

# Chapitre 22

## Le cycle du carbone

### Cours

#### PLAN DU CHAPITRE

- 1 Les formes du carbone terrestre
- 2 Les conversions entre les formes du carbone
- 3 Les réservoirs terrestres du carbone
- 4 La quantification des flux de carbone
- 5 Un cycle court du carbone (réduit)
- 6 Un cycle long du carbone (oxydé)

#### ZOOM

- 1 Les clathrates de méthane
- 2 Le devenir de la matière organique sédimentaire
- 3 Le devenir des tests carbonatés

#### INTRODUCTION

Le carbone est l'un des éléments majeurs de la matière vivante. Dans les matériaux rocheux, il est en revanche minoritaire (200 ppm en masse, en moyenne, dans la croûte terrestre) et est présent par ailleurs dans l'atmosphère et l'hydrosphère.

Les interactions entre la **biosphère** et les enveloppes inorganiques de la Terre (atmosphère, hydrosphère, géosphère ou Terre rocheuse) peuvent se décrire et se quantifier en termes de **flux** de carbone, entre des **réservoirs**, et sont intégrées au sein d'un **cycle biogéochimique** de l'élément carbone.

- ➔ Où (dans quels réservoirs), sous quelles formes et en quelles quantités le carbone est-il présent dans le système Terre ?
- ➔ Quels sont les flux existants entre les différents réservoirs de carbone ? Quelle place tient la biosphère dans ces flux ?
- ➔ Comment l'organisation de ces flux justifie-t-elle leur intégration dans un cycle ?

### 1 Les formes du carbone

En biogéosciences : une molécule organique (ou biomolécule) est une molécule carbonée présente sur Terre majoritairement du fait de l'activité métabolique d'êtres vivants. Les oses, lipides, acides aminés, nucléotides et leurs dérivés en font classiquement partie. Une molécule carbonée présente sur Terre indépendamment de l'activité biologique (même si celle-ci en produit), est qualifiée de minérale, ou inorganique. C'est le cas du  $\text{CO}_2$ , (par ailleurs dégagé dans l'atmosphère par le volcanisme), de l'ion bicarbonate  $\text{HCO}_3^-$ , etc, qui rejoignent ainsi les molécules inorganiques des chimistes ( $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2$ , silicates...).

Faire l'inventaire des formes du carbone terrestre implique donc de distinguer leur statut organique ou inorganique mais également de préciser :

- la **formule chimique** de la molécule associée ;

- leur **état physique** (dans les conditions de surface ou de subsurface) : gazeux, dissous en phase aqueuse, liquide ou solide ;
- l'**état d'oxydation** du carbone dans la molécule considérée, ce qui revient à estimer le **nombre d'oxydation du carbone** dans la celle-ci.

Les formes sont présentées dans le [tableau 22.1](#).

**Tableau 22.1** Les formes du carbone terrestre dans les enveloppes superficielles.

	Forme moléculaire	État physique (en surface ou subsurface)	Nombre d'oxydation du carbone (N.O.)
Molécule s inorganiques	<b>CO<sub>2</sub></b> dioxyde de carbone	<b>Gazeux</b> (atmosphère, sols) <b>Dissous</b> (hydrosphère)	
	<b>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></b> bicarbonate ou hydrogénocarbonate <b>H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub></b> acide carbonique <b>CO<sub>3</sub><sup>2-</sup></b> carbonate	<b>Dissous</b> (hydrosphère) Aux pH proches de la neutralité, <b>la forme prédominante est HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></b> . H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> domine dans les eaux acides (pH < 5) CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> domine dans les eaux basiques (pH > 10)	<b>+4</b>
	<b>CaCO<sub>3</sub></b> carbonate de calcium	<b>Solide et particulaire</b> (cristaux de calcite et d'aragonite)	
	<b>(Ca,Mg)CO<sub>3</sub></b> carbonate de calcium et magnésium	<b>Solide et particulaire</b> (cristaux de dolomite)	
	<b>CO</b> monoxyde de carbone	<b>Gazeux</b> (atmosphère)	<b>+2</b>
Molécules organiques	<b>Biomolécules des êtres vivants</b> (lipides, acides aminés et dérivés, nucléotides et dérivés, glucides et dérivés...)	Les petites biomolécules polaires sont <b>dissoutes</b> dans les liquides biologiques. Les polymères sont <b>particulaires</b> ou constituent des solutions colloïdales, intégrées aux tissus biologiques.	N.O. variable acides carboxyliques : <b>+3</b> cétones : <b>+2</b>
	<b>Biomolécules du sol</b> (acides fulviques, acides humiques...)	Polymères complexes, associés aux argiles (au sein du complexe argilo-humique, <b>particulaire</b> ).	aldéhydes : <b>+1</b> méthyl : <b>-4</b>
	<b>Biomolécules du sous-sol</b>	- Polymères complexes dispersés dans les roches sédimentaires (kérogène - état particulaire) - concentrés dans certaines formations sédimentaires ( <b>charbons</b> - état particulaire ; <b>hydrocarbures</b> - état liquide ou gazeux)	N.O. variable  (mais formes du carbone plutôt réduites)
	<b>CH<sub>4</sub></b> méthane	<b>Gazeux</b> (atmosphère). <b>Dissous dans la glace d'eau</b> (sols et lacs gelés, sédiments abyssaux), sous la forme <b>d'hydrates (ou clathrates) de méthane</b> .	<b>-4</b>

