

Origine de l'atmosphère terrestre

Pour un météorologue, l'atmosphère est constituée de l'enveloppe gazeuse qui entoure la Terre. Actuellement elle est constituée de 78% de N₂, 21% O₂ et des traces de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone (0,004%) ainsi que des gaz rares.

Pour le géologue qui étudie la Terre dans son ensemble l'atmosphère est constituée de l'ensemble des composés volatils de surface mais aussi de tout l'eau des glaces, cours d'eau et océans et tout le CO₂ piégé dans les roches. Cela revient à dire que la composition globale serait de 87% d'eau, 12 % de dioxyde de carbone 1 % d'azote et des traces de dioxygène.

D'où vient l'atmosphère primitive?

Les documents ci-contre donne les compositions des 3 planètes telluriques possédant une atmosphère (gravité suffisante pour retenir les gaz), la composition des gaz émis par le volcanisme actuel ainsi que les gaz obtenus en chauffant une météorite chondritique.

Q1: en mettant en relations toutes ces informations proposer une origine des gaz présents dans l'atmosphère primitive .

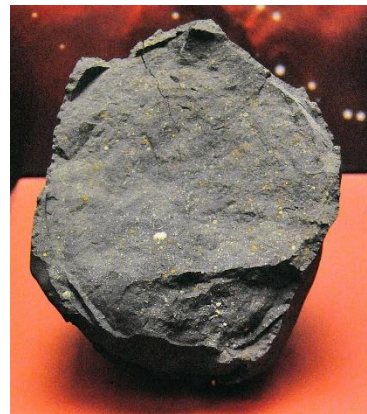
Q2: Précisez les principales modifications de l'évolution de cette atmosphère primitive jusqu'à l'atmosphère actuelle.

	Gaz en %		
	CO ₂	O ₂	N ₂
Vénus	96.5		0
Terre	0.04	21	78
Mars	95.32	0	2.7

	Gaz volcaniques en %
H₂O	83 ± 3
CO₂	12 ± 4
N₂	5 ± 3
O₂	0



Gaz volcaniques



Chondrite carbonée

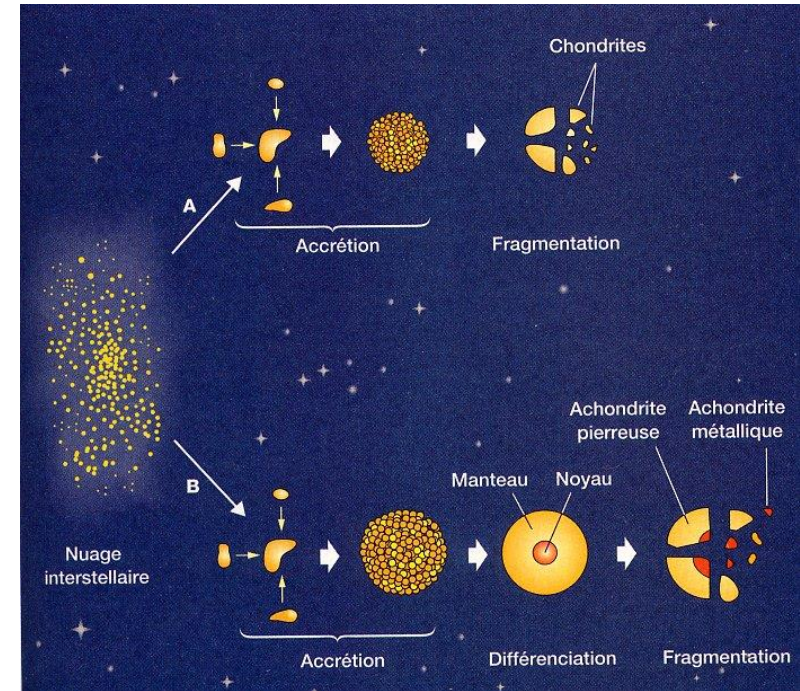
	Gaz chondritiques (en %)
H₂O	80 ± 10
CO₂	20 ± 10
N₂	1 ± 5
O₂	0

Composition des gaz chondritiques.

Les météorites

La majorité des météorites qui arrivent sur Terre sont des fragments d'astéroïdes libérés lors de leur collision, ou de la collision d'un astéroïde avec des satellites ou des planètes (mars par exemple) ou encore libérés par désagrégation gravitationnelle des comètes lors de leur passage près du soleil. Les météorites elles mêmes ne sont que la fraction infinitésimale (entre 1% et 1 ‰) qui a survécu à la combustion lors de la traversée atmosphérique.

On distingue les météorites non différenciées appelées chondrites. Leur matériau constitutif s'est formé il y a 4,57 milliards d'années en même temps que le système solaire et particulièrement la Terre et sont restés dans leur état originel. Ils reflètent donc la composition de la Terre primitive et les gaz qu'on peut en extraire nous donnent la composition très probable de l'atmosphère primitive. Les météorites différenciées proviennent de corps beaucoup plus gros, parfois plusieurs centaines de km, qui ont évolués comme les planètes lors de la dissipation de leur énergie interne en formant des couches différenciées, manteau et noyau.



Wolf Creek Crater, impact météoritique en Australie

L'origine des différents types de météorites (pour les plus courantes)

The diagram shows the evolution of an asteroid from a rubble pile to a differentiated body with a core, mantle, and crust. Arrows point from these stages to representative meteorite samples: chondrites (Les chondrites), siderites (Les sidérites), mixtes (Les mixtes), and achondrites (Les achondrites).

Les chondrites Les sidérites Les mixtes Les achondrites

L'atmosphère primitive de la Terre, issue du dégazage volcanique au cours du refroidissement du globe, était très différente de l'atmosphère actuelle. La transformation de l'atmosphère au cours du temps est marquée en particulier par un fort enrichissement en dioxygène, ce qui lui a conféré un caractère oxydant.

A partir de l'exploitation des documents proposés mise en relation avec vos connaissances, reconstituez la chronologie des événements qui a abouti à une atmosphère riche en dioxygène.

