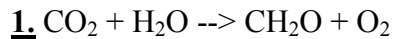


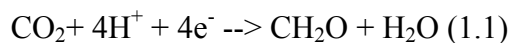
## 5 Équations chimiques et biochimiques du cycle du carbone

### 5.1. Les équations d'échange entre réservoirs

NB Les numéros renvoient aux numéros indiqués au paragraphe 3.2 et reportés sur la **Figure 3**.



Écriture des demi-réactions d'oxydo-réduction



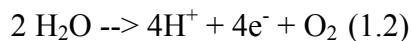
La production primaire est une réduction du  $\text{CO}_2$ .

Méthode systématique pour équilibrer

1. On équilibre les C avec les coefficients appropriés
2. On équilibre les O avec des molécules de  $\text{H}_2\text{O}$ .
3. On équilibre les H avec des  $\text{H}^+$ .
4. On équilibre les charges avec des  $\text{e}^-$

Les  $\text{e}^-$  n'existent pas librement. Il faut donc un donneur d'  $\text{e}^-$ .

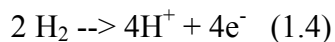
Dans le cas de la photosynthèse oxygénique qui domine très largement la production primaire dans la Terre actuelle, ce donneur est l'eau photolysée par la lumière solaire.



On peut remarquer que sur le plan du bilan, la photolyse de l'eau revient à



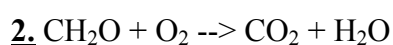
couplé au fait que le di-hydrogène est un bon donneur d'électrons suivant



Donc, d'une certaine manière, la photosynthèse oxygénique revient à extraire  $\text{H}_2$  de  $\text{H}_2\text{O}$  et à s'en servir comme donneur d'électrons.

En combinant (1.3) et (1.4), on obtient (1.2).

En combinant (1.2) et (1.1), on obtient l'équation 1.



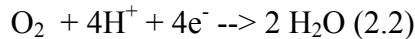
Écriture des demi-réactions d'oxydo-réduction



La respiration est une oxydation de la matière organique en  $\text{CO}_2$ .

Les  $e^-$  n'existent pas librement. Il faut donc un accepteur d'  $e^-$ .

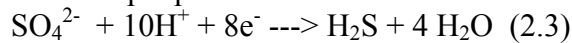
La respiration aérobie, oxygénique, est la plus importante dans la Terre actuelle. Le di-oxygène joue le rôle d'accepteur d'électrons.



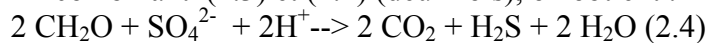
En combinant (2.2) et (2.1), on obtient l'équation 2.

Dans la Terre actuelle, près 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.

Un exemple parmi de nombreux autres l'ion sulfate  $\text{SO}_4^{2-}$ .



En combinant (2.3) et (2.1) (deux fois), on obtient :



équation de la respiration des sulfates : sulfatoréduction

Ce type de respiration se fait exclusivement chez les procaryotes : bactéries et archeae sulfato-réductrices.

In fine  $\text{H}_2\text{S}$  est re-oxydé par  $\text{O}_2$  (soit par des procaryotes soit par des processus abiotiques) suivant

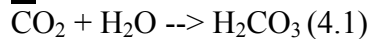


En combinant (2.4) et (2.5), on retombe sur 2., ce qui montre bien que toutes les respirations finissent par correspondre au bilan 2.1.



Cela symbolise la maturation de la matière organique.

#### 4.



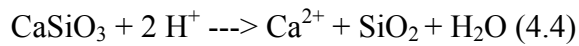
carbone inorganique dissous = DIC (dissolved inorganic carbon) =  $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--}$

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  $\text{HCO}_3^-$  qui domine. À  $\text{pH} < 5$ , ce serait  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . À  $\text{pH} > 9$ , ce serait  $\text{CO}_3^{--}$ .

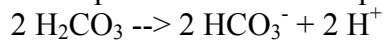
L'océan juste équilibré avec une atmosphère contenant du  $\text{CO}_2$  aurait un pH acide, inférieur à 5.