Forme la plus **oxydée** du carbone

Forme la plus **réduite** du carbone

Voir chapitre 25, zoom 3

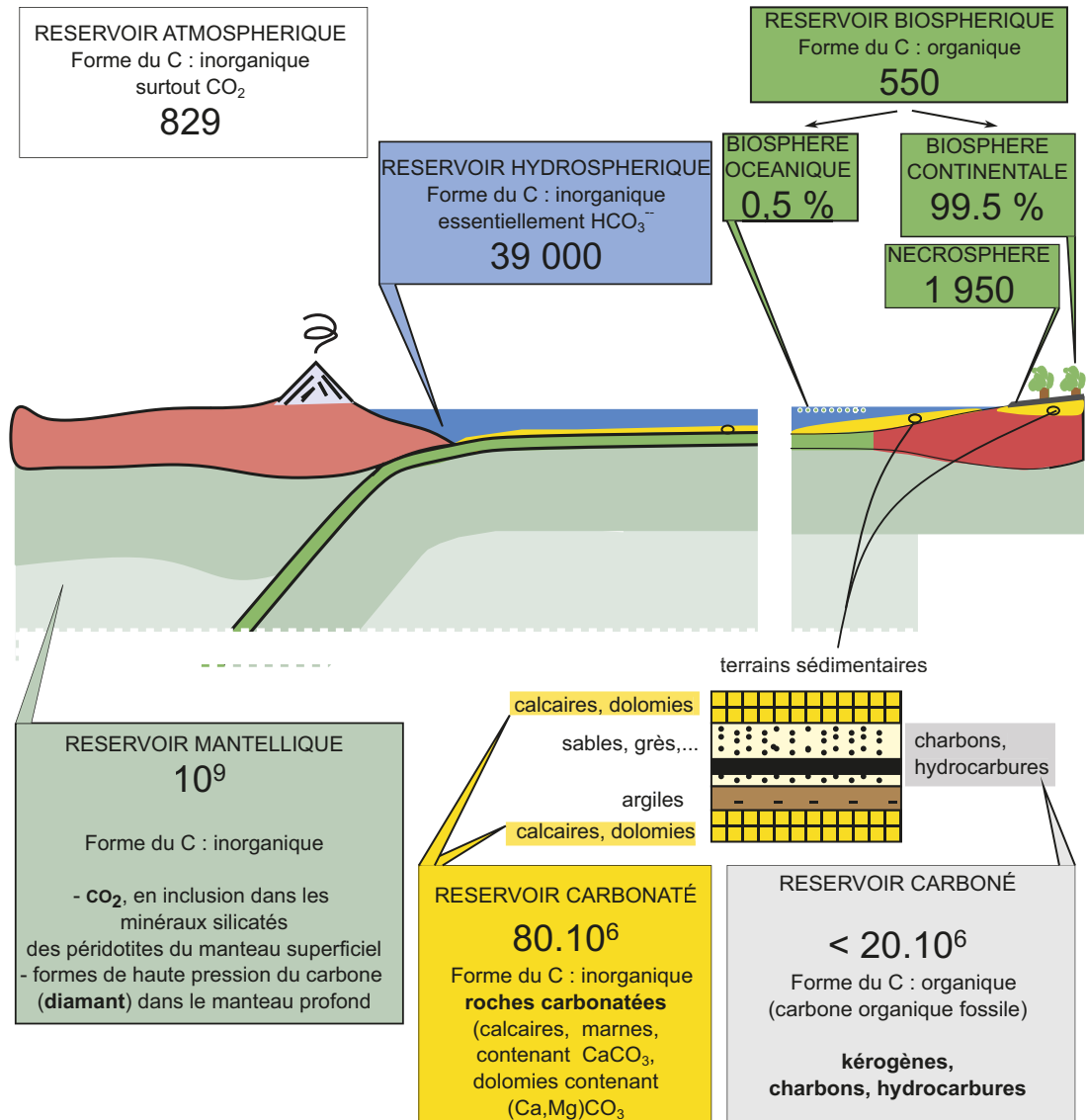
**ZOOM 1**

Les clathrates de méthane

## 2 Les réservoirs terrestres du carbone

Le carbone est présent dans les différentes enveloppes du globe, rocheuses et fluides et dans la biosphère, qui constituent les différents **réservoirs** en interaction.

Les différentes formes du carbone sont réparties dans sept réservoirs majeurs, représentés dans la **figure 22.1**. Ce contenu est quantifié en **Gigatonnes ( $10^9$  t) d'élément carbone**.



**Figure 22.1** Les réservoirs de carbone terrestre dans leurs contextes géodynamiques.

Les chiffres représentent des Gigatonnes d'élément carbone ( $10^9$  t C).  
(D'après Kandasamy S., 2016, Front.Mar.Sci.3 :259).

### 2.1 Hydrosphère, croûte et manteau sont des réservoirs majeurs de C

Le manteau est le réservoir principal, contenant différentes formes moléculaires du carbone dont le  $\text{CO}_2$  et le diamant.



Dans la croûte, le « réservoir carbonates », représenté par l'ensemble des roches carbonatées, calcaires, dolomies et marnes est le plus important (près de 100 000 fois celui des eaux océaniques). Une autre partie du réservoir crustal est représentée par les roches carbonées (houilles et pétroles). L'hydrosphère constitue un réservoir de carbone 50 fois plus important que le réservoir atmosphérique.

## 2.2 Atmosphère et biosphère sont des réservoirs mineurs de C

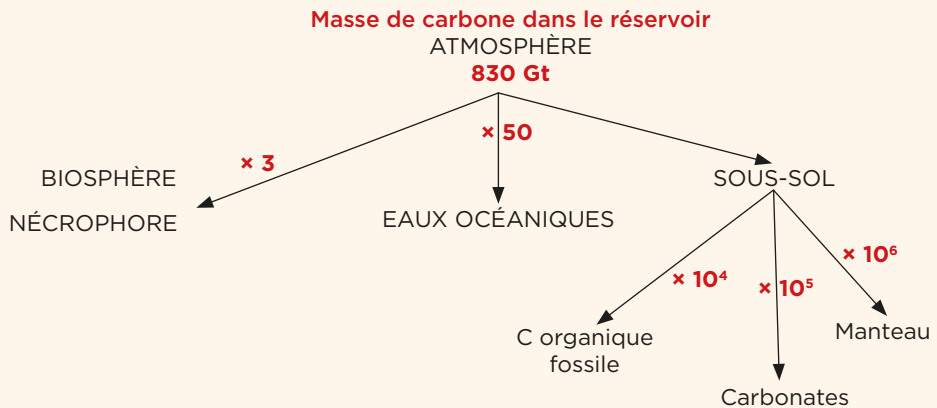
L'atmosphère contient **un peu plus de 400 ppmv de CO<sub>2</sub>** et constitue un réservoir de 830 Gt de C. La biosphère contient une grande diversité de biomolécules carbonées, très inégalement réparties entre biomasse océanique (3 GtC, soit environ 0,5 % de la biomasse totale), biomasse continentale (550 GtC dans la biomasse « vivante », et près du quadruple dans la biomasse « morte » = nécromasse).

### Remarque

Certaines des estimations sont incertaines. C'est le cas de la masse de C de la biosphère, estimée entre 450 et 650 GtC (d'où la valeur présentée de 550 GtC), ou de la nécrosphère (entre 1 500 et 2 400 GtC - moyenne : 1 950).

### Les ordres de grandeur à retenir

Si on retient comme valeur de référence la masse de carbone atmosphérique (ordre de grandeur : 830 Gt C), il suffit de retenir les facteurs multiplicatifs le reliant aux masses des autres réservoirs pour en obtenir **les ordres de grandeur**.



## 3

## Échanges entre réservoirs et processus impliqués

### 3.1 Les échanges entre la biosphère et les enveloppes fluides

#### a) De l'état « carbone oxydé » à l'état « carbone réduit » : l'assimilation

Les organismes photolithotrophes et chimiolithotrophes sont autotrophes au carbone, c'est-à-dire aptes à synthétiser des molécules organiques carbonées exclusivement à partir d'apports inorganiques.

Le point commun de ces organismes est la possession de ribulose biphosphate carboxylase oxygénase (**Rubisco**) qui catalyse la carboxylation du ribulose biphosphate (un cétose, polyalcool cétonique) en phosphoglycérate. Le ribulose-1,5-biphosphate et le CO<sub>2</sub> sont des substrats de la Rubisco.

Voir ouvrage  
de 1<sup>re</sup> année,  
chapitre 10, § 2

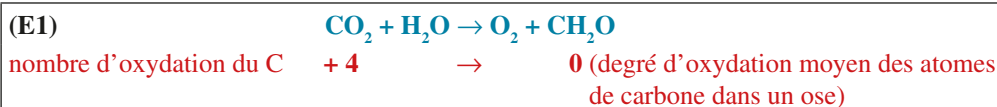
 **Remarque**

Voir ouvrage de 1<sup>re</sup> année, chapitre 10, zoom 3

Les organismes aquatiques peuvent utiliser les hydrogénocarbonates dissous dans l'eau après transformation en CO<sub>2</sub> par une anhydrase carbonique.

La réduction de la fonction acide en fonction aldéhyde fournit le glycéraldéhyde phosphate ou triose phosphate. Ces réactions sont des étapes du **cycle de Calvin**, cycle réactionnel présent chez la plupart des organismes autotrophes au carbone, au cours duquel le CO<sub>2</sub> (nombre d'oxydation du carbone : +4) est donc réduit en molécules organiques. Le cycle de Calvin s'inscrit dans l'**anabolisme** et aboutit à une **assimilation** du carbone inorganique par l'organisme.

Cela peut se résumer par le bilan chimique théorique E1 (applicable à la photosynthèse pratiquée par un végétal ou la chimiosynthèse par une bactérie nitrifiante), qui aboutit à la production d'un ose. Un ose peut être représenté par la formule brute CH<sub>2</sub>O avec une fonction alcool primaire de nombre d'oxydation pour le carbone égal à -1, des fonctions alcool secondaire de nombre d'oxydation pour le carbone égal à 0 et une fonction aldéhyde de nombre d'oxydation pour le carbone égal à +1, ce qui donne un degré d'oxydation moyen des atomes de carbone dans la molécule égal à 0.



Du point de vue chimique, ce bilan réactionnel souligne la **pompe à CO<sub>2</sub>** que constitue l'activité métabolique des organismes autotrophes au C (les producteurs), dont la biomasse est essentiellement continentale. On parle de **pompe biologique** du carbone.

