

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

Sédimentation organique et maturation de la matière organique



Cela symbolise la 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  $\text{CO}_2$ /an = 0.4 Gtonne de  $\text{CO}_2$ /an.

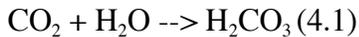
C'est la vitesse de constitution des kérogènes.

Lien avec la constitution des pétroles et charbons, combustibles fossiles

Phénomène géologique largement influencé par la biologie (dégradation de la matière organique).

### 4. Échange océan-atmosphère

#### 4.



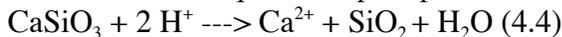
carbone inorganique dissous = DIC (dissolved inorganic carbon) =  $(\text{H}_2\text{CO}_3) + (\text{HCO}_3^-) + (\text{CO}_3^{2-})$

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  $\text{HCO}_3^-$  qui domine. À  $\text{pH} < 5$ , ce serait  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . À  $\text{pH} > 9$ , ce serait  $\text{CO}_3^{2-}$ .

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

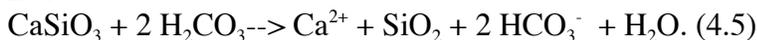
Par exemple si l'on considère un composant des roches parmi d'autres :  $\text{CaSiO}_3$ , pôle pur minéral, on a attaque de ce pôle pur minéral par l'acidité de l'eau qui donne



où les protons sont fournis par



D'où



Ce type de réaction explique à la fois la salinité de l'océan et son pH : rôle de l'altération des roches sur la composition de l'océan

Un aspect très important de cet échange est la loi de Henry :  $P \text{CO}_2 = k(\text{H}_2\text{CO}_3)$

Si jamais le stock totale de carbone inorganique augmente dans l'ensemble océan + atmosphère, alors à pH de l'océan constant, toutes les espèces dans l'océan augmentent, donc  $\text{H}_2\text{CO}_3$  augmente dans l'océan, et  $\text{CO}_2$  augmente dans l'atmosphère. Dans ce schéma simple, l'océan ne peut jamais compenser complètement une augmentation atmosphérique initiale de  $\text{CO}_2$ .

Flux (dans les deux sens) 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  $\text{CO}_2$ /an = 300 Gtonnes de  $\text{CO}_2$ /an.

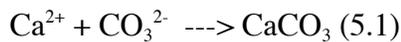
Solubilité du  $\text{CO}_2$  dans l'eau : Stationnaire : égal dans les deux sens

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

### 5. De l'océan aux carbonates solides.

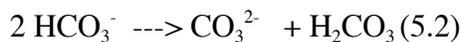
#### 5.

Les carbonates solides se forment dans l'océan suivant :

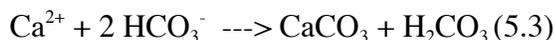


Cette réaction ne se produit pas n'importe où. Dans la Terre actuelle. A plus de 90%, elle se produit à l'intérieur d'organismes vivants, dans des processus cellulaires. Il y a donc ici un rôle central de la biologie. Exemples d'organismes faisant cette biominéralisation des carbonates : les coccolithophoridés, les foraminifères, les coraux

La réaction (5.1) a un effet sur le DIC, car, pour compenser les  $\text{CO}_3^{2-}$  disparus dans 5.1, on a :



En combinant (5.1) et (5.2), on a comme bilan pour la formation des carbonates solides



Soit globalement, en combinant (4.5) et (5.3)



La biologie intervient dans ce processus géologique en contrôlant, dans la Terre actuelle, la précipitation des carbonates solides et en jouant aussi sur l'altération des roches d'une manière très mal connue (action globale de la végétation dans l'altération des roches).

Comme le temps caractéristique de réponse à une variation de  $\text{CO}_2$  associé à l'équation (5.3) est bien plus court que celui associé à l'équation (4.5) (quelques années contre quelques dizaines de milliers d'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 (équation 4.1., loi de Henry) et donc à déplacer la réaction (5.3) de la droite vers la gauche dans le sens de la dissolution des carbonates solides (voir ci dessous remontée de la CCD). Les organismes à coquilles calcaires sont donc menacés par l'augmentation actuelle de  $\text{CO}_2$  car (5.4) mettra plusieurs dizaines de milliers d'années ou plus pour tout faire rentrer dans l'ordre.

Flux de formation de carbonates solides : 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  $\text{CO}_2$ /an = 0.4 Gtonne de  $\text{CO}_2$ /an.

Phénomène géologique largement influencé par la biologie (précipitation des carbonates ; altération des roches)

Donc pour résumer les flux : les pertes de carbone sous forme de kérogène (3) et de carbonates (5) sont de l'ordre de  $0.1 \cdot 10^{15}$  g de carbone/an =  $10^{13}$  moles de carbone/an.

Ces pertes compensent à peu près exactement sur le long terme le flux volcanique et métamorphisme 6. l'apport par le volcanisme et le métamorphisme. C'est bien aussi un cycle du carbone mais beaucoup plus long, de l'ordre de 100 millions d'années qui suit l'équation "3 + 5 = 6"

Notion importante pour la formation des carbonates solides : la CCD : carbonate compensation depth. Explication : L'océan de surface est sursaturé par rapport à la formation de calcite (c'est à dire que le produit  $(Ca^{2+}) \cdot (CO_3^{2-})$  est supérieur au produit de solubilité thermodynamique noté  $K_s$ ). Mais en profondeur, il devient sous saturé. Donc, un organisme qui fabrique tranquillement sa coquille de calcite ou d'aragonite dans l'océan de surface voit lorsqu'il meurt, sa coquille se dissoudre lorsque, lors de sa chute vers le fond, la profondeur dépasse 3000 m environ. C'est pour cela que l'on a mis une flèche dans le sens opposé à la flèche 5. Mais comme il y a beaucoup de sédimentation au dessus de la CCD (plateau continental par exemple), le bilan net est bien un flux net de  $0.1 \cdot 10^{15}$  g de carbone/an =  $10^{13}$  moles de carbone/an de formation de carbonates solides.

7. Des kérogènes à l'atmosphère. Perturbation anthropique actuelle : excès au terme de combustion + respiration

On prend sur le réservoir kérogène (sa partie combustibles fossiles)

$8 \cdot 10^{15}$  g de carbone/an =  $7 \cdot 10^{14}$  moles de carbone/an ( $5 \cdot 10^{14}$  moles de carbone/an dûes à la combustion des charbons, pétroles gaz naturels et  $2 \cdot 10^{14}$  moles de carbone/an dûes aux feux agricoles et de forêt).

$30 \cdot 10^{15}$  g de  $CO_2$ /an ; 30 Gigatonnes de  $CO_2$ /an

Phénomène éminemment biologique car l'homme est un être vivant.

La flèche 7 a déstabilisé le cycle du carbone et donc conduit à une accumulation de dans l'atmosphère (environ  $3 \cdot 10^{14}$  moles de carbone/an ; les autres  $4 \cdot 10^{14}$  moles de carbone/an allant essentiellement dans l'océan par loi de Henry et peut être pour environ  $10^{14}$  moles de carbone/an dans de la biomasse supplémentaire) lorsqu'elle a dépassé franchement les valeurs des régulateurs naturels 3 et 5 (qui sont de l'ordre de  $10^{13}$  moles de carbone/an). Cela s'est passé vers 1900-1920.

NB Les numéros renvoient aux numéros indiqués sur la figure du cycle du carbone insérée dans le premier cours