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

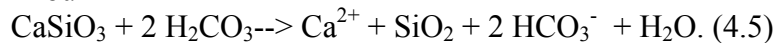
Par exemple si l'on considère un composant des roches parmi d'autres :  $\text{CaSiO}_3$ , pôle pur minéral, on attaque de ce pôle pur minéral par l'acidité de l'eau qui donne



où les protons sont fournis par



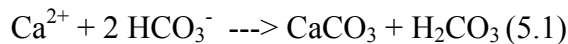
D'où



Ce type de réaction explique à la fois la salinité de l'océan et son pH.

## 5.

Les carbonates se forment dans l'océan suivant :



Dans l'océan actuel, cette réaction se fait très majoritairement dans les êtres vivants (coquilles calcaires ; les coccolithophoridés et les foraminifères sont les acteurs majoritaires de ce processus).

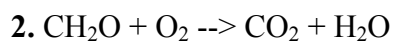
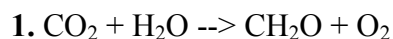
Soit globalement, en combinant (4.5) et (5.1)



On remarque, en associant (4.1) et (5.2) que la combinaison de la dissolution du  $\text{CO}_2$  dans l'eau, de l'altération des roches et de la précipitation des carbonates constitue une pompe à  $\text{CO}_2$  et potentiellement une régulation du climat de la Terre (si la pression de  $\text{CO}_2$  augmente, la température augmente mais comme l'altération des roches va plus vite si la température augmente, la pression de  $\text{CO}_2$  tend à diminuer et donc la température). La biologie intervient dans ce processus géologique en contrôlant, dans la Terre actuelle, la précipitation des carbonates et en jouant aussi sur l'altération des roches d'une manière très mal connue.

Comme le temps caractéristique associé à l'équation (5.2) est bien plus long que celui associé à l'équation (4.1) (quelques dizaines de milliers d'années contre quelques années), on remarque qu'une augmentation de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère doit conduire rapidement à une augmentation de  $\text{H}_2\text{CO}_3$  dans l'océan et donc à déplacer la réaction (5.1) de la droite vers la gauche dans le sens de la dissolution des carbonates solides. Les organismes à coquilles calcaires sont donc menacés par l'augmentation actuelle de  $\text{CO}_2$  car (5.2) mettra plusieurs dizaines de milliers d'années ou plus pour tout faire rentrer dans l'ordre.

### *5.2. Couplage du cycle du carbone et du cycle de l'oxygène*

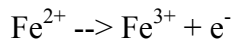
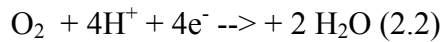


Comme **1. = 2. + 3.** ; **1.** est légèrement supérieur à **2.**

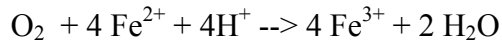
Ces équations nous permettent de voir un couplage fort avec le cycle de l'oxygène.

Comme il y a nécessairement plus de production primaire que de respiration + combustion (puisque'il y a nécessairement un peu de perte par sédimentation organique), ce système produit en permanence du  $\text{O}_2$ , de l'ordre de  $10^{13}$  moles de  $\text{O}_2$ /an qui par définition ne sont pas pris en charge par la respiration+combustion. Il existe ainsi dans la Terre actuelle un mécanisme régulateur de  $\text{O}_2$ , probablement l'altération oxydante des roches contenant du  $\text{Fe}^{2+}$ , en particulier au niveau des dorsales océaniques.

Les équations correspondant à cette altération oxydante des roches sont :



qui se combinent en



Certains procaryotes vivant à proximité des dorsales océaniques se servent d'ailleurs de cette réaction pour tirer de l'énergie et participent donc à cette régulation de l'oxygène terrestre.

Comment ce régulateur a-t-il fonctionné dans le passé ? Peut-il évoluer ?

Par exemple, dans l'océan archéen, il y avait probablement beaucoup de  $\text{Fe}^{2+}$  qui est soluble mais inexistant dans la Terre actuelle car il s'oxyde très vite dans une atmosphère riche en oxygène et reste sur place lors de l'altération de la roche sous forme d'oxyde de  $\text{Fe}^{3+}$ . La régulation de  $\text{O}_2$  produit, lorsque fut inventée la photosynthèse oxygénique (personne ne sait quand), a pu se faire à cette époque par oxydation du  $\text{Fe}^{2+}$  de l'océan conduisant à la formation des BIF (vus dans le TD 1).