Du point de vue thermodynamique, ce même bilan réactionnel est couplé à un apport énergétique, de nature chimique chez les chimiolithotrophes, lumineuse chez les photolithotrophes. L'assimilation du CO<sub>2</sub> est un processus consommateur d'énergie.

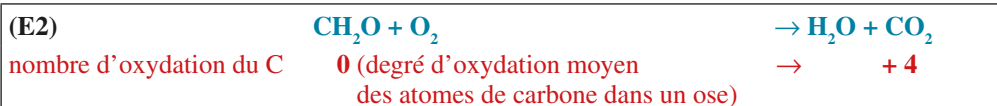
Les organismes sont ensuite le siège de **multiples interconversions** entre les formes organiques du carbone, qui augmentent la diversité des biomolécules initialement synthétisées à partir de molécules inorganiques (cas des organismes autotrophes au C), ou prélevées dans l'environnement (organismes hétérotrophes au C).

Au sein de la biosphère, les organismes définissent des réseaux trophiques dont les différents niveaux peuvent être comme des réservoirs temporaires de matière organique, unis par des transferts de formes réduites du carbone. La part de chaque niveau dans ces transformations de la matière organique est quantifiée par la **production nette** (quantité de matière organique par unité de surface).

### b) De l'état « carbone réduit » à l'état « carbone oxydé » : la désassimilation

Dans les cellules, une partie des molécules synthétisées dans les voies anaboliques est dégradée par diverses oxydations, qui définissent le **catabolisme oxydatif** (en particulier la respiration mitochondriale). Ces voies cataboliques réalisent une **désassimilation** de la matière organique. Les êtres vivants produisent par ailleurs une grande quantité de matière organique inerte (égestats et excréments des animaux, organes caducs des végétaux, cadavres...) qui constitue la **nécrosphère**. Celle-ci subit également des oxydations, réalisées par le métabolisme du microbiote du sol et aboutissent à la **décomposition** de la nécrosphère.

L'ensemble des oxydations au sein de la biosphère et de la nécrosphère conduisent à une **minéralisation** de la matière organique, qui peut être résumée par le bilan (E2), simplement l'opposé du bilan (E1).



Voir ouvrage de 1<sup>re</sup> année, chapitre 17.

Voir ouvrage de 1<sup>re</sup> année, chapitre 11.

Voir ouvrage de 1<sup>re</sup> année, chapitre 17, zoom 10 et ouvrage de 2<sup>e</sup> année, chapitre 25



Du point de vue thermodynamique, si les processus assimilateurs requièrent des apports d'énergie, les désassimilations en libèrent. Dans les systèmes vivants, celle-ci est de nature thermique (chaleur) et chimique (ATP).

Une grande partie de la nécromasse est rapidement minéralisée (minéralisation primaire) mais une partie échappe à la décomposition : sous l'effet d'actions bactériennes, celle-ci est transformée en molécules de hauts poids moléculaires constitutives de l'humus. Ces molécules (acides fulviques et humiques) seront ensuite lentement minéralisées (minéralisation secondaire).

Dans certains milieux aquatiques anoxiques, la matière organique peut s'accumuler sans être oxydée. Les molécules organiques carbonées subissent alors différents types de transformations à l'origine des roches carbonées (charbons ou pétroles selon le type de matière organique initiale).

**ZOOM 2**

Le devenir de la matière organique sédimentaire

**c) Le cas particulier de la production de méthane à partir de la matière organique**

Le méthane (CH<sub>4</sub>) est produit selon deux voies :

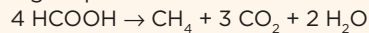
- la **thermo-méthanisation** : évolution chimique abiotique de la nécromasse lors de la diagenèse précoce de la matière organique contenue dans les sédiments.
- la **bio-méthanisation** : processus biologiques assurés par des **archées méthanogènes** autotrophes au carbone et strictement anaérobies. Tous les milieux anoxiques et riches en matière organique sont susceptibles de renfermer des archées méthanogènes : sols, sédiments océaniques, marais, rizières, mangroves mais aussi le tube digestif de nombreux animaux (rumen des ruminants, intestin d'insectes - ex. : termites).

**Remarque**

**La production de méthane par les archées : assimilation ou désassimilation du carbone ?**

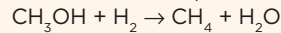
Toutes pratiquent une respiration anaérobie mais la source d'électrons de leur chaîne respiratoire est variable.

Certaines utilisent des acides organiques comme source d'électrons (ici l'acide méthanoïque) :



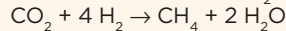
Ces archées là, qui produisent du CO<sub>2</sub> avec le méthane, participent donc bien aux flux désassimilateurs

D'autres utilisent le méthanol (alcool à un carbone) :



Ces archées là ne participent pas aux flux désassimilateurs (ni assimilateurs)

D'autres utilisent le CO<sub>2</sub> comme source de carbone (et H<sub>2</sub> comme source d'électrons) :



Ces archées participent alors aux flux assimilateurs ?

La place des archées dans les flux de carbone est donc complexe et variée.

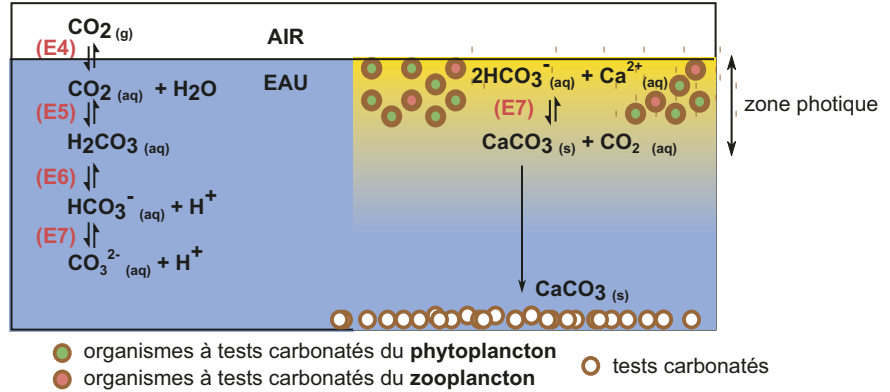
Quel que soit son mode de production, une fois libéré dans l'atmosphère, le méthane est susceptible d'être oxydé en CO<sub>2</sub> (de façon abiotique) selon la réaction



**3.2 Les échanges entre l'atmosphère et l'hydrosphère**

**a) L'océan : une pompe physique et biologique**

Entre l'atmosphère et l'hydrosphère, et au sein de cette dernière, les réactions entre les formes inorganiques du carbone peuvent être décrites par cinq équilibres, représentés dans la [figure 22.2](#) et détaillés par la suite (équilibres E4 à E8).

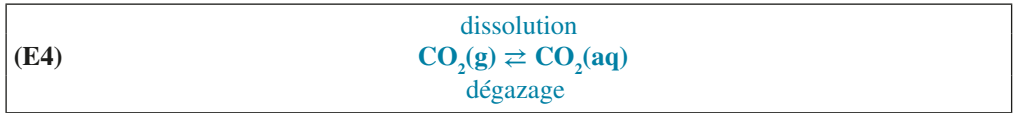


**Figure 22.2** Les interconversions des formes minérales du carbone atmosphérique et hydrosphérique.

**ZOOM 3**  
Le devenir des tests carbonatés

Le schéma n'a pas d'échelle : la zone photique est variable, suivant la turbidité des eaux (entre quelques mètres et 200 m). Le fond océanique où s'accumulent les tests carbonatés en quantité n'excède pas 4 000 m de profondeur.

