

ARTICLE DE FOND

Histoire de l'atmosphère de la Terre

David Bernard (david.s.bernard@gmail.com), Mathieu Barthélemy, Jean Lilensten

Suite de l'article paru dans le numéro précédent.

L'Archéen : de -4,0 Ga à -2,5 Ga

L'Archéen est la période des temps géologiques qui s'étend de -4 milliards d'années à -2,5 milliards d'années. Elle a été marquée à son début, vers -3,9 Ga, par un événement retentissant : le LHB (pour « Late Heavy Bombardment »), un bombardement météoritique intense et tardif, a priori imputable à la migration de Jupiter. Bien que différents modèles s'affrontent concernant le LHB, allant d'un bombardement régulier et décroissant jusqu'à un événement extrêmement ponctuel (et par conséquent plus intense), il semble dans tous les cas que l'impact sur l'atmosphère ait été réduit, ou au moins limité dans le temps.

D'un point de vue géologique, l'Archéen voit apparaître les plus anciennes roches connues aujourd'hui : il s'agit des gneiss d'Acasta. Ces roches volcaniques fournissent de précieuses informations aux géologues sur les processus dynamiques alors en place (tectonique des plaques, mécanisme de subduction, gradients géothermiques, etc.). À peine plus récents, les gneiss d'Isua au Groenland, plus vieilles roches volcanosédimentaires mises au jour, mettent en évidence (de manière bien plus directe que les zircons de Jack Hills) l'existence d'océans d'eau liquide stables il y a 3,8 Ga. Cependant, malgré l'existence de ces structures géologiques, véritables « mémoires de la Terre », très peu d'informations sont disponibles concernant la composition de l'atmosphère, et il est nécessaire de faire appel à la modélisation. Le modèle de référence communément utilisé est celui de *Kasting (1993)*, dont nous allons présenter les grandes lignes :

- La pression partielle en CO₂ initiale est de l'ordre de 1 bar (celle que nous avons à la fin de l'Hadéen), décroissant par les processus de carbonatation.

- La pression en eau, de l'ordre de 10⁻² à 10⁻³ bars, varie localement avec la température (comme de nos jours).

- Comme précédemment, la pression de N₂ est supposée être de 1 PAL (Present Atmospheric Level), soit environ 0,8 bars.

- La pression en méthane est supposée être de l'ordre de 10 à 100 PAL (10⁻⁵ à 10⁻⁴ bars). Si à l'Hadéen, l'origine du méthane se trouvait dans les réactions de serpentinisation de la croûte recouvrant l'océan magmatique, à l'Archéen, ce sont principalement les circulations hydrothermales importantes qui altèrent les roches basiques et ultrabasiques de la croûte océanique et libèrent du méthane. Certains auteurs ont avancé l'hypothèse d'une teneur encore plus élevée, sous l'impulsion de colonies de bactéries méthanogènes (dont l'existence et l'étendue à cette époque restent encore à prouver). Si le cas du méthane est autant débattu, c'est que, comme à l'Hadéen, il est envisagé comme gaz à effet de serre efficace pour éviter l'existence d'une Terre-boule-de-neige (voir encadré « Le paradoxe du Soleil jeune » dans le CC n° 148).

- Le modèle de Kasting prévoit en plus dans l'atmosphère des gaz tels que CO, NO ou HCN. Cependant, ceux-ci restent hypothétiques (leur présence est basée sur une composition des rejets volcaniques identiques à ceux que nous connaissons actuellement, hypothèse assez improbable vu la différence de composition du manteau) et leurs proportions difficilement quantifiables.

- Enfin, nous allons nous intéresser au cas du dioxygène. À l'Archéen, la seule source de O₂ est abiotique : il s'agit de la photolyse de l'eau atmosphérique, suivie de l'échappement de H₂ (un processus encore à l'œuvre de nos jours). L'oxygène formé réagit alors avec les gaz volcaniques réducteurs, conduisant à une pression partielle en O₂ très faible, de l'ordre de 10⁻¹⁰ bars. Cette valeur très faible du dioxygène dans l'atmosphère est attestée par l'existence de formations ferrifères rubanées (BIF : Banded Iron Formations : figure 5).