Document 1 : les formations sédimentaires d'oxyde de fer



Dépôts sédimentaires continentaux de couleur rouge, Blyde River Canvon. Afrique du Sud. d'après www.lalechere.co.za



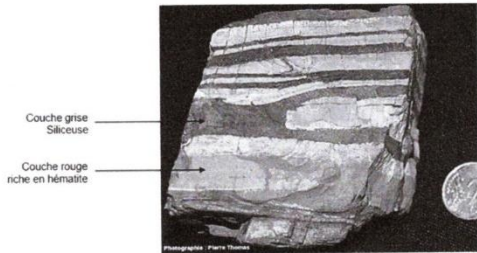
Origine du dioxygène

document 1a: les paléosols rouges continentaux ou red beds

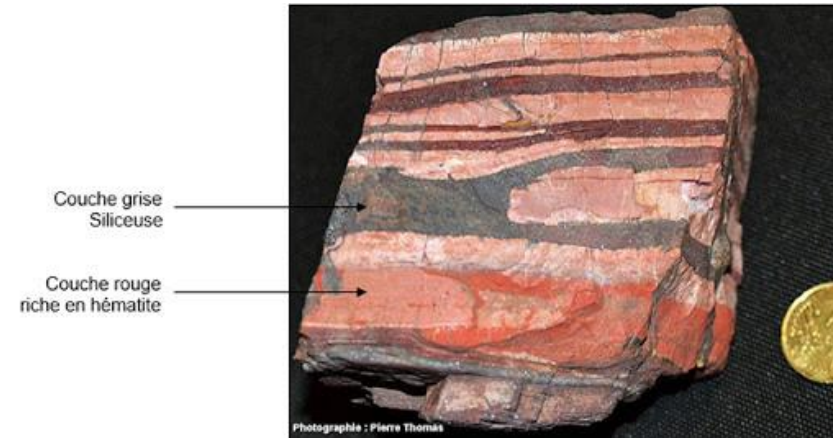
Les paléosols, ou sols fossiles, se sont formés par altération de roches continentales au contact de l'atmosphère. La couleur rouge de certains de ces sols provient de la forte teneur en hématite, minéral d'oxyde de fer de formule chimique Fe_2O_3 . Le fer y est oxydé sous la forme ionique Fe^{3+} .

document 1b: les fers rubanés ou B.I.F. (Banded Iron Formations), des formations océaniques

Les fers rubanés sont formés par une alternance de couches d'oxydes de fer (rouges) et de couches siliceuses (grises). Ce sont des roches sédimentaires qui se sont formées en milieu marin par précipitation de fer et de silice en solution dans l'eau de mer. Les couches rouges contiennent de l'hématite Fe_2O_3 . Le fer y est oxydé sous la forme ionique Fe^{3+} .

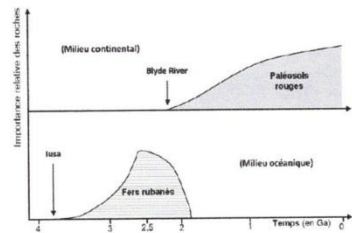


Fers rubanés de Barberton, Afrique du Sud, d'après [Planet Terre](http://PlanetTerre)

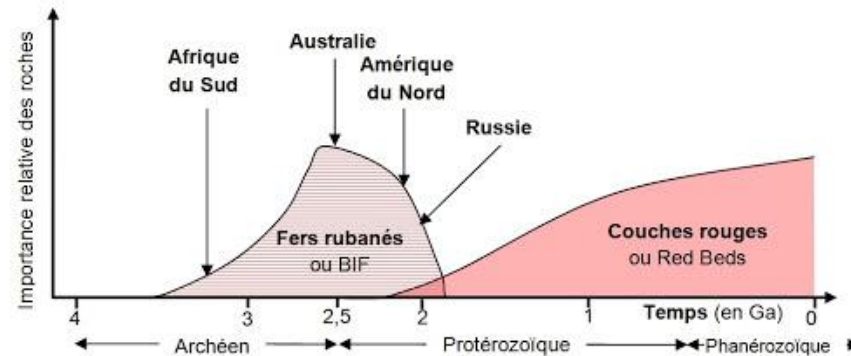


document 1c: extension temporelle

Les plus anciens fers rubanés sont datés de 3,8 milliards d'années (fers rubanés d'Isua au Groenland). Les plus anciens sols rouges sont datés de 2,2 milliards d'années (Blyde River). Tous les sols fossiles plus anciens sont dépourvus d'hématite et montrent un appauvrissement en fer que l'on attribue au lessivage des formes solubles du fer par les eaux de pluie.



document 1c: extension temporelle



document 2: les différentes formes ioniques du fer

Le fer constitue 5% de la masse de la croûte terrestre.

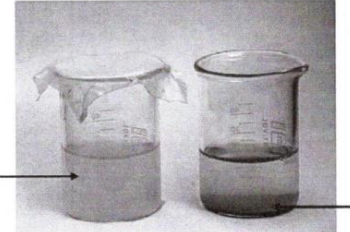
En solution aqueuse, le fer existe à l'état naturel sous deux formes ioniques:

Fe²⁺ également noté Fe(II),

Fe³⁺ également noté Fe(III).

La forme Fe³⁺ est plus oxydée que la forme Fe²⁺. Ces deux formes ioniques ne présentent pas la même mobilité dans l'eau.

Protégée de l'action du dioxygène de l'air, une solution de sulfate de fer(II) reste verdâtre et translucide. Les ions Fe²⁺ restent en solution.