### L'équilibre entre le CO<sub>2</sub> atmosphérique et le CO<sub>2</sub> dissous

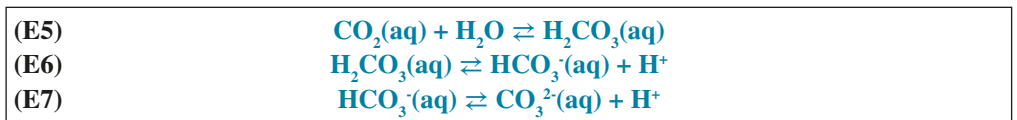


Cet équilibre dépend notamment du gradient de pression partielle du CO<sub>2</sub> entre l'air et l'eau. Dans la zone photique, le CO<sub>2</sub> dissous est en partie consommé par les organismes photosynthétiques du phytoplancton. Ce processus, et d'autres réactions, abiotiques, consommant le CO<sub>2</sub> (cf. ci-dessous, équilibres E5 à E7), maintiennent la pression partielle P<sub>CO<sub>2</sub></sub> à une valeur plus faible dans l'eau que dans l'air. Un flux spontané de CO<sub>2</sub> s'opère donc de l'air vers l'eau : l'océan superficiel constitue donc une **pompe physique** du CO<sub>2</sub> atmosphérique et une **pompe biologique**, liée à l'activité photosynthétique dans la zone photique.

Cependant le processus est fortement dépendant de la température de l'eau : aux hautes latitudes (eaux froides), la dissolution est privilégiée, alors qu'aux basses latitudes (eaux chaudes) c'est le dégazage qui prédomine. La pompe est essentiellement active aux hautes latitudes.

### b) L'océan : une pompe chimique

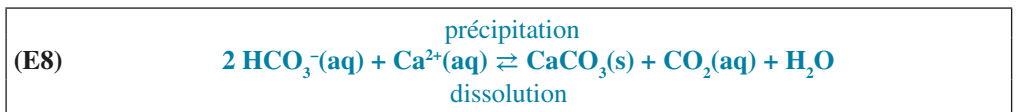
#### L'équilibre entre le CO<sub>2</sub> dissous et les carbonates dissous



Aux valeurs les plus communes des pH des eaux douces continentales (pH = 6-8) et des eaux océaniques proches (pH = 8), **la forme majoritaire est l'ion bicarbonate HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>** (qu'on considérera seul à intervenir par la suite).

La production du bicarbonate océanique constitue une **pompe chimique** à CO<sub>2</sub>.

#### L'équilibre entre le bicarbonate dissous et le carbonate de calcium solide





Lu de gauche à droite, ce bilan correspond à la **précipitation du carbonate de calcium**, qui s'effectue majoritairement du fait de l'activité des êtres vivants. La précipitation purement chimique du  $\text{CaCO}_3$  est anecdotique, surtout en milieu océanique.

De nombreux eucaryotes du phytoplancton (Coccolithophoridés par exemple) et du zooplancton (Foraminifères) produisent un exosquelette carbonaté (ou test), constitué essentiellement de calcite. Les exosquelettes carbonatés se rencontrent aussi chez les animaux benthiques du littoral (coraux, oursins, mollusques...), mais c'est l'aragonite qui en est le constituant majoritaire.

**Remarque**

La précipitation biologique du  $\text{CaCO}_3$  est favorisée par l'activité photosynthétique réalisée par les microorganismes du phytoplancton. Celle-ci prélève du  $\text{CO}_2$  dans l'environnement immédiat des cellules, ce qui déplace l'équilibre (E8) vers la droite.

La précipitation du  $\text{CaCO}_3$  produit du  $\text{CO}_2$ , mais cela ne compense pas le  $\text{CO}_2$  prélevé par la pompe physique : le bilan (E8) implique la consommation de 2 molécules de  $\text{HCO}_3^-$ , dont la formation a nécessité le prélèvement de deux molécules de  $\text{CO}_2$ . Le bilan net est donc bien une consommation de  $\text{CO}_2$  atmosphérique.

Après leur mort, les microorganismes (et fragments coquillers, en zone littorale) peuvent constituer des dépôts sédimentaires carbonatés.

**Remarque**

Les tests ainsi fossilisés constituent des archives stratigraphiques et paléoclimatiques.

La matière organique du plancton est quant à elle généralement rapidement oxydée (dans la colonne d'eau et à la surface des sédiments). Dans certains cas elle peut être préservée.

### 3.3 Les échanges entre enveloppes fluides et lithosphère

#### a) Échanges et géodynamique externe : l'altération, une pompe chimique

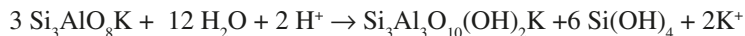
##### $\text{CO}_2$ et altération des roches carbonatées

Cette dernière repose fondamentalement sur la dissolution du  $\text{CaCO}_3$  selon l'équilibre (E8) lu de droite à gauche, donc consommatrice de  $\text{CO}_2$  atmosphérique (et source de  $\text{HCO}_3^-$  dissous).

##### $\text{CO}_2$ et altération des roches silicatées

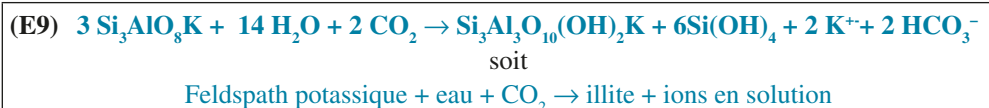
L'altération des minéraux silicatés des roches exposées à la surface des continents est classiquement modélisée par l'altération d'un feldspath potassique (orthose), minéral abondant dans les granites, qui conduit notamment à la formation de minéraux argileux.

On reprend ici la formation d'illite, minéral argileux formé en climat tempéré :



Les protons impliqués dans le bilan réactionnel sont apportés pour l'essentiel par le  $\text{CO}_2$  atmosphérique, via la formation d' $\text{HCO}_3^-$  dans les eaux météoriques (équilibres E5 et E6).

Si on tient compte de cette origine des protons, en incluant le  $\text{CO}_2$  dans le bilan réactionnel, l'altération du feldspath potassique en illite devient :



L'altération des silicates contenant du calcium (ex : pyroxène calcique – réaction E10), conduit directement à la formation d'ions calcium et bicarbonate dissous.

**ZOOM 3**  
Le devenir des tests carbonatés

Voir chapitre 27

**ZOOM 2**  
Le devenir de la matière organique sédimentaire

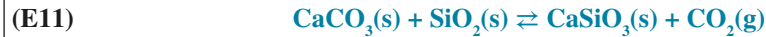
Voir ouvrage de 1<sup>re</sup> année, chapitre 25, zoom 3



Quelle que soit la roche mère (silicatée ou carbonatée), l'**altération constitue une pompe chimique du CO<sub>2</sub> atmosphérique**.

### b) Échanges et géodynamique interne : métamorphisme, magmatisme, sources de CO<sub>2</sub>

Le **métamorphisme** des roches carbonatées produit des marbres, dans lesquels le CaCO<sub>3</sub> peut être transformé en pyroxène calcique, la réaction conduisant à la production de CO<sub>2</sub> (réaction E11).



Entre la croûte (surtout océanique) et le manteau, des transferts de carbone sont possibles via le processus de **subduction**. Dans le manteau, le carbone ainsi introduit est sous des formes variées, peu connues : CO<sub>2</sub> dans le manteau superficiel (en microinclusions fluides dans les minéraux silicatés), diamant et autres formes hypothétiques dans le manteau inférieur (voir [tableau 22.1](#)).

Le CO<sub>2</sub>, piégé dans les roches crustales ou mantelliques est susceptible d'être libéré dans l'atmosphère notamment si les roches en question subissent une fusion partielle : le **volcanisme** est un processus fondamental dans la libération du CO<sub>2</sub> endogène au sein de l'atmosphère et de l'hydrosphère.

**Bilan** : Les différents processus réactionnels aboutissent à des flux de carbone entre les réservoirs interdépendants. L'approche qualitative de ces flux présentée précédemment doit être complétée d'une approche quantitative.

## 4 La quantification des flux de carbone

### 4.1 La diversité des flux entre les réservoirs de carbone

Les différents équilibres réactionnels présentés précédemment (E1 à E11) correspondent à des flux de carbone entre ses principaux réservoirs, flux représentés sur la [figure 22.3](#).

