tels mécanismes, le système Terre semble avoir la possibilité de s'autoréguler et de maintenir un environnement propice à la vie sur de longues, très longues périodes de temps [3, 11-12].

Par contre, lorsqu'on analyse les relations entre climats et cycle du carbone à une échelle de temps plus courte, les boucles de régulation ne sont pas nécessairement dominantes. En effet, comme le révèlent les archives glaciaires (figure 4, [13]), les concentrations en CO_2 atmosphérique au cours des derniers cycles glaciaires-interglaciaires (420 derniers milliers d'années) sont très étroitement et positivement corrélées aux variations de la température de l'air. Cette corrélation implique que les rétroactions positives climat-cycle du carbone sont dominantes à cette échelle de temps. Au-delà, les archives glaciaires (figure 4) nous montrent qu'au cours des dernières centaines de milliers d'années, alors que l'homme n'avait pas d'influence sur son environnement, le climat et les concentrations en CO_2 atmosphérique ont très fortement varié en liaison avec les cycles astronomiques (précession des équinoxes, inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, excentricité de l'ellipse) [3].

Perturbations par les activités humaines

Les faits

Si le réchauffement climatique actuel est admis par l'ensemble de la communauté scientifique, ses causes restent

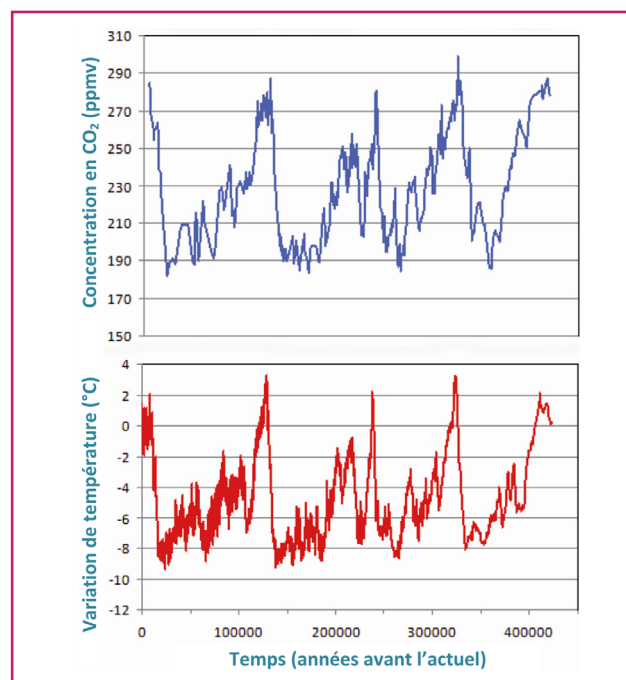


Figure 4 - Variations comparées de la température et de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère au cours des 420 derniers milliers d'années enregistrées dans les carottes de glace du forage de Vostok. La température est estimée d'après les concentrations en deutérium et est exprimée en écart (en $^{\circ}\text{C}$) à la température actuelle du site ($-55,5^{\circ}\text{C}$). Données du Carbone Dioxide, Information and Analysis Center (CDIAC), d'après [13].

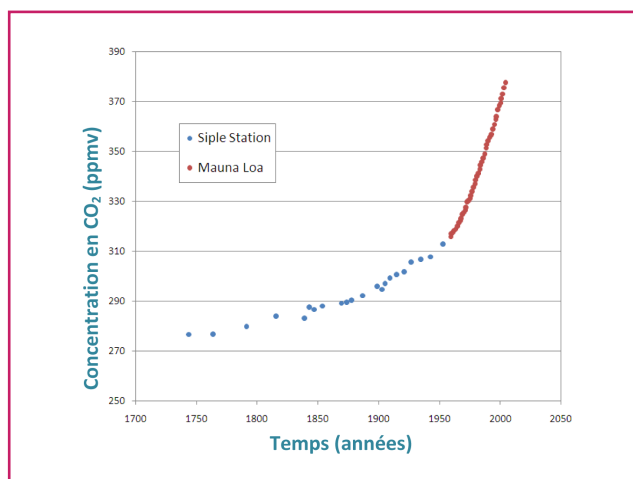


Figure 5 - Variations de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère au cours des 250 dernières années.

Siple Station : concentrations mesurées dans la carotte de glace de Siple Station [14] ; Mauna Loa : concentrations moyennes annuelles mesurées à l'observatoire de Mauna Loa, Hawaï [15].

encore discutées. En effet, comme nous venons de le voir, les interactions climat-cycle du carbone sont complexes, de natures variées, mêlant processus physiques, chimiques et biologiques. Il est alors difficile de distinguer la part de la variabilité naturelle (nous sommes dans une phase interglaciaire) de celle de l'effet de serre induit par les activités humaines. Cependant, en dehors de la hausse de la température moyenne du globe, plusieurs autres constats, peu discutables eux aussi, plaident en faveur d'une origine anthropique du changement climatique. L'utilisation des combustibles fossiles depuis le début de la révolution industrielle, combinée à la déforestation (20 % des émissions), a émis des quantités considérables de CO₂ dans l'atmosphère (figure 1), lequel est un gaz à effet de serre. En conséquence, la concentration en CO₂ dans l'atmosphère a augmenté, passant de 280 ppmv (parties par million en volume) en 1800 à 391 en 2011, dépassant d'au moins 100 ppmv les maxima atteints au cours des 450 derniers milliers d'années (figure 4). Enfin, une telle vitesse d'accroissement n'a jamais été observée au cours des mille dernières années (figure 5, [14-15]).