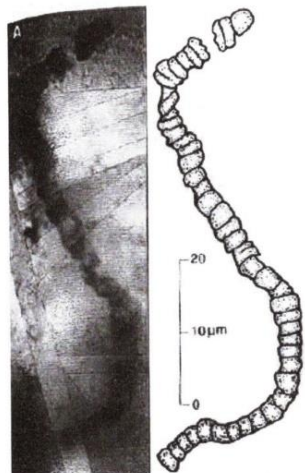
Sous l'action du dioxygène de l'air, la solution de sulfate de fer(II) a formé un précipité rougeâtre les ions Fe²⁺ ont été oxydés en ions Fe³⁺ qui ont précipité aussitôt en oxyde de fer(III) Fe₂O₃ et hydroxyde de fer(III) Fe(OH)₃

document 3: les stromatolithes

Les stromatolithes sont des formations sédimentaires carbonatées (calcaires) marines constituées d'une superposition de feuillets formant un dôme.

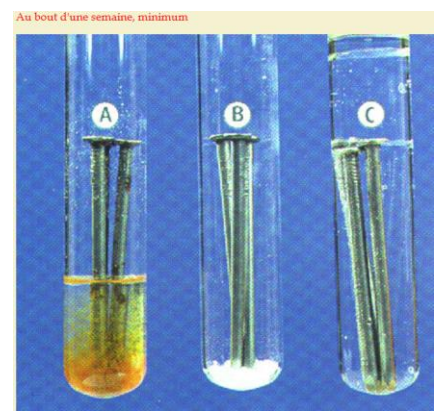
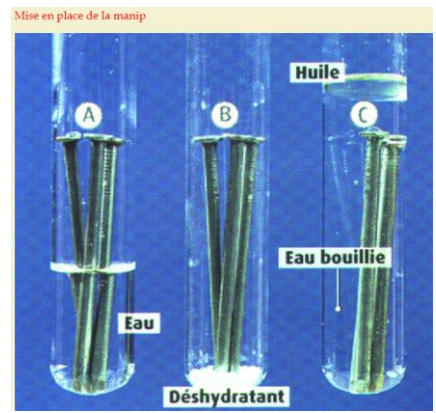
L'origine biologique de ces formations a été démontrée pour des stromatolithes de 2,7 milliards d'années. Les plus anciens stromatolithes ont été datés à environ 3,5 milliards d'années.

Photographie d'une structure retrouvée dans une lame mince de stromatolithe fossile (Pilbara, Australie)

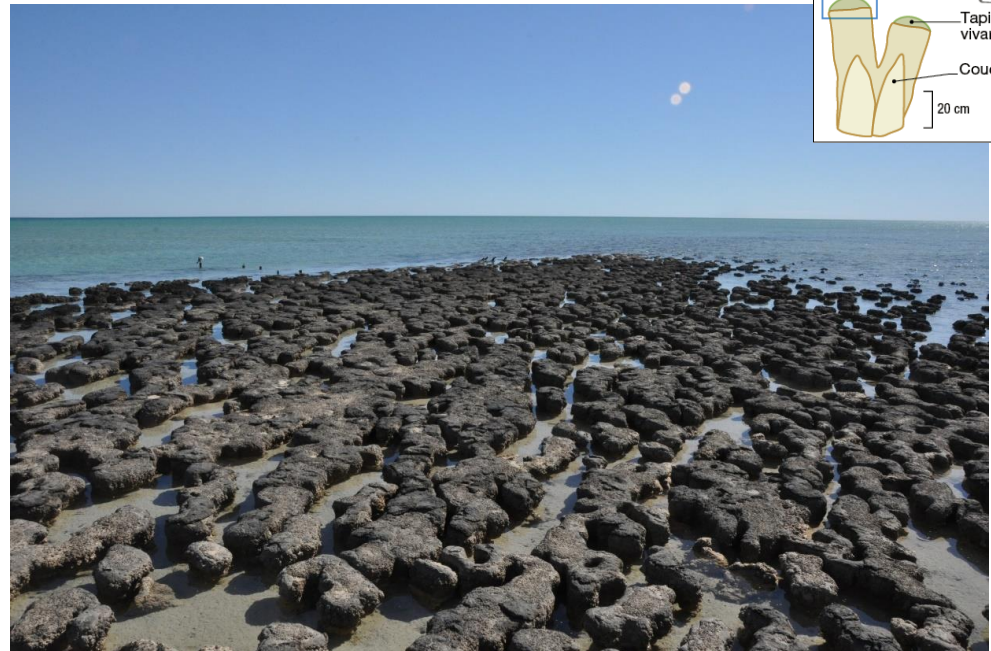
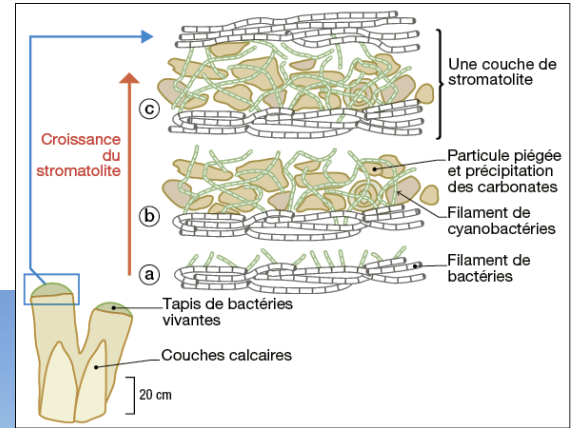


Stromatolithe de Pilbara, Australie.

d'après J. William Schopf et al.. 1993. Science Vol. 260, Issue 5108, pp. 640-646, DOI: 10.1126/science.260.5108.640



Q: Dans quelle conditions la corrosion du fer a t-elle lieu ?