Les flux sont **contrastés** : aux flux très lents (métamorphisme, fossilisation, subduction, donc concernant les zones internes de la planète) s'opposent les flux rapides, dans les zones externes (impliquant directement l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère).

Parmi ces flux, certains ont le statut de **pompe du CO<sub>2</sub> atmosphérique** :

- assimilation (E1) : pompe biologique ;
- dissolution du CO<sub>2</sub> dans l'eau (E4, liée à E5-6-7) : pompe physique (surtout efficace dans les eaux froides, aux hautes latitudes) ;
- altération des roches silicatées et carbonatées : pompe chimique ;
- fossilisation de la matière organique.

Les autres constituent des **sources de CO<sub>2</sub> atmosphérique** :

- désassimilation et décomposition (E2) ;
- dégazage du CO<sub>2</sub> dissous (E4 liée à E5-6-7) ;
- précipitation des carbonates de calcium (E8) ;
- métamorphisme (E11).

Si on tient compte des apports de C d'origine anthropique (voir chapitre 24), les flux entrant dans l'atmosphère sont supérieurs aux flux sortants. En leur absence, c'est l'inverse : les flux sortants liés à l'assimilation biologique du C sont excédentaires.

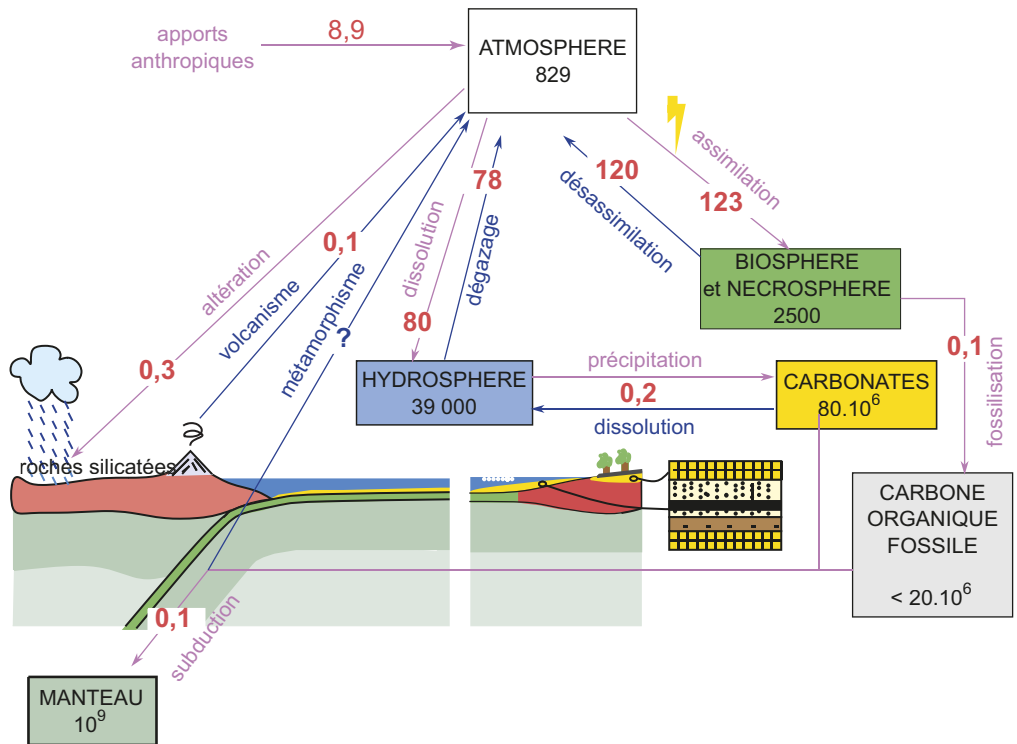


Figure 22.3 Estimation des flux naturels entre réservoirs (en Gt de carbone - GtC).

Les flux d'origine anthropique indiqués sont détaillés dans le chapitre 24.

En violet : les flux qui constituent des pompes du CO<sub>2</sub> atmosphérique.

En bleu : les flux qui constituent des sources de CO<sub>2</sub> atmosphérique.

## 4.2 Le modèle des boîtes et la notion de temps de résidence

Une modélisation classique des réservoirs de carbone et des flux les reliant est le **modèle des boîtes** (figure 22.4) : un réservoir (la « boîte ») est un système ouvert qui à tout moment reçoit et perd de la matière (en l'occurrence ici l'élément carbone).

L'entrée de matière dans le réservoir correspond aux **flux entrants** (**Fe**) de carbone, la sortie aux **flux sortants** (**Fs**) de carbone.

Un tel raisonnement peut être adapté aux flux de n'importe quel élément chimique.

Par définition, un réservoir est à l'équilibre (ou en état stationnaire) quand  $Fe = Fs$  et, par conséquent, la masse  $M$  de ce réservoir est constante.



Figure 22.4 Schématisation d'un réservoir de masse  $M$  soumis à un flux entrant  $Fe$  et un flux sortant  $Fs$ .

On appelle **temps de résidence** (noté  $\tau$ ) le temps passé par un élément dans un réservoir : son calcul fournit donc une estimation du renouvellement du réservoir. Il est donné par le **rapport entre la masse  $M$  de cet élément dans le réservoir et la moyenne des flux entrants et sortants**. Dans un réservoir à l'équilibre, ces flux sont égaux.

Plus un réservoir est petit et les flux qui le concernent importants, plus il est réactif, c'est-à-dire plus il est potentiellement variable, avec des réactions rapides en cas de perturbations.

Des ordres de grandeur de quelques temps de résidence du carbone sont fournis dans les § 5 et 6 et le détail des calculs est présenté dans le TP 14.

**Bilan :** D'après la [figure 22.4](#), un cycle général du carbone est établi entre ses différents réservoirs. Cependant les masses des réservoirs et les valeurs des flux de carbone étant très contrastées, les temps de résidence du carbone dans les différents réservoirs sont eux aussi contrastés. Il n'est donc pas possible de décrire la circulation du carbone au sein d'un seul cycle, qu'il faut donc décomposer en un **cycle court** et un **cycle long**.

## 5 Le cycle court du carbone (ou cycle du carbone réduit)

Le cycle court du carbone met et en jeu directement la biosphère : les êtres vivants en sont en effet les acteurs essentiels via les processus d'assimilation (photosynthèse, chimiosynthèse) et de désassimilation (respiration, fermentations) ([figures 22.3 et 22.5](#))

Le cycle court constitue ainsi la portion biogéochimique du cycle général du carbone.

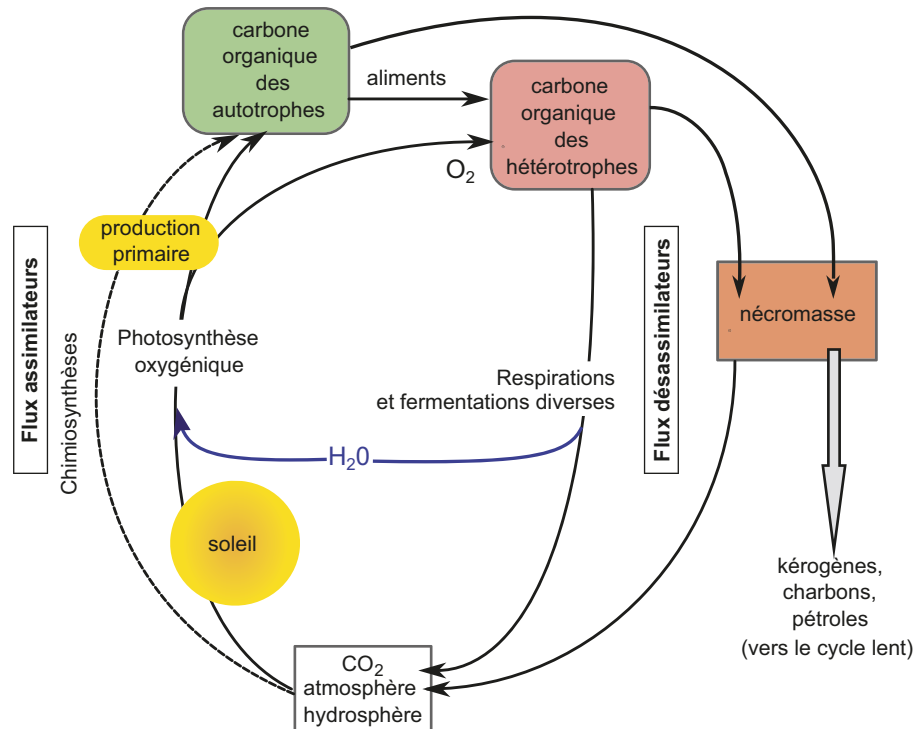


Figure 22.5 Le cycle court du carbone réduit.