Fig.5. Exemple de formation ferrifère rubanée (BIF : Banded Iron Formation) prise à Gopling Gap, dans le craton de Pilbara (Australie, -3,4 Ga), montrant une alternance de niveaux noirs (cherts siliceux) et rouges (riches en oxyde de fer). Ces formations supposent un fer mobile, ce qui implique une atmosphère anoxique. Crédits : Hervé Martin.

Ces structures impliquent que le fer issu du lessivage des roches était alors en solution dans les océans, ce qui suppose une atmosphère et des océans réducteurs, donc possédant une très faible teneur en dioxygène (d'où la limite supérieure de 10^{-10} bars fixée). Comme nous le verrons par la suite, la disparition de ces BIF après -2,2 Ga est une preuve forte de l'oxygénation de l'atmosphère.

Le Protérozoïque : de -2,5 Ga à -540 Ma

Le GOE, un changement révolutionnaire

Le Protérozoïque est la plus longue des périodes stratigraphiques, couvrant à elle seule 2 milliards d'années de l'histoire de la Terre. Elle contient l'événement le plus remarquable dans l'histoire de l'atmosphère terrestre, au moins en ce qui concerne la vie et son évolution : il s'agit de l'apparition de l'oxygène moléculaire dans l'atmosphère. Cet événement, qui s'est déroulé entre -2,4 et -2,0 Ga a reçu le nom de Great Oxidation Event (GOE). Durant cette période, la concentration en dioxygène dans l'atmosphère est passée de 10^{-10} bars à une valeur comprise entre 0,5 et 5 % PAL (soit 1 à 10 mbar). D'un point de vue géologique, le GOE est attesté par au moins quatre événements majeurs et indépendants, que nous allons expliciter :

1. La disparition des BIF. Comme on l'a vu précédemment, les BIF (formation ferrifères rubanées, figure 5) proviennent de la précipitation locale du fer en solution dans l'eau. Or, pour que cet élément reste en solution, il faut qu'il se trouve sous son degré d'oxydation II, ce qui n'est pas possible dans des conditions oxydantes. Alors que les BIF sont des éléments abondants avant 2,2 Ga, leur

quasi disparition après cette date montre un changement dans le niveau d'oxydation de l'atmosphère.

2. L'apparition de paléosols oxydés. Les paléosols rouges apparaissent de manière massive après -2,2 Ga. Leur couleur est due à la présence d'oxydes et d'hydroxyde de fer (hématite, goethite, ...), dans lesquels le fer est sous son degré d'oxydation III. L'apparition des paléosols oxydés est donc l'exact pendant de la disparition des BIF : le fer n'étant plus mobile sous une atmosphère oxydante, il ne peut plus passer en solution dans l'eau pour aller former des BIF, et reste fixé sous la forme d'oxyde dans les sols.

3. La disparition des dépôts d'uraninite. Le cas est comparable à celui du fer. L'uranium existe sous deux états d'oxydation : U(+IV) et U(+VI). Sous sa forme réduite, il est peu soluble et précipite sous la forme de dépôts d'un minéral appelé uraninite UO_2 (pechblende d'où est extrait l'uranium utilisé comme combustible dans les centrales nucléaires). En revanche, sous sa forme oxydée, l'uranium est très soluble et reste en solution dans l'eau. La disparition des dépôts d'uraninite après -2,2 Ga atteste une nouvelle fois du changement rapide de l'état d'oxydation de l'atmosphère et des océans.