Stromatolites à Hamelin Pool Shark Bay Austalie photo doxix 2015

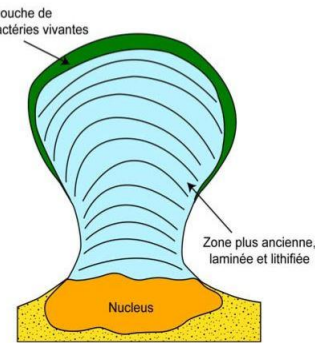


Figure 4. Schéma illustrant la croissance d'un stromatolithe.

document 4: les cyanobactéries

Photographie au microscope optique de cyanobactéries actuelles (genre *Nostoc*)



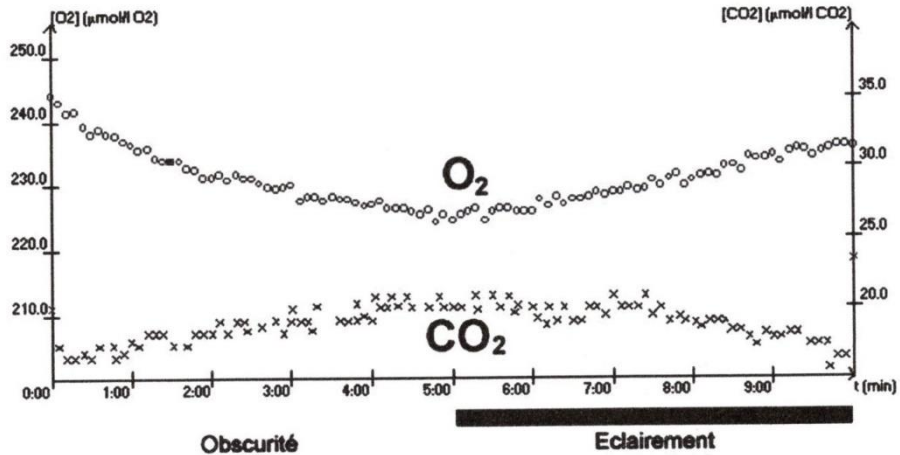
document 4a: caractéristiques des cyanobactéries actuelles

Les cyanobactéries sont des organismes microscopiques procaryotes. Leur cytoplasme contient notamment des pigments chlorophylliens.

document 4b: métabolisme des cyanobactéries actuelles

Une culture de cyanobactéries est placée dans une enceinte hermétique. Les teneurs en dioxygène et dioxyde de carbone sont relevées en différentes conditions d'éclairage.

Evolution des teneurs en dioxygène et dioxyde de carbone de la culture de cyanobactéries



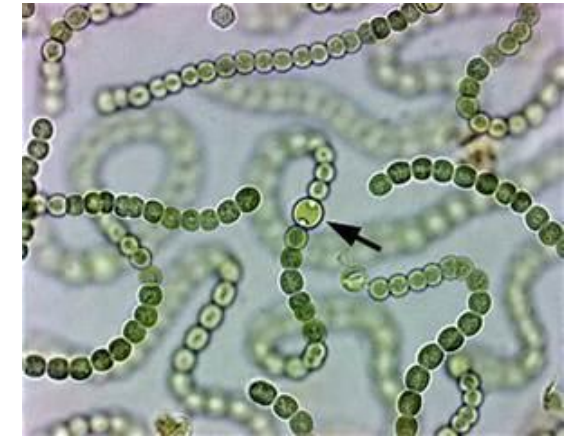
Les cyanobactéries sont des procaryotes autotrophes, grâce à leur double aptitude à réaliser la photosynthèse et à fixer l'azote atmosphérique. Ces deux propriétés sont la clé de la capacité de ce groupe à coloniser les environnements inhospitaliers, très fluctuants.

L'originalité des cyanobactéries réside dans la capacité de certaines d'entre elles [*Anabaena*, *Nostoc*...] à utiliser, en plus des nitrates, le diazote atmosphérique N_2 [azote gazeux], souvent au sein d'hétérocystes. C'est une enzyme, la dinitrogénase (ou simplement **nitrogénase**) qui permet cette réaction. L'ammoniaque (NH_3) formé dans les hétérocystes est transformé en *glutamine* qui est ensuite exportée, par l'intermédiaire de fins canaux de communication, vers les cellules végétatives.

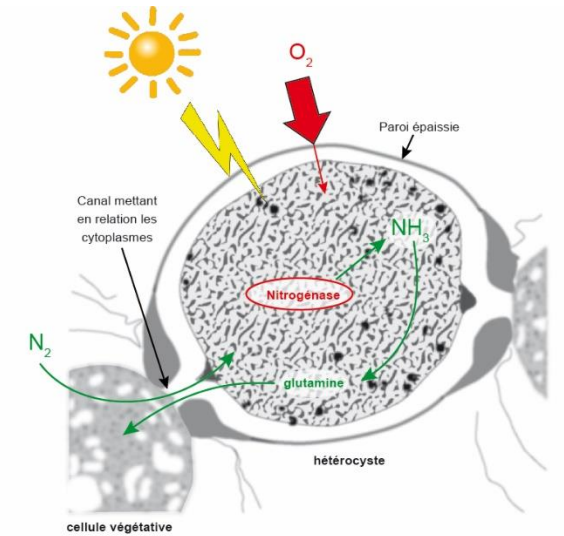
L'enzyme nitrogénase est instable en présence d'oxygène et doit donc en être protégée. Or, l'atmosphère qui entoure les cellules est oxydante et la photosynthèse produit du dioxygène directement dans les cellules. Ce sont les hétérocystes, présents chez de nombreuses espèces (les algues sans hétérocystes peuvent aussi fixer l'azote, mais à condition que le milieu soit anaérobie), qui permettent de pallier ces deux inconvénients. D'une part, la paroi très épaisse de l'hétérocyste freine l'entrée du dioxygène et permet qu'il soit complètement utilisé par la respiration cellulaire. D'autre part, l'absence des pigments bleu-vert dans ces cellules empêche la réalisation de la photosynthèse libératrice d'oxygène.



Nostoc ou crachat de lune



Nostoc au MO, la flèche montre un hétérocyste



Les cellules végétatives sont autotrophes et réalisent la photosynthèse c'est-à-dire produisent du dioxygène,

Corrigé : Origine du dioxygène

L'atmosphère primitive s'est formée au tout début de la vie de la planète Terre, lors de son refroidissement par dégazage volcanique. Cette atmosphère s'est accumulée peu à peu, retenue par la gravité. Mais cette atmosphère était très différente de l'atmosphère actuelle. Elle était dépourvue de dioxygène, alors qu'aujourd'hui l'O₂ représente plus de 20% de sa composition. Sa composition a donc évolué au cours du temps.