On l'appelle **cycle du carbone court** car les flux sont rapides, les masses de carbone dans les réservoirs sont modestes (au regard des masses des réservoirs inorganiques autres que l'atmosphère) donc les temps de résidence du carbone dans les réservoirs biosphérique et atmosphérique sont donc courts :

- de quelques semaines à 5 ans dans la biosphère ;
- de quelques années dans l'atmosphère ;
- très variables dans la nécromasse, suivant le niveau considéré (quelques mois pour la litière végétale, des milliers d'années pour le complexe argilo-humique).

Voir TP 14

On l'appelle **cycle du carbone réduit** car même si le carbone y transite sous ses formes réduites et oxydée c'est la forme réduite qui est originale. Ce cycle très rapide met en jeu les réservoirs externes (atmosphère, hydrosphère, biosphère) mais il concerne aussi la croûte lorsqu'il y a fossilisation de matière organique. Cette dernière est alors engagée dans un cycle beaucoup plus lent.

6

## Le cycle long du carbone (ou cycle du carbone oxydé)

Décrit dans la [figure 22.3](#), le **cycle long** du carbone (dont la forme prédominante est **oxydée**, sous la forme de  $\text{CO}_2$  et des divers carbonates) met également en jeu les silicates, et indirectement la biosphère via la matière organique fossile.

Il implique donc la croûte et le manteau avec l'intervention de processus géologiques qui ont en commun leur lenteur. Les temps de résidence du carbone dans les différents réservoirs hydrosphériques, crustaux et mantelliques sont très importants :

- de 200 ans à 100 000 ans dans les océans ;
- 200 millions d'années dans les carbonates de calcium ;
- un milliard d'années dans le manteau.

Voir TP 14

### ZOOM 1

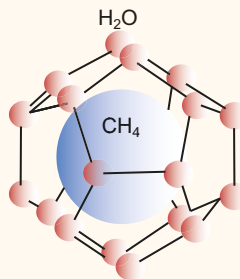
#### Les clathrates de méthane

Les fonds marins et les permafrosts (ou pergélisols, sols gelés en profondeur qui ne dégèlent que pendant la courte période estivale) contiennent des **hydrates de méthane** nommés **clathrates**.

Ces clathrates sont des assemblages cristallins instables d'eau gelée, qui forment des cages dans lesquelles sont renfermés divers gaz dont le méthane.

Ils se forment à basse température et sous pression élevée (par exemple dans les sédiments océaniques : à partir de 750 m de profondeur et pour des températures inférieures à  $10^\circ\text{C}$ ). Le piégeage du méthane implique peu de molécules d'eau (on estime qu'un volume donné de molécules d'eau permet de piéger plus de 160 fois ce volume de méthane).

Le méthane des clathrates dans les sols et les sédiments océaniques est évalué à 10 000 GtC malgré une forte incertitude sur les clathrates des fonds océaniques.



Organisation supramoléculaire d'un clathrate de méthane.

La hausse actuelle de la température moyenne à la surface terrestre risque de provoquer la libération rapide du méthane séquestré dans les permafrosts et sédiments océaniques, ce qui constituerait un apport considérable de gaz à effet de serre, amplificateur du réchauffement.

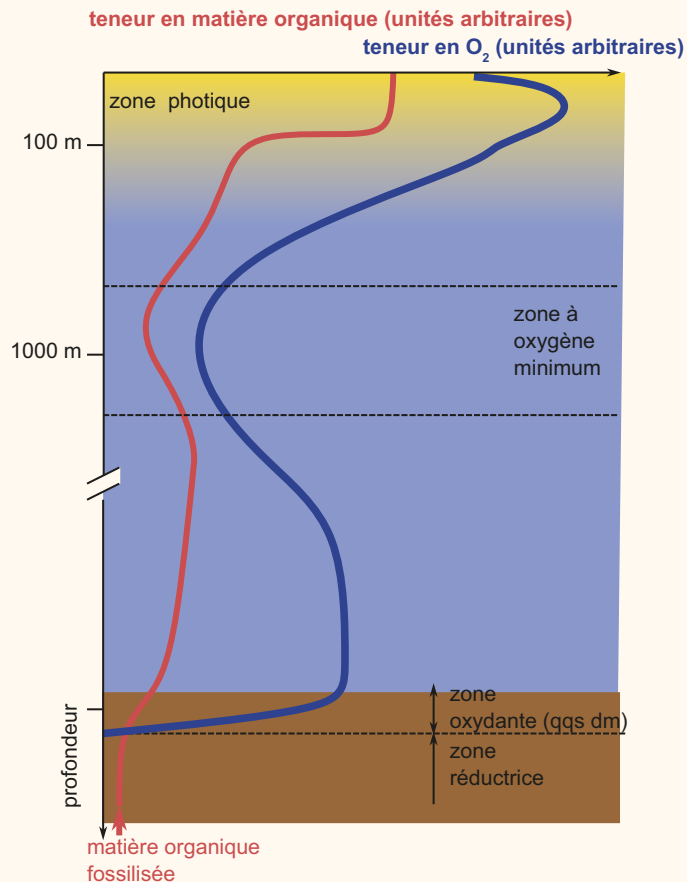
## ZOOM 2

## Le devenir de la matière organique sédimentaire

Le carbone organique particulaire d'origine biologique (cadavres, excréments) est soumis à des oxydations réalisées par des bactéries hétérotrophes, si la quantité d'oxygène est suffisante. La matière organique peut parfois être préservée de l'oxydation et sédimenter. Piégée dans les sédiments, elle est alors progressivement transformée au cours de l'enfouissement de ceux-ci. Ces modifications conduisent aux roches carbonées, pétroles lorsque la matière initiale est du plancton marin ou lacustre, charbons lorsque la matière organique initiale est représentée par des végétaux continentaux (exemple : fossilisation de la forêt houillère du Carbonifère).

## Matière organique planctonique et formation des pétroles.

En milieu océanique les particules organiques provenant du plancton actif dans la zone photique entament leur décomposition dès leur chute dans et hors de la zone photique. Dans les milieux aquatiques peu profonds, cette décomposition n'entraîne pas de diminution significative de la concentration de l'eau en  $O_2$  dissous du fait d'échanges toujours efficaces avec l'atmosphère.



Évolution des teneurs en matière organique particulaire et en  $O_2$  dissous des eaux océaniques en fonction de la profondeur (cas général).

Dans un domaine océanique ouvert plus profond on observe en revanche généralement en profondeur une dépression de la concentration en  $O_2$  du fait de l'oxydation des débris

organiques qui sédimentent. Une **zone à oxygène minimum** s'observe fréquemment à des profondeurs de l'ordre de 1 000 mètres.

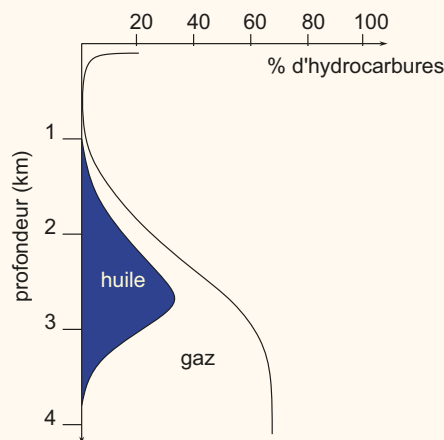
À 4 000 m de profondeur, il reste à peine 1 % du carbone particulaire qui a chuté hors de la zone photique. Sa dégradation aérobie se poursuit du fait de l'activité des bactéries et des organismes benthiques, dans une partie superficielle des sédiments qui n'excède pas quelques dizaines de centimètres voire quelques mètres. En deçà, les conditions deviennent très réductrices du fait de l'absence d'O<sub>2</sub> intégralement consommé par les oxydations aérobies, et les transformations se poursuivent sous l'action de bactéries anaérobies.