4. La modification du fractionnement isotopique du soufre. Il s'agit peut-être de la preuve la plus précise et qui pose les plus fortes contraintes sur l'enrichissement en dioxygène de l'atmosphère. Actuellement, le soufre atmosphérique subit un fractionnement dit « normal », c'est-à-dire dépendant directement de la masse selon un rapport prédit par la théorie cinétique des gaz. Or, Farqhar *et al.* (2000) ont mis en évidence l'existence d'un fractionnement anormal du soufre avant 2,2 Ga (figure 6). Ce fractionnement, qualifié par abus de langage d'« indépendant de la masse » (MIF : Mass Independent Fractionation), a été expliqué par Pavlov et Kasting en 2002. Il est induit par des réactions de photolyse du dioxyde de soufre sous l'effet d'un rayonnement UV. La majorité du SO_2 se trouvant dans la troposphère, le passage d'un fractionnement anormal à un fractionnement dépendant de la masse à partir de -2,2 Ga traduit la mise en place d'une couche d'ozone stratosphérique, capable d'arrêter les rayonnements UV dissociants. Or, la pression partielle en dioxygène nécessaire pour que se mette en place une telle couche est de l'ordre de $5 \cdot 10^{-6}$ bars. La découverte de changement de loi suivie par le fractionnement isotopique du soufre permet donc de poser une contrainte chiffrée sur la quantité de dioxygène, et marque de manière irréfutable le passage d'une atmosphère anoxique (avec une pression partielle en

O₂ inférieure à 10⁻⁵ PAL) à une atmosphère oxydante.

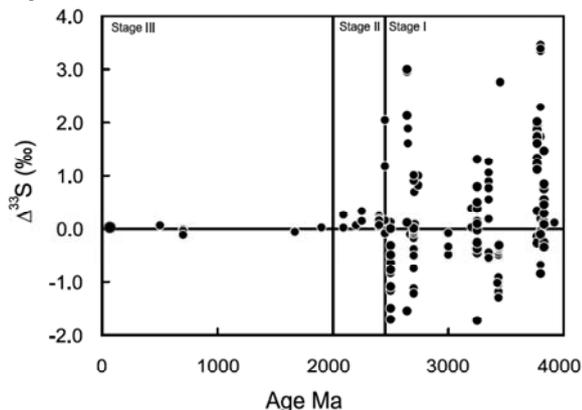


Fig.6. Diagramme montrant l'évolution de $\Delta 33S = \delta 33S - 0,515 \times \delta 34S$ (formule correspondant à un fractionnement « normal » du soufre). On peut voir très nettement que avant -2,2 Ga, $\Delta 33S \neq 0$, ce qui signifie que le soufre ne suit pas un fractionnement normal. Cette caractéristique a été interprétée par Pavlov et Kasting (2002) comme la mise en place d'une couche d'ozone, et donc d'une atmosphère riche en oxygène (D'après Farquhar et Wing (2003).

Les preuves de l'accumulation de dioxygène dans l'atmosphère autour de -2,3 Ga sont donc nombreuses, faisant du GOE l'un des événements les mieux datés et les mieux documentés dans les « archives géologiques ». La question qui se pose naturellement est donc celle de l'origine de cet élément. Le seul mécanisme connu capable de produire de grands volumes de dioxygène est la photosynthèse oxygénique, selon une réaction du type :



CH₂O représente toutes les molécules organiques complexes susceptibles d'être formées par photosynthèse.



Fig.7. Stromatolites en développement, dans la baie de Shark en Australie. Ces roches biogéniques permettent d'attester la présence de vie il y a au moins 2,7 Ga. Crédits : Paul Harrison.

Autrement dit, c'est l'apparition de la photosynthèse oxygénique chez les cyanobactéries et les eucaryotes qui a permis l'enrichissement progressif