Quels sont les événements qui ont abouti à une atmosphère riche en dioxygène ?

A) Les événements à l'origine du dioxygène

Doc 3 : les stromatolithes

Ce sont des formations calcaires marines d'origine biologique.

Une lame mince de stromatolithe fossile pris en Australie montre une structure en chapelet d'une centaine de microns, comme un chapelet de cellules.

Doc 4 : les cyanobactéries

Doc 4a : les cyanobactéries actuelles

Ce sont des organismes microscopiques procaryotes. La lame mince de cyanobactéries du genre Nostoc montre un chapelet de cellules qui ressemble à la photo de la structure observée dans les stromatolithes.

On peut donc faire l'hypothèse que les structures dans stromatolithes sont des cyanobactéries.

Doc 4a et 4b : métabolisme des cyanobactéries actuelles

Le cytoplasme des cyanobactéries contient des pigments chlorophylliens. Quand on cultive des cyanobactéries dans une enceinte fermée on observe :

- A l'obscurité : une baisse du taux de O₂ (il est donc consommé) et une hausse du taux de CO₂ (il est donc produit).
→ Ce sont les échanges gazeux de la respiration.
- A la lumière : le taux de O₂ augmente alors que celui de CO₂ diminue.
→ La cyanobactérie consomme du CO₂ et rejette O₂. Ce sont les échanges gazeux de la photosynthèse. La cyanobactérie grâce à ses pigments chlorophylliens est autotrophe.

Selon le principe de l'actualisme, on peut penser que les cyanobactéries fossiles fonctionnaient comme les espèces actuelles. Elles étaient donc autotrophes et rejetaient du dioxygène dans leur milieu de vie, à savoir l'océan. L'intensité de la photosynthèse est supérieure à celui de la respiration, le bilan gazeux est donc un rejet de O₂ dans le milieu.

Le document 3 indique que les plus anciens stromatolithes sont datés de 3.5 milliards d'années. On peut donc faire l'hypothèse que c'est l'apparition de cyanobactéries autotrophes qui sont à l'origine du dioxygène dans l'océan.

B) Le devenir du dioxygène rejeté par les cyanobactéries

Doc 1 : les formations sédimentaires d'oxyde de fer

Doc 1a : les paléosols rouges continentaux

L'altération des roches en surface des continents est à l'origine des sols. Cette altération se fait au contact de l'atmosphère.

Certains sols sont rouges. La couleur rouge provient de leur richesse en hématite, un minéral d'oxyde de fer Fe₂O₃. Le fer y est sous sa forme oxydée Fe³⁺.

En Afrique du Sud, on voit de grandes épaisseurs de roches sédimentaires continentales de couleur rouge, donc contenant de l'hématite.

Donc les sols rouges (ou les dépôts sédimentaires rouges) n'ont pu se former que si l'atmosphère est oxydante pour que le fer soit sous sa forme oxydée. A cette époque, l'atmosphère contenait donc du dioxygène.

Doc 1b : les fers rubanés BIF des formations océaniques

Ces B.I.F., comme ceux d'Afrique du Sud, sont des dépôts sédimentaires déposés sur les fonds océaniques. Ce sont des roches qui résultent de la précipitation du fer et de la silice qui étaient en solution dans l'eau de mer. Les B.I.F. sont des alternances de couches rouges contenant des oxydes de fer (hématite : Fe₂O₃) et des couches siliceuses. Le fer est donc sous sa forme oxydée, ce qui signifie que l'océan était oxydant, et donc qu'il contenait du dioxygène dissous au moment de la formation de ces roches.

Doc 1c : extension temporelle des formations de fer oxydé

Les fers rubanés se sont formés en milieu marin entre -3.8 Ga (visibles au Groenland) et -1.8 Ga.

En milieu continental, les plus anciens sols rouges sont datés de -2.2 Ga. Il s'en forme depuis en permanence. Les sols plus anciens sont dépourvus d'hématite, donc l'atmosphère n'était pas encore oxydante.

Par ailleurs, ils montrent un appauvrissement en fer qui est attribué au lessivage. Les roches contenaient donc du fer, mais celui-ci était lessivé et se retrouvait donc dans les océans. Il était donc soluble dans l'eau de pluie.

Doc 2 : les différentes formes ioniques du fer

Le fer est un élément important de la croûte terrestre puisqu'il représente 5% de la masse.

Le fer existe dans l'eau sous 2 formes ioniques : Fe^{2+} et Fe^{3+} .

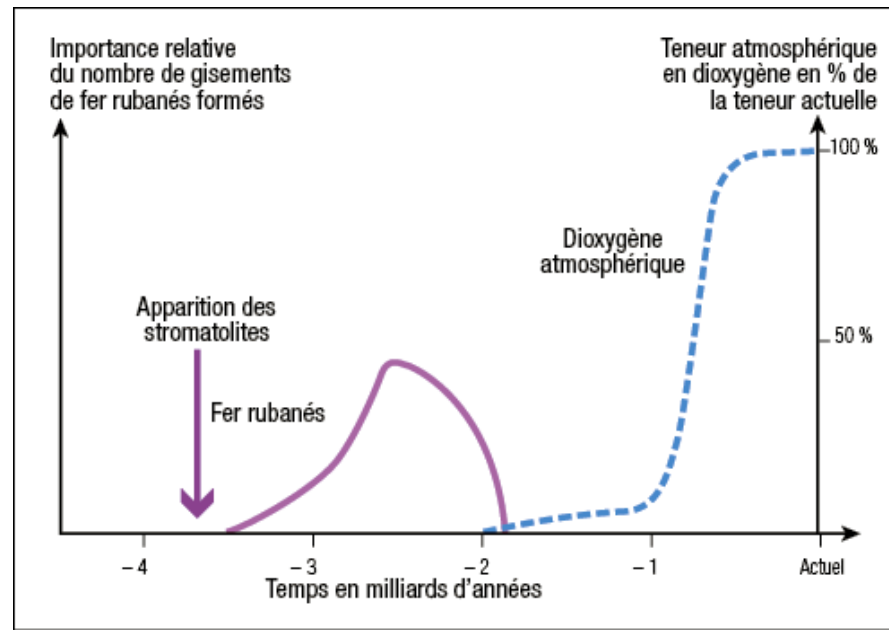
L'expérience montre que si le milieu est oxydant, c'est-à-dire qu'il contient O_2 , le sulfate de fer contenant du fer Fe^{2+} , dissous dans l'eau et de couleur verdâtre, devient rouge et précipite.