Mais où est donc passé tout ce carbone ?

Il semble donc évident que les activités humaines ont provoqué le réchauffement observé aujourd'hui. Pour autant, certaines questions interrogent toujours les chercheurs (on trouvera une discussion complète et détaillée à ce sujet dans les travaux de l'Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, et notamment dans [4]). Par exemple, environ 45 % seulement de nos émissions de CO₂ restent effectivement dans l'atmosphère dont la taille augmente de 3 Gt.C en moyenne sur les 7 à 8 Gt.C émises chaque année. Cela est probablement lié à des rétroactions négatives dont on voit à nouveau ici le rôle essentiel, mais qui ne sont pas toutes clairement identifiées. L'océan absorbe environ 30 % de nos émissions de CO₂ (2,2 Gt.C/an). Il reste 25 % très probablement piégés par la biosphère terrestre, mais dont on ne sait pas réellement par quels mécanismes ils ont été fixés. Ces 25 %, dénommés « carbone manquant » ou « missing sink » dans les années 1990 par la communauté scientifique, sont aujourd'hui appelés « puits terrestre résiduel » ou « residual land sink » [4]. Les bilans sont difficiles à établir, mais il

semble cependant que la déforestation, qui déstocke 1,4 Gt.C/an [4], soit compensée par la reforestation en régions tempérées et l'accroissement de la productivité nette des forêts due à l'effet fertilisant du CO₂, aux apports de nutriments (azote) par dépôts atmosphériques ou au réchauffement climatique lui-même [16].

L'observation et l'expérimentation seules sont devenues insuffisantes, et la compréhension du cycle du carbone nécessite donc de développer des modèles très évolués, intégrant des processus climatiques, biogéochimiques, économiques et démographiques. Cette approche systémique doit permettre de simuler le fonctionnement du système Terre au XXI^e siècle (activités humaines incluses). L'IPCC utilise les résultats de ces modèles pour émettre ses avis et initier des politiques publiques visant à l'adaptation au changement climatique.

Références

- [1] Amiotte Suchet P., Cycle du carbone, érosion chimique des continents et transferts vers les océans, *Sciences Géologiques, Mémoires*, **1995**, 97 (156 p.).
- [2] Chameides W.L., Perdue E.M., *Biogeochemical Cycles: A Computer-Interactive Study of Earth System Science and Global Change*, Oxford University Press, **1997**.
- [3] Kump L.R., Kasting J.F., Crane R.G., *The Earth System*, Prentice Hall, **1999**.
- [4] Denman K.L., Brasseur G., Chidthaisong A. et al., Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. (eds), Cambridge University Press, **2007**.
- [5] Sarmiento J.L., Gruber N., *Ocean Biogeochemical Dynamics*, Princeton University Press, **2006**.
- [6] Sabine C.L., Feely R.A., Gruber N. et al., The oceanic sink for anthropogenic CO₂, *Science*, **2004**, 305, p. 367.
- [7] Berner R.A., Lasaga A.C., Garrels R.M., The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years, *Amer. J. Sci.*, **1983**, 283, p. 641.
- [8] Amiotte Suchet P., Probst J.L., Modelling of atmospheric CO₂ consumption by chemical weathering of rocks: Application to the Garonne, Congo and Amazon basins, *Chemical Geology*, **1993**, 107, p. 205.
- [9] Amiotte Suchet P., Probst J.L., Ludwig W., Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans, *Global Biogeochem. Cycles*, **2003**, 17, p. 1038.
- [10] Ludwig W., Amiotte Suchet P., Munhoven G., Probst J.-L., Atmospheric CO₂ consumption by continental erosion: present-day control and implications for the last glacial maximum, *Global and Planetary Change*, **1998**, 16-17, p. 107.
- [11] Kasting J.F., Earth's early atmosphere, *Science*, **1993**, 259, p. 920.
- [12] Lovelock J., *La Terre est un être vivant : l'hypothèse Gaïa*, Éd. du Rocher, **1986**.
- [13] Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. et al., Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, **1999**, 399, p. 429.
- [14] Friedli H., Löffler H., Oeschger H., Siegenthaler U., Stauffer B., Ice core record of the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric CO₂ in the past two centuries, *Nature*, **1986**, 324, p. 237.
- [15] Keeling C., Bacastow R., Carter A. et al., A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data, in *Aspects of climate variability in the Pacific and the western Americas*, D.H. Peterson (ed.), *Geophysical Monograph Series* (AGU, Washington D.C.), **1989**, 55, p. 165.
- [16] Le Quéré C., Raupach M.R., Canadell J.G. et al., Trends in the sources and sinks of carbon dioxide, *Nature Geoscience*, **2009**, 2, p. 831.



Philippe Amiotte Suchet

est maître de conférences à l'UFR des Sciences de la Vie, de la Terre et de l'Environnement, laboratoire Biogéosciences, Université de Bourgogne*.

* Biogéosciences, UMR 6282 CNRS-Université de Bourgogne, 6 bd Gabriel, F-21000 Dijon.
Courriel : philippe.amiotte-suchet@u-bourgogne.fr