de l'atmosphère en dioxygène. Or, ceci pose a priori un petit problème chronologique, qui a conduit de nombreux auteurs à considérer, jusqu'à la découverte du fractionnement anormal du soufre, que l'atmosphère était oxydante bien avant -2,3 Ga. En effet, les cyanobactéries, responsables du changement d'état d'oxydation de l'atmosphère, sont apparues bien avant cette date : on sait de manière sûre, grâce aux stromatolites fossiles (figure 7), que ces bactéries étaient déjà présentes sur Terre il y a de cela 2,7 milliards d'années. Des traces plus anciennes, quoique moins certaines et beaucoup plus discutées, tendraient à prouver que la vie serait apparue bien avant, peut-être aussi tôt que -3,8 Ga. Quoi qu'il en soit, il existe dans tous les cas un « retard à l'oxydation », un délai entre la mise en place de la photosynthèse oxygénique et le début de l'enrichissement de l'atmosphère en dioxygène. Nous allons présenter succinctement les mécanismes possibles invoqués pour expliquer ce retard :

1. La séquestration du carbone organique. On a vu que la réaction de photosynthèse responsable du rejet dans l'atmosphère d'une molécule de O₂ conduit à la formation de molécules organiques, dans lesquelles le carbone se trouve sous une forme réduite. À la mort de l'organisme, ce carbone, s'il n'est pas soustrait du contact de l'atmosphère, sera à nouveau oxydé par le dioxygène atmosphérique, limitant de fait son accumulation. Il faut donc que le carbone organique soit séquestré à la mort des organismes photosynthétiques, ce qui est le cas actuellement par enfouissement dans les eaux peu profondes du plateau continental. Il est alors probable que le changement de style tectonique vers -2,5 Ga, avec l'apparition de larges plaques semblables aux plaques actuelles, ainsi que la fracturation à cette époque du supercontinent Kernoland, favorisant une remontée générale du niveau des eaux, soient responsables de la formation de vastes plateaux continentaux, rendant efficace ce mécanisme d'enfouissement du carbone.

2. L'oxydation du fer en solution. Comme nous l'avons vu précédemment, une des structures caractéristiques de la fin de l'Archéen est l'existence de larges formations ferrifères rubanées (BIF), formées par précipitation des ions ferreux dans l'océan au contact d'un milieu oxydant. Les cyanobactéries se développant sur des plateaux peu profonds, auraient alors enrichi localement l'atmosphère en dioxygène, conduisant à une oxydation superficielle des océans. Ces couches superficielles oxydées auraient ensuite été déplacées par la circulation océanique et mélangées à des couches plus profondes réductrices (donc contenant du fer

en solution), conduisant à la formation de BIF. Selon ce scénario, le dioxygène n'aurait pu commencer à s'accumuler dans l'atmosphère qu'après l'oxydation « totale » du fer présent en solution dans les océans.

3. L'oxydation progressive du manteau terrestre.

L'eau injectée dans le manteau au niveau des zones de subduction retourne dans l'atmosphère par l'intermédiaire des rejets volcaniques. Dans le cas d'un manteau plus réducteur, l'eau aurait réagi avec le fer mantellique, conduisant à un rejet de H_2 qui, par réaction avec le O_2 atmosphérique redonne de l'eau. L'oxygénation de l'atmosphère n'aurait pu se produire qu'après oxydation du manteau supérieur. L'analyse de laves datant de -3,8 Ga semble cependant montrer que l'état d'oxydation du manteau a peu changé, rendant caduque cette explication. Il reste que H_2 n'est pas le seul gaz à réagir avec O_2 , et d'autres modifications dans la composition des rejets volcaniques ont été avancées pour expliquer ce retard au GOE.

4. La nécessité d'un Soleil « assez chaud ». La dernière hypothèse avancée pour expliquer le retard à l'oxygénation de l'atmosphère est peut-être aussi la plus étonnante : il s'agit de la compétition entre les bactéries photosynthétiques et les chimiotrophes méthanogènes sous un Soleil froid. En effet, on a vu que le paradoxe du Soleil jeune impliquait a priori la présence d'un gaz à effet de serre efficace dans l'atmosphère pour autoriser des températures supérieures à $0^\circ C$ à la surface de la Terre.