Le fer Fe^{2+} a donc été oxydé en Fe^{3+} qui a formé de l'hématite et de l'hydroxyde de fer insolubles.

Mise en relation doc 1 et 2 :

On peut donc penser que le fer, au départ sous forme Fe^{2+} soluble dans l'océan, a été oxydé et a permis la formation d'hématite qui est à l'origine des R.I.F. L'océan contenait du fer, mais était aussi alimenté par le lessivage.

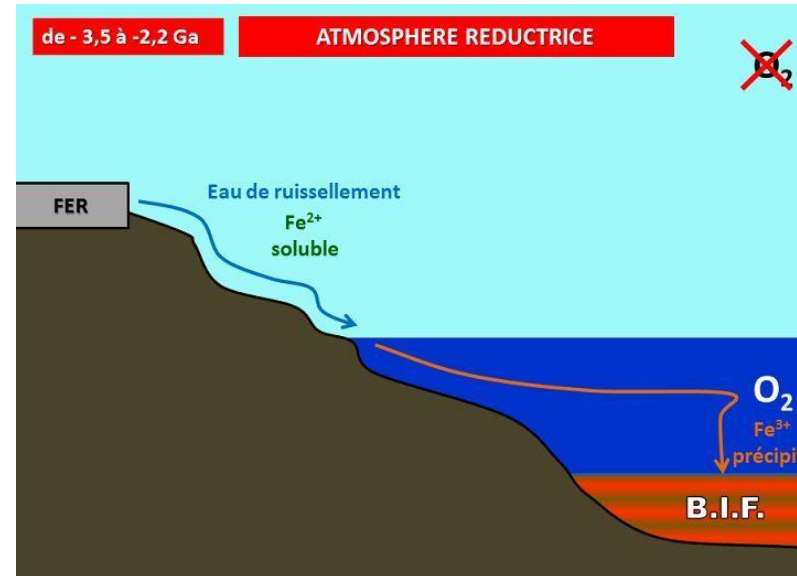
Cette oxydation consommait le dioxygène de l'océan.



C) Bilan chronologie des évènements

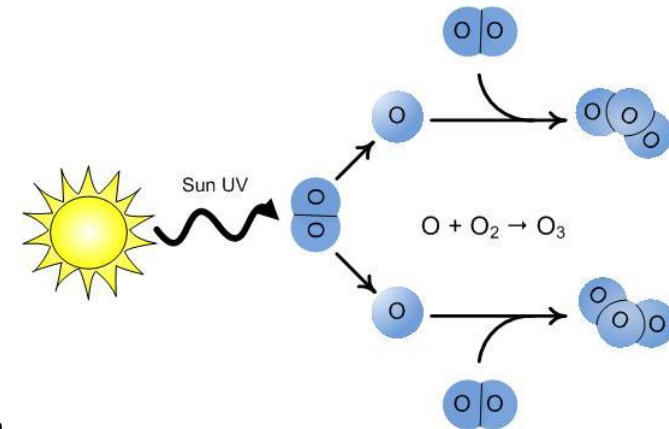
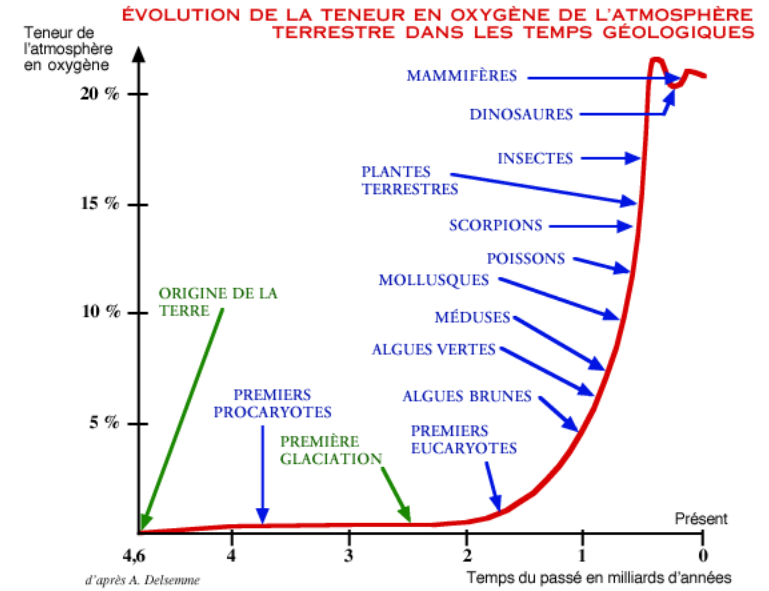
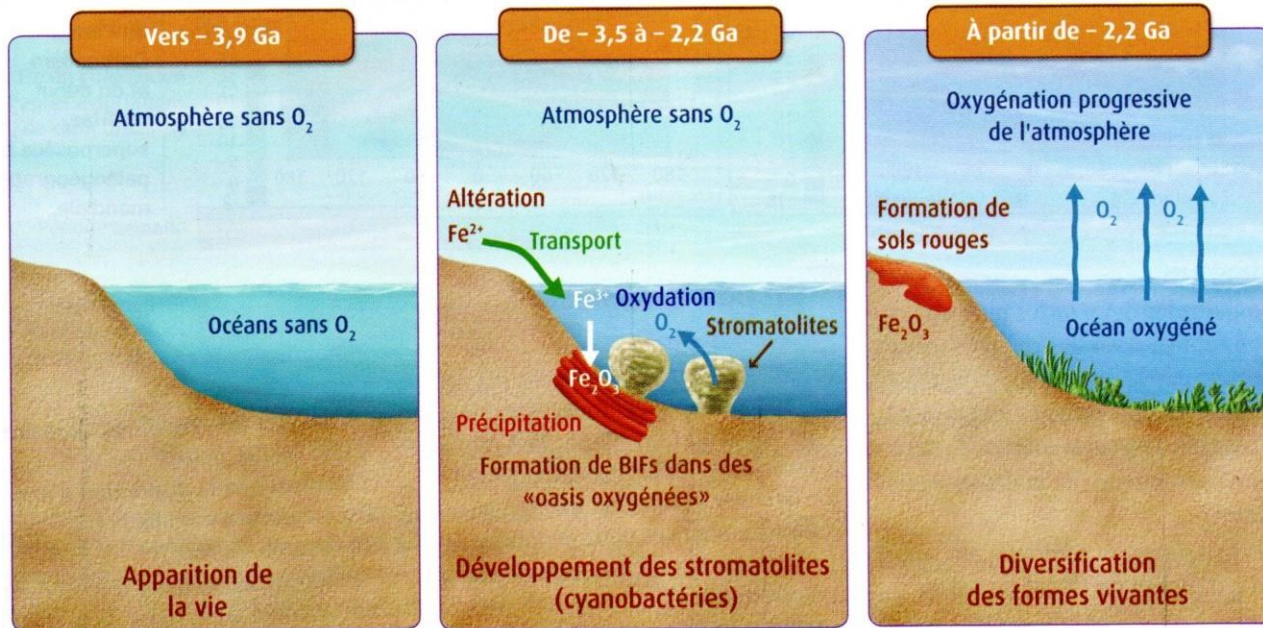
1. On a tout d'abord une atmosphère sans O_2 .
2. Il y a 3.5 Ga apparition d'espèces autotrophes marines comme les cyanobactéries : peu à peu le milieu océanique s'enrichit en O_2 et devient oxydant.
3. Oxydation du fer dissous en milieu marin : formation des fers rubanés. Cette oxydation consomme la totalité du dioxygène produit pendant presque 2 Ga. On a donc à ce moment-là un océan oxydant, mais l'atmosphère reste sans O_2 .
4. A partir de -2.2 Ga, une partie du dioxygène produit et rejeté dans l'océan sert à oxyder le fer restant dans l'océan, mais une partie de cet oxygène diffuse dans l'atmosphère : l'atmosphère contient du dioxygène et devient oxydante. A partir de ce moment-là, le fer des roches continentales est oxydé sur les continents, et donc moins de fer arrive par lessivage dans les océans. La formation de fers rubanés diminue, et celle de sol rouge augmente.