La préservation de la matière organique sédimentaire est donc un phénomène exceptionnel, qui s'observe dans des environnements sédimentaires très pauvres en oxygène (**anoxiques**). Il s'agit de milieux où l'apport en carbone organique est très supérieur à leurs capacités oxydatives, du fait :

- (1) d'une productivité biologique très importante ;
- (2) ou/et d'un confinement du milieu, dont les eaux sont mal renouvelées (les eaux profondes demeurant anoxiques) ;
- (3) ou/et d'une porosité faible des sédiments, qui empêche le renouvellement des eaux interstitielles ;
- (4) ou/et d'un apport sédimentaire terrigène important, qui enfouit rapidement la matière organique sédimentée et l'entraîne dans des zones peu oxydantes.

La matière organique ainsi fossilisée évolue lors de la diagenèse en **kérogènes**, ensemble de polymères carbonés complexes plus ou moins dispersés dans les sédiments terrigènes. Ces transformations d'origine bactérienne se traduisent par un enrichissement progressif des kérogènes en atomes de carbone et d'hydrogène et un appauvrissement en atomes d'azote et d'oxygène. Une roche mère de pétrole peut ainsi correspondre initialement à une argile contenant 2 % de matière organique.

La poursuite de la diagenèse entraîne le **craquage** du kérogène, ensemble de réactions conduisant à la réduction du nombre de carbones des polymères qui conduit à la formation **d'hydrocarbures**, molécules essentiellement constituées de C et H. On y distingue les asphaltènes (polymères de plus de 40 C), **huiles** (plus familièrement, pétrole, entre 5 et 40 atomes de C) et **gaz** (moins de 5 C).



Fenêtre à huile et fenêtre à gaz  
(pour un gradient géothermique  
de 30 °C.km<sup>-1</sup>)

Les formations d'huiles et de gaz ne s'opèrent que dans des **fenêtres étroites** de profondeur et de température particulières : pour le pétrole, la fenêtre est entre 60 et 100 °C (à une profondeur généralement de quelques km, qui dépend du gradient géothermique du

secteur). Des processus géologiques complémentaires sont impliqués dans la concentration des huiles et gaz et la constitution de gisements exploitables, amplifiant le caractère exceptionnel de leur existence.

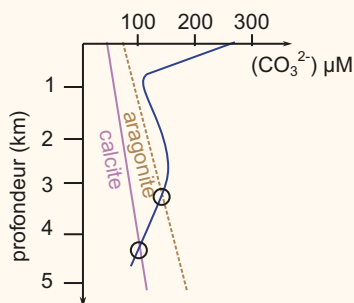
### Matière organique continentale et formation des charbons

**En milieu continental**, les tourbières représentent des environnements anoxiques réducteurs dans lesquels la matière organique issue de végétaux terrestres (mousses notamment) s'accumule et se transforme pour donner la tourbe. Les gisements houillers se développent dans des environnements subsidents en milieu lacustre ou marin. La formation de veines de charbon requiert une sédimentation abondante de débris végétaux continentaux dans des conditions anoxiques. L'enfouissement des sédiments organiques s'accompagne de leurs transformations, marquées par la disparition progressive des structures végétales et des modifications chimiques dont l'enrichissement en carbone. L'ampleur des transformations fond ainsi la distinction entre lignites, houilles et anthracite, ce dernier formé à des profondeurs de plusieurs kilomètres ayant le pouvoir calorifique le plus élevé.

## ZOOM 3

### Le devenir des tests carbonatés

Les tests carbonatés sont composés de calcite ou d'aragonite. Ces deux minéraux, de formule identique ( $\text{CaCO}_3$ ) ont des propriétés différentes au contact de l'eau. La figure suivante fournit les courbes de l'équilibre de dissolution de  $\text{CaCO}_3$  en fonction de la teneur en ions carbonate, pour la calcite et l'aragonite. À gauche de chaque courbe, le  $\text{CaCO}_3$  est potentiellement dissous, à droite, il ne l'est pas.



Courbes d'équilibre du  $\text{CaCO}_3$  dans l'océan et courbe de la concentration de l'ion carbonate en fonction de la profondeur. (d'après Jambon A, Thomas A., 2009, *Géochimie*, Dunod).

La figure indique par ailleurs que la teneur en ions carbonates (courbe en bleu) diminue fortement dans le premier kilomètre de profondeur, puis se stabilise et diminue à nouveau au-delà de 3 000 m de profondeur et intersecte les droites d'équilibre. Les points d'intersection (cercles) indiquent qu'au-delà d'une certaine profondeur, la calcite et l'aragonite subissent une dissolution (vers 3 000 m pour l'aragonite, 4 000 m pour la calcite).

Cette limite en profondeur au-delà de laquelle les tests carbonatés ne devraient pas être conservés est la **CCD** (Carbonate Compensation Depth), le  $\text{CaCO}_3$  étant dans une situation thermodynamique où il devrait être dissous. Cette dissolution des tests avec la profondeur s'observe effectivement ce qui explique la disparition de la sédimentation carbonatée sur des fonds océaniques dont la profondeur excède celle de la CCD.

Toutefois les tests peuvent parfois être conservés à des profondeurs plus importantes, par exemple lorsque la productivité planctonique est abondante, lorsque la chute des tests carbonatés est accompagnée d'un flux terrigène important ou lorsqu'ils sont emballés dans la matière organique de fèces d'organismes planctonophages.

# Réviser

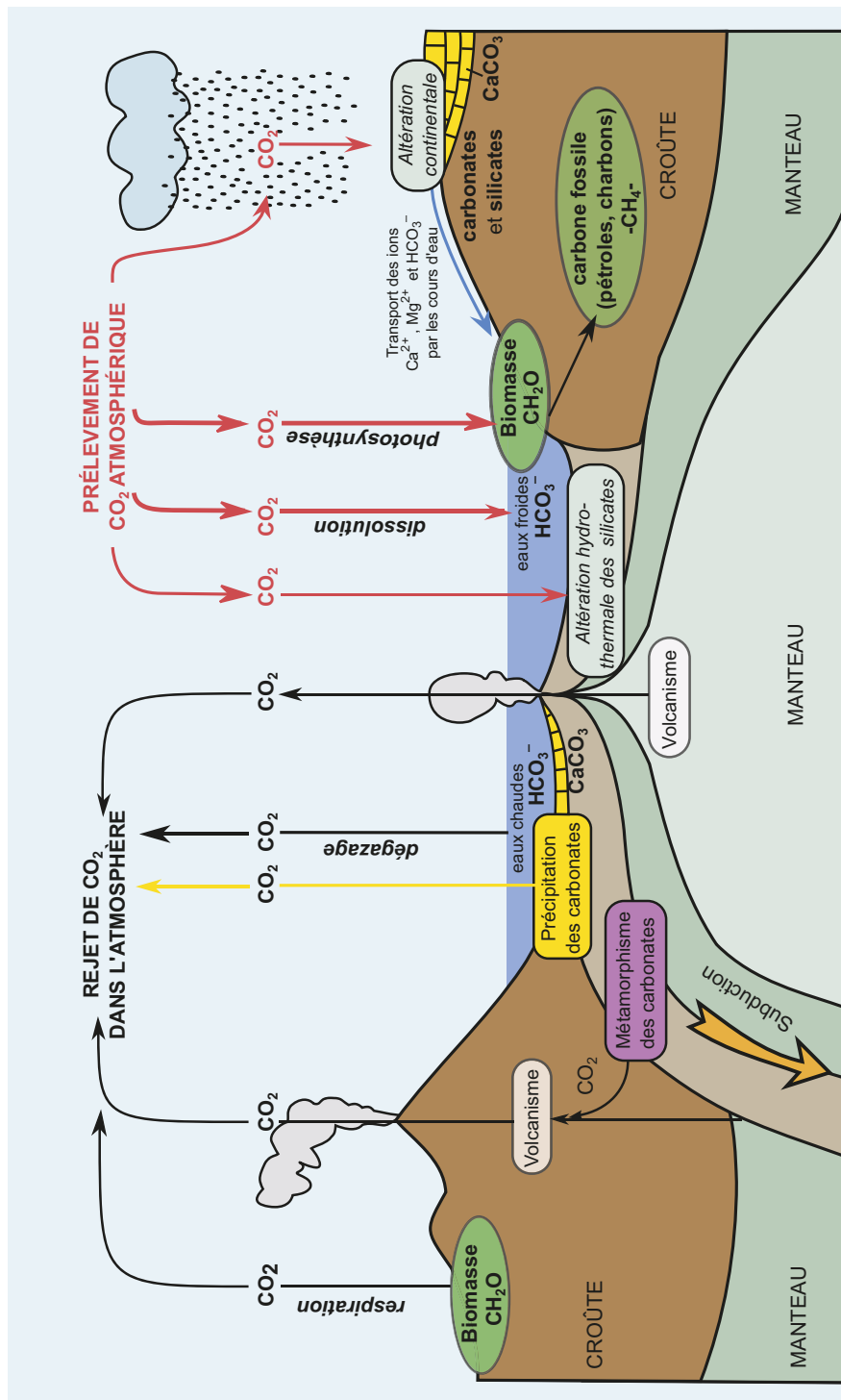


Figure de synthèse Processus biologiques et géologiques du cycle du carbone.

## Résumé

- L'étude du cycle du carbone montre l'intervention de **flux** de carbone entre les **réservoirs** que sont la biosphère, l'atmosphère, l'hydrosphère, la croûte et le manteau.
- Le **cycle court du carbone**, instantané à l'échelle des temps géologiques, est fondé sur les interactions entre la biosphère, l'atmosphère et l'hydrosphère. Les **flux assimilateurs** réalisés par les producteurs des écosystèmes (principalement continentaux) convertissent le  $\text{CO}_2$  en molécules organiques (c'est la **pompe biologique** du  $\text{CO}_2$  atmosphérique). Les **flux désassimilateurs** réalisés par tous les organismes vivants convertissent les molécules organiques en  $\text{CO}_2$ . Du point de vue écologique, cette minéralisation biologique du carbone est en grande partie associée à la décomposition de la nécrosphère par des microorganismes.
- Le **cycle long du carbone** repose sur deux ensembles réactionnels :
  - le couple dissolution/précipitation des carbonates de calcium : la solubilisation des carbonates de calcium prélève du  $\text{CO}_2$  atmosphérique et finalement enrichit l'hydrosphère en ions bicarbonates. Leur précipitation produit des ions  $\text{HCO}_3^-$  dans l'hydrosphère.
  - le couple altération/métamorphisme des silicates. L'altération des silicates continentaux est consommatrice de  $\text{CO}_2$  et est suivie du retour à l'océan des ions solubles entraînés par les eaux de ruissellement (dont l'ion bicarbonate). Le métamorphisme produit du  $\text{CO}_2$ , piégé dans les matériaux lithosphériques. Seul le volcanisme peut restituer ce  $\text{CO}_2$  à l'atmosphère.

## S'entraîner

### QCM de connaissances

- 1 Les processus suivants sont-ils des pompes du  $\text{CO}_2$  atmosphérique ?
  - a. La décomposition de la litière végétale.
  - b. La formation d'un karst.
  - c. La formation d'une arène granitique.
  - d. La formation des tests carbonatés par les organismes du phytoplancton.
- 2 Les masses M de carbone dans les réservoirs suivants vérifient-elles ces relations ?
  - a. M hydrosphère > M atmosphère.
  - b. M manteau =  $100 \times$  M atmosphère.
  - c. M biosphère > M atmosphère.
  - d. M carbone organique fossile > M carbonates.

## Sujet sur document

La [figure 22.6](#) représente le modèle GEOCARB (publié en 2001), qui rend compte de l'évolution de la teneur en  $\text{CO}_2$  atmosphérique au cours du Phanérozoïque (avec une marge d'erreur d'autant plus grande que les temps sont anciens). La valeur 0 correspond à la teneur en  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère pré-industrielle (300 ppm). On dispose par ailleurs des données suivantes :

- données paléobotaniques :
  - les végétaux vasculaires (possédant de la lignine) apparaissent et conquièrent les surfaces continentales au Dévonien ;
  - ils se diversifient et occupent de nouveaux espaces au Carbonifère ;
  - les Eumycètes (champignons) apparaissent au Permien ;
- données paléoclimatiques et paléogéographiques :
  - au Carbonifère, les masses continentales étaient en majorité concernées par un climat chaud et humide ;
  - l'orogénèse varisque s'est réalisée au Dévonien et au Carbonifère ;
  - de nombreux bassins continentaux houillers se sont formés au Carbonifère.

- 1 Décrivez l'évolution reconstituée de la teneur en  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère pendant le Phanérozoïque (depuis 640 Ma).
- 2 Mettez en relation les informations ci-dessus et la [figure 22.6](#) afin de proposer des hypothèses explicatives aux variations constatées pendant le Paléozoïque.

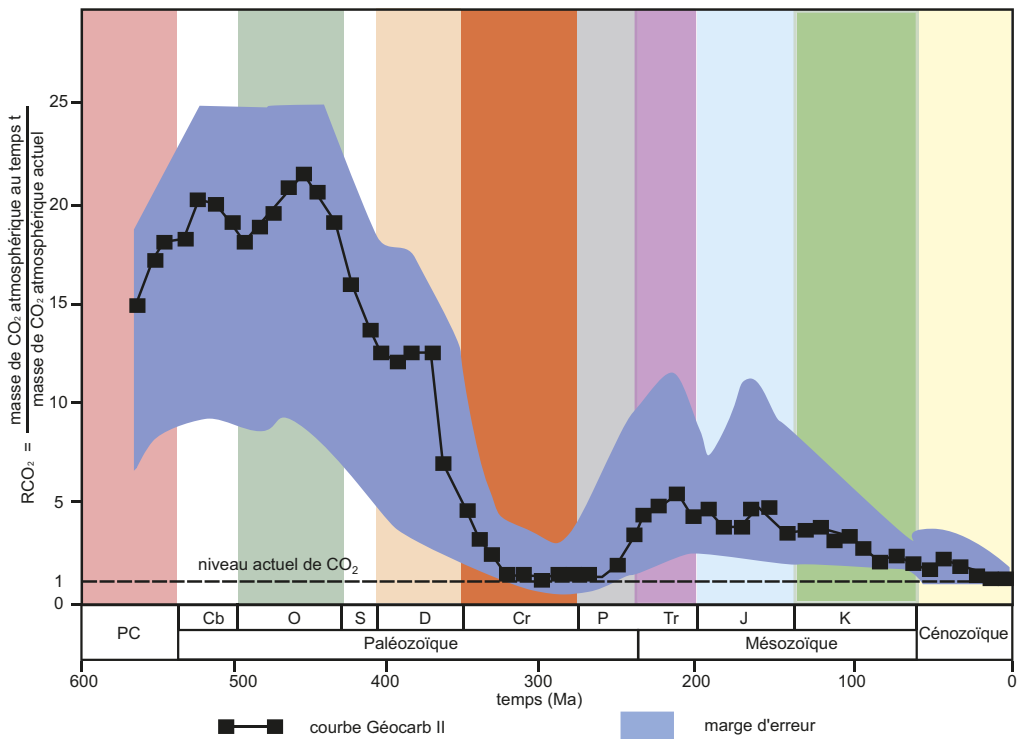


Figure 22.6 Le modèle GEOCARB.