Supposons maintenant que des colonies de cyanobactéries se développent assez tôt dans l'histoire de notre planète, conduisant à l'oxygénation de l'atmosphère et des océans. Cette dernière aurait deux conséquences principales : une diminution de la quantité de méthane atmosphérique, et une intoxication des organismes méthanogènes (qui ne survivent que dans des milieux anoxiques). Le taux de méthane diminuant, la température de surface diminuerait aussi, conduisant éventuellement à une glaciation globale. Cette glaciation aurait à son tour deux impacts majeurs : une baisse de l'activité des cyanobactéries (d'une part parce qu'elles sont sensibles aux faibles températures, d'autre part parce qu'une couche de glace opaque au rayonnement visible rendrait moins efficace l'activité photosynthétique) et un arrêt de l'enfouissement du carbone (cf. cycle de Walker). Les archées méthanogènes pourraient alors proliférer, conduisant à une augmentation du taux de CH_4 atmosphérique qui, couplée à une accumulation de CO_2 , permettrait d'enclencher à

nouveau l'effet de serre, et donc de revenir à des températures positives. La Terre aurait alors connu plusieurs périodes de glaciations (certaines ont effectivement été enregistrées à -2,7 et -2,3 Ga) et de dégel, sous l'impulsion de cette compétition entre les différents organismes. Ce cycle aurait alors duré jusqu'à ce que le Soleil soit suffisamment chaud pour autoriser des températures positives sans le concours du méthane, permettant alors aux cyanobactéries de proliférer et d'enrichir l'atmosphère en dioxygène. Un des aspects attrayant de cette explication vient de la concomitance entre un Soleil suffisamment lumineux (autour de -1,9 Ga pour une quantité de CO_2 égale à un PAL, un peu avant pour une quantité légèrement supérieure) et le GOE.

Le « boring billion » et la fin du Protérozoïque : de -2,0 Ga à -540 Ma

Comparé à cette succession d'atmosphères depuis le début de l'histoire terrestre, le milliard et demi d'années restant concernant le Protérozoïque (de la fin du GOE vers -2,0 Ga jusqu'au début du Phanérozoïque à -540 Ma) semble étonnamment calme. Il se caractérise par une diminution de la concentration en CO_2 par le processus de formation des carbonates, jusqu'à une valeur comprise entre 10 et 25 PAL vers -0,6 Ga (1 PAL = 300 ppmv, cette concentration de référence en CO_2 atmosphérique correspondant à sa valeur pré-industrielle). Cette concentration a cependant pu connaître des variations d'amplitude plus importantes pendant cette période (par exemple à travers le mécanisme de Walker).

Concernant O_2 il semblerait que la concentration soit restée stable pendant près d'un milliard d'années (appelé de ce fait « boring billion »), avant de connaître une nouvelle augmentation vers -0,8 Ga, pour atteindre une valeur au moins égale à 50 % PAL à la fin du Protérozoïque (figure 8).

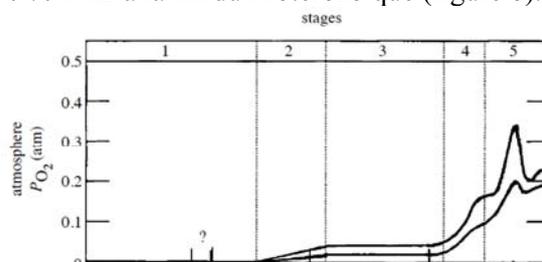


Fig.8. : Évolution de la concentration en dioxygène dans l'atmosphère à travers 5 périodes : 1 (-3,85 à -2,45 Ga) ; 2 (-2,45 à -1,85 Ga) ; 3 (-1,85 à -0,85 Ga) ; 4 (-0,85 à -0,54 Ga) ; 5 (-0,54 Ga à aujourd'hui). La deuxième période, marquée par le début de l'enrichissement de l'atmosphère en dioxygène, correspond au Great Oxidation Event (GOE). La

période 3, au cours de laquelle la concentration de O_2 atmosphérique n'a pas ou peu évolué, a reçu le nom de « boring billion ». Cette concentration a alors de nouveau augmenté, est passée par une valeur maximale au carbonifère (imputable aux grands végétaux ligneux ayant colonisé les terres), avant de redescendre à sa valeur actuelle. Les courbes correspondent aux limites supérieures et inférieures probables de la concentration en O_2 dans l'atmosphère. D'après Holland (2006).