En conclusion, c'est donc l'apparition d'espèces autotrophes qui a permis la production de dioxygène, d'abord dans l'océan, puis dans l'atmosphère. C'est cette présence d'êtres vivants autotrophes qui explique que l'atmosphère terrestre ait une composition différente des atmosphères des autres planètes.



L'évolution de la teneur en dioxygène dans l'atmosphère

- L'océan et l'atmosphère terrestres primitifs sont des enveloppes dans lesquelles règnent des conditions réductrices (absence de dioxygène).
- Des formes de vie procaryotes existent depuis au moins 3,9 Ga. À partir de - 3,5 Ga, des **cyanobactéries** marines, constructrices de **stromatolites**, réalisent la photosynthèse oxygénique.
- Le dioxygène d'origine photosynthétique, présent au moins localement dans l'océan depuis - 3,5 Ga, permet la mise en place de formations sédimentaires de fer rubané (**BIF**) jusqu'à - 2 Ga.
- L'apparition de sols rouges en domaine continental à partir de - 2,2 Ga indique que les conditions oxydantes gagnent le domaine atmosphérique, suite à la diffusion de dioxygène de l'océan vers l'atmosphère.
- La transition de l'atmosphère réductrice à l'atmosphère oxydante est donc une conséquence du développement et de l'évolution de la vie sur Terre.



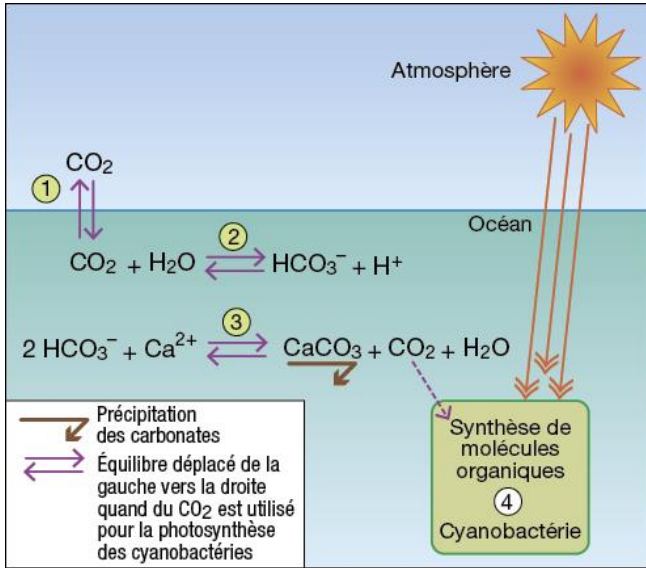
Cependant cette atmosphère oxydante ne permet pas la vie sur Terre ferme car les rayons UV sont destructeurs de l'ADN. C'est la formation d'une couche d'ozone suffisante O₃ vers - 450 MA qui permet la conquête de la Terre ferme par les insectes et les premiers tétrapodes aquatiques de type Ichthyostega issus des poissons. L'ozone de l'atmosphère s'est formée par photodissociation de O₂ par les UV et sa combinaison avec le dioxygène.