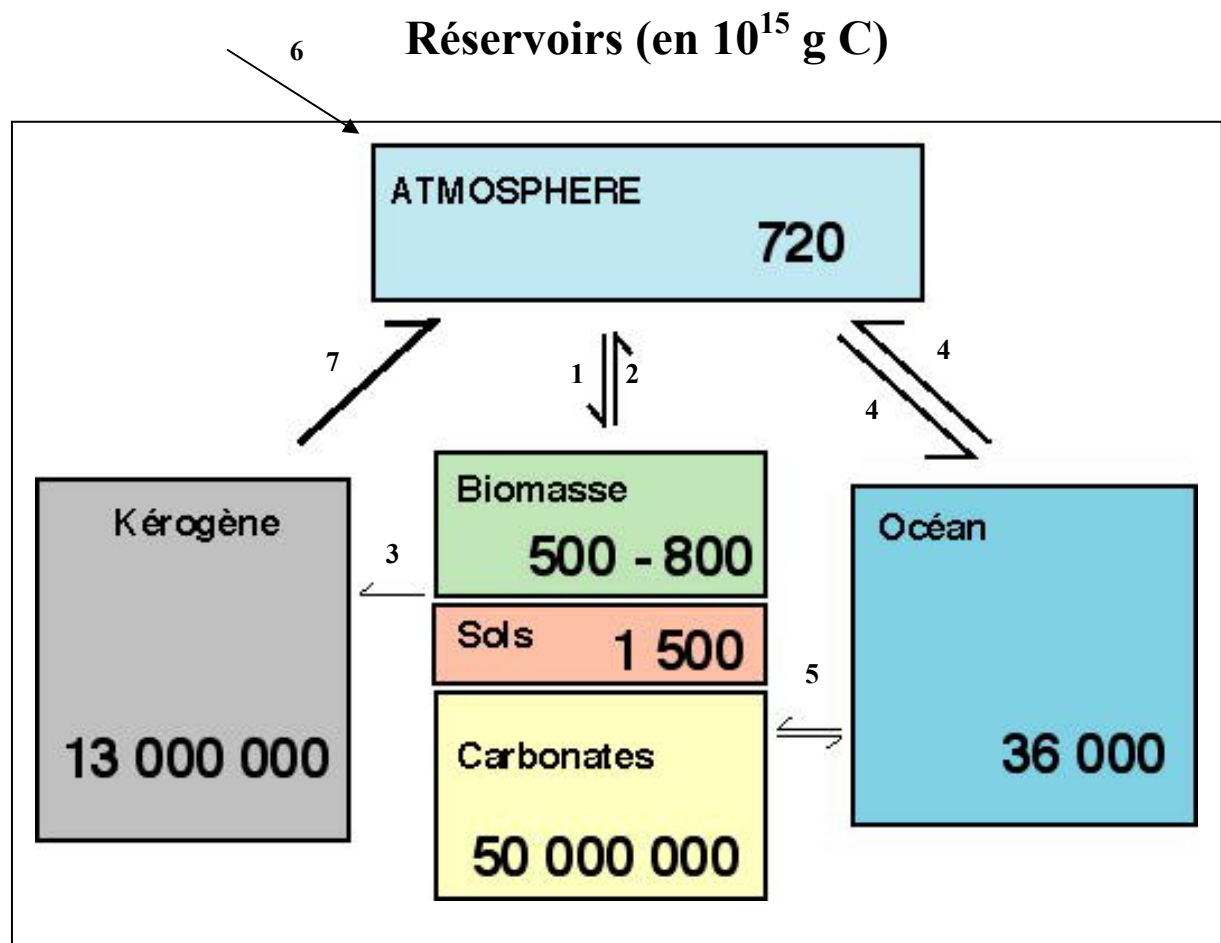


Figure 3 – Cycle du carbone (cf Cours 3).