Le Phanérozoïque : de -540 Ma à aujourd'hui

La Phanérozoïque est la période couvrant les 500 derniers millions d'années d'histoire de la Terre. Le choix de -540 Ma correspond à un événement biologique majeur : l'explosion cambrienne, une radiation évolutive ayant conduit en très peu de temps à la formation de la plupart des groupements biologiques actuels. Bien que le Phanérozoïque soit la période géologique la plus courte, elle est la plus détaillée et la plus documentée, ceci pour deux raisons : tout d'abord, étant la période la plus récente, de nombreuses « mémoires géologiques » (roches, minéraux, dépôts glaciaires) sont disponibles et n'ont pas été effacées par l'activité de surface, comme c'est le cas pour les structures plus anciennes ; ensuite, le développement massif de la vie a permis d'enregistrer, sous la forme de fossiles, les variations du climat et de la composition de l'atmosphère avec une précision temporelle inégalée. Aussi, bien que cette période ait sans doute connu les plus petites variations dans la composition atmosphérique, elle est aussi celle pour laquelle les données sont les plus abondantes et les variations les plus finement connues. Cette précision a conduit à découper cette période géologique en de nombreuses sous-périodes aux noms familiers (Cambrien, Carbonifère, Jurassique, Crétacé, ...).

L'étude de l'évolution détaillée de l'atmosphère au cours de cette période sort du cadre de cet article, dans la mesure où, comparativement aux échelles de temps et aux amplitudes de variations présentées jusque-là, l'atmosphère de la Terre est restée globalement stable et constante durant cette période. Des variations pouvant aller jusqu'à un ordre de grandeur ont tout de même été enregistrées, par exemple dans la concentration en CO_2 , avec des conséquences importantes comme de grandes glaciations. Ces variations restent cependant faibles dans les quantités mises en jeu par rapport à celles évoquées dans les sections précédentes.

Nous finirons en commentant tout de même deux modifications majeures de cette atmosphère au cours du Phanérozoïque. La première, visible sur la figure 9, est une augmentation sensible de la

concentration en dioxygène au cours du carbonifère, vers -300 Ma, jusqu'à environ 1,6 fois sa valeur actuelle. Celle-ci s'explique par la colonisation des terres émergées par les plantes terrestres et surtout l'apparition des grands arbres. Leur prolifération a conduit à une séquestration du carbone et à une augmentation du taux de dioxygène dans l'atmosphère, entre autre attestée par l'apparition d'insectes géants (comme *Méganeura*, une libellule d'environ 70 cm de long !).

La seconde modification importante de l'atmosphère, plus par sa vitesse que par son amplitude (pour le moment en tous cas) est l'augmentation drastique de la concentration du CO_2 atmosphérique liée à l'activité humaine. La référence de 300 ppm pour le dioxyde de carbone correspond en effet à sa valeur préindustrielle.

Sa concentration atmosphérique est aujourd'hui plus proche des 400 ppm. Dans les derniers millions d'années (pour lesquels l'échantillonnage temporel est suffisamment bon), aucune augmentation aussi brutale n'a été détectée. La pollution au CO_2 ne semble avoir dans le passé qu'un seul équivalent en terme de grande « pollution » à l'échelle planétaire : l'oxydation globale par les cyanobactéries il y a 2,4 milliards d'années.

Bibliographie

- M. Gargaud, T. Montmerle, R. Pascal, P. Lopez-Garcia, H. Martin, et al. Le Soleil, la Terre... la vie : la quête des origines. Belin, 2009.
- F.H. Shu, F.C. Adams, and S. Lizano. Star formation in molecular clouds-observation and theory. Annual review of astronomy and astrophysics, 25