	Atmosphère primitive	Atmosphère actuelle
H ₂ O	~ 80 %	Traces
CO ₂	~ 15 %	0,03 %
N ₂	~ 5 %	78 %
O ₂	0 %	21 %

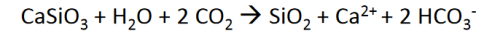
Evolution des teneurs en dioxyde de carbone et eau

Lorsque la température de l'atmosphère primitive est devenue inférieure à 100°C, l'eau s'est condensée; des précipitations abondantes ont formés les premières rivières et fleuves puis océans et le cycle de l'eau a pu s'amorcer. Le soleil fournissant l'énergie nécessaire à la dynamique de l'hydrosphère et de l'atmosphère constituant les enveloppes fluides de la Terre.

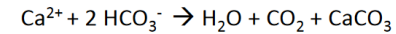
Le dioxyde de carbone atmosphérique étant très soluble dans l'eau, sa teneur a diminué rapidement, contribuant ainsi à faire baisser la température atmosphérique et la condensation de la vapeur d'eau, L'eau de pluie chargée en CO₂ dissous, participe à l'altération des roches libérant ainsi des ions calcium qui subissent un lessivage:



Altération des roches silicatées :

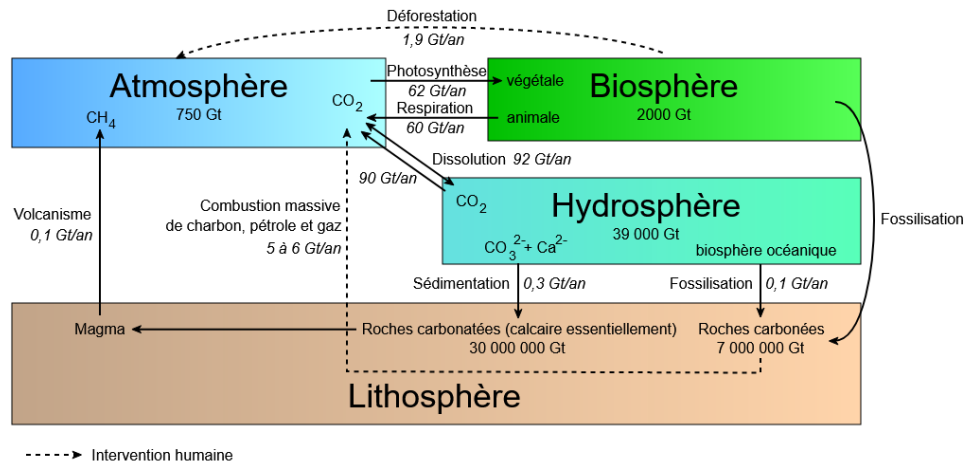


Les ions hydrogénocarbonates libérés par cette réaction d'altération sont transportés puis précipitent sous forme de calcaire :

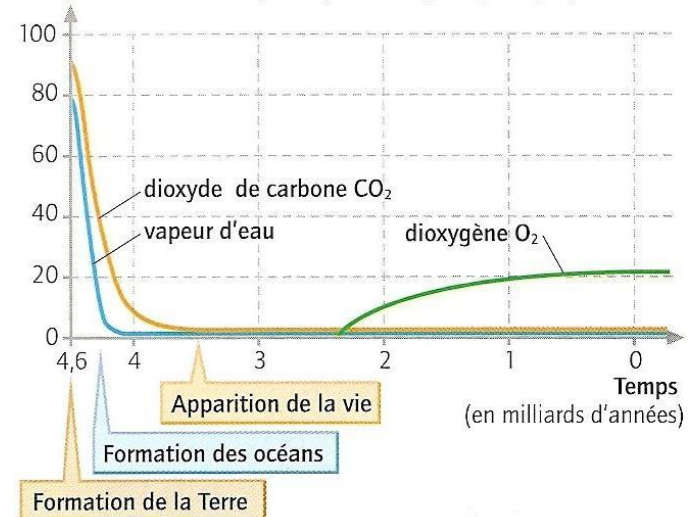


Ces ions calcium ont ensuite réagis avec l'hydrogénocarbonate pour donner du carbonate de calcium. Ainsi l'essentiel du dioxyde de carbone primitif est actuellement stocké dans les roches calcaires.

Cycle du carbone



Composition de l'atmosphère (en % des principaux gaz)



Bilan

L'atmosphère primitive est issue du dégazage de la Terre après son accrétion. Sa masse et donc sa gravité suffisante a permis de retenir les gaz (sauf l'hydrogène).

Rapidement par refroidissement les vapeurs d'eau se condensent et forment les océans. Le dioxyde de carbone y est dissous progressivement. Sa réaction avec l'eau produit des ions hydrogénocarbonates qui fixent les ions calcium issus de l'altération des roches soumises à l'action de l'eau, ainsi se forme les roches carbonatées ou calcaires.

Très tôt (3,5 milliards d'années) des organismes unicellulaires comme les stromatolites produisent du dioxygène. Celui-ci est d'abord dissous dans l'eau et provoque l'oxydation du fer ferreux d'origine terrestre en fer ferrique qui précipite dans les océans devenu oxydant (BIF ou Banded Iron Formation).

A partir de 2,2 milliards d'années une partie du dioxygène diffuse dans l'atmosphère qui elle-même devient oxydante: ainsi font se former sur Terre les sols rouges.

Vers -450 millions d'années une quantité non négligeable d'ozone est formée grâce aux UV, la couche d'ozone ainsi formée permet l'apparition de la vie dans les milieux continentaux.

Ainsi l'évolution de la composition de l'atmosphère terrestre est le résultat de très longs processus physico-chimiques et biologiques.

Le dernier épisode en date, l'augmentation de la teneur en dioxyde de carbone et sa conséquence, le réchauffement climatique, n'est que le résultat de l'activité humaine récente qui réinjecte dans l'atmosphère une partie de ce carbone stocké dans les énergies fossiles et les roches calcaires (utilisation massive de ces roches pour fabriquer le ciment produit essentiel du béton).