

2. De la biomasse vers l'atmosphère. Respiration + combustion

C'est ce qui permet de fermer le cycle du carbone.

À quelques mille près, ce flux est égal à la production primaire.

Vu la quantité de carbone dans l'atmosphère, c'est un cycle court : temps de résidence : quelques années.

Entièrement contrôlé par la biologie. C'est le propre de la biologie d'être capable de fermer ce cycle rapidement.

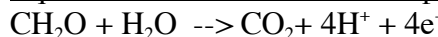
Que peut on en dire dans le passé de la Terre ? Traces géologiques ?

90% de respiration

10% de combustion (feux de végétation)

Il est possible que 90% de ces 10% de combustion soient en fait liés à l'activité humaine, du moins c'est une question débattue. Cela peut avoir modifié le cycle du carbone d'une façon pas évidente à décrire depuis quelques milliers d'années.

Equation fondamentale de la respiration

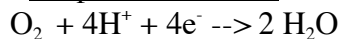


La respiration fournit des électrons

Il faut un accepteur terminal d'électrons pour que la réaction puisse se faire au niveau des membranes (chaîne respiratoire). Les cytochromes et autres acteurs de la chaîne respiratoire servent à transporter les électrons depuis CH_2O jusqu'à un accepteur terminal d'électrons.

L'accepteur utilisé à la surface de la Terre est le di-oxygène O_2 . On parle alors de respiration oxygénique ou aérobie.

Respiration aérobie

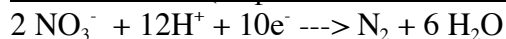


Réaction fondamentale pour la production d'énergie dans les parties superficielles des écosystèmes. Participe aussi à la dégradation des matières organiques mortes dans les couches les plus superficielles (champignons, lombrics...). Mais c'est loin de suffire à dégrader toute la matière organique.

Dans la Terre actuelle, plus de la moitié des respirations n'utilisent pas le di-oxygène comme accepteur d'électrons. Elles peuvent ainsi opérer en profondeur dans les sols et les sédiments en conditions sans oxygène : anaérobies ou anoxiques. S'il n'y avait que la respiration d'oxygène, plus de la moitié de la matière organique échapperait à l'oxydation et le cycle du carbone ne serait pas fermé.

Principales respirations anaérobies

Dénitrification (respiration des nitrates)



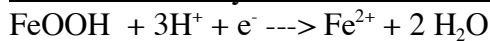
NO_3^- : azote biodisponible

N_2 : azote non biodisponible (sauf via les bactéries fixatrices de N_2)

Bactéries dénitrifiantes

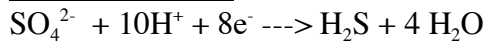
effets agricoles adverses
dans les eaux, dépollution des nitrates

Réduction des oxydes de fer et de manganèse



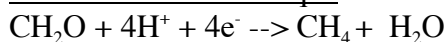
Les oxy-hydroxydes de fer portent souvent de nombreux polluants qui sont libérés à cette occasion. Exemple : pollutions à l'arsenic, en particulier Bangladesh. Bactéries ferriréductrices ex *Shewanella Putrefaciens*.

Sulfato-réduction



Bactéries sulfato-réductrices (sulfate reducing bacteria SRB)

Fermentation méthanique



C'est techniquement une fermentation car de la matière organique n'est pas intégralement transformée en CO_2 .

On donne l'étagement dans un sol ou un sédiment, étagement lié aux potentiels d'oxydo-réduction décroissants et qui correspond à l'ordre des accepteurs d'électrons donnés ci dessus.

Une fois formés, les produits des respirations anaérobies : Fe^{2+} , H_2S et CH_4 sont transportés un peu partout par des circulations fluides dans le sol ou le sédiment et sont donc finalement réoxydés par l'oxygène. Globalement une respiration anaérobie est donc équivalente à :
 $\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ c'est à dire à la respiration d'oxygène

Finalement, l'ensemble des respirations aérobies et anaérobies permet de dégrader la quasi totalité de la matière organique (999 pour mille) en quelques années, d'où la grande proximité entre les flux 1 et 2 et la quasi-fermeture du cycle du carbone avec les flux 1 et 2. Mais il y a quand même de petits échappements (flux 3 et 5)

3. De la biomasse et des sols vers les kérogènes.

Sédimentation organique et maturation de la matière organique

De l'ordre de $0.1 \cdot 10^{15}$ g de carbone/an = 10^{13} moles de carbone/an.

Ce processus correspond à un stockage géologique de $0.4 \cdot 10^{15}$ g de CO_2 /an = 0.4 Gtonne de CO_2 /an.

C'est la vitesse de constitution des kérogènes.

Lien avec la constitution des pétroles et charbons, combustibles fossiles, qui constituent un petit pourcentage des kérogènes (la majorité formant la matière organique diffuse des roches). Phénomène géologique largement influencé par la biologie (dégradation de la matière organique).

4.

Échange océan-hydrosphère

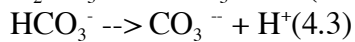
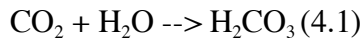
De l'ordre de $8 \cdot 10^{16}$ g de carbone/an = $7 \cdot 10^{15}$ moles de carbone/an.

L'eau sur Terre c'est surtout l'océan.

Ce processus correspond à un échange de $3 \cdot 10^{17}$ g de CO_2 /an = 300 Gtonnes de CO_2 /an.

Solubilité du CO_2 dans l'eau : Stationnaire : égal dans les deux sens

Mais pour une quantité de carbone donnée dans l'ensemble océan+atmosphère, la quantité dans l'atmosphère augmente si la température augmente.



carbone inorganique dissous = DIC (dissolved inorganic carbon) = $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$

C'est l'activité thermodynamique des protons qui détermine laquelle des espèces du DIC domine dans l'océan. Au pH de l'océan 7-8, c'est HCO_3^- qui domine. À $\text{pH} < 5$, ce serait H_2CO_3 . À $\text{pH} > 9$, ce serait CO_3^{2-} .

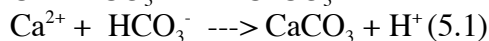
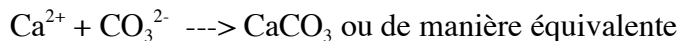
L'océan juste équilibré avec une atmosphère contenant du CO_2 aurait un pH acide, inférieur à 5.

C'est l'altération des roches, principalement de la croûte continentale, qui consomme les protons et augmente le pH des eaux naturelles terrestres.

5. De l'océan aux carbonates.

Flux de formation de carbonates : De l'ordre de $0.1 \cdot 10^{15}$ g de carbone/an = 10^{13} moles de carbone/an = 10^{15} g de calcite/an = 1 Gtonne de calcite par an. Ce processus correspond à un stockage géologique de $0.4 \cdot 10^{15}$ g de CO_2 /an = 0.4 Gtonne de CO_2 /an.

Phénomène géologique largement influencé par la biologie car la quasi totalité des carbonates solides se forment dans les êtres vivants : 1. Coccolithophoridés (eucaryotes unicellulaires photosynthétiques) 2. Foraminifères (eucaryotes unicellulaires non photosynthétiques mais renferment des eucaryotes unicellulaires photosynthétiques) 3. Coraux (animaux pluricellulaires mais renferment des eucaryotes unicellulaires photosynthétiques) 4. Autres (mollusques, etc...)



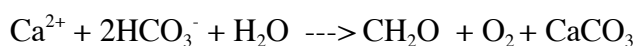
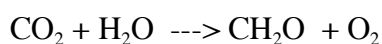
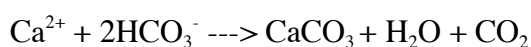
L'océan profond est sous-saturé par rapport à la précipitation des carbonates solides

L'océan de surface est sur-saturé par rapport à la précipitation des carbonates solides mais pas suffisamment pour que la précipitation se produise en pleine eau

Les cellules vivantes forment les carbonates solides en concentrant les ions Ca^{2+} et CO_3^{2-} dans des vésicules intracellulaires (formées par endocytose d'eau de mer) où la précipitation se produit. Puis exocytose et formation de l'exosquelette de carbonates solides.

Si les carbonates solides des organismes morts tombent en eau profonde (i.e. plus profond que la profondeur de compensation des carbonates), ils se redissolvent. Le flux de $0.1 \cdot 10^{15}$ g de carbone/an = 10^{13} moles de carbone/an tient compte de cette dissolution.

Couplage entre la formation de carbonates solides par les êtres vivants et la photosynthèse :



La photosynthèse tend à rendre le milieu plus basique (on enlève un acide CO₂)

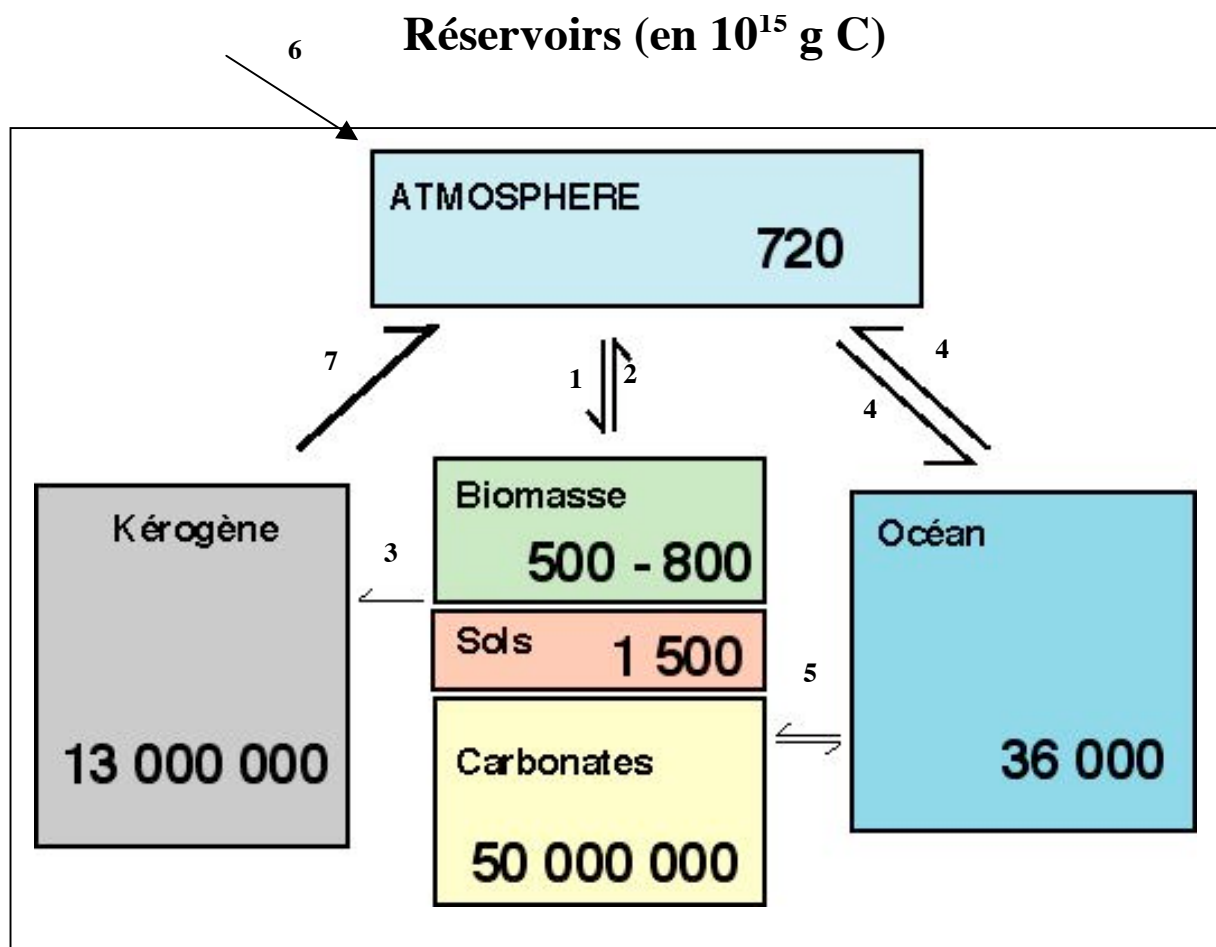
La précipitation de carbonates solides aide à rétablir le pH interne

La précipitation de carbonates solides peut aussi aider à favoriser une absorption de nutriments

Note : effet d'une augmentation globale de CO₂ sur les organismes producteurs de carbonates solides. C'est défavorable à court terme.

6. Volcanisme et métamorphisme

Dégazage de CO₂ vers l'océan et l'atmosphère: De l'ordre de 0.1 10¹⁵ g de carbone/an = 10¹³ moles de carbone/an. Se compense avec les échappements 3 et 5 maintenant ainsi une quantité de CO₂ constant e dans l'ensemble atmosphère + océan



Document 4 – Cycle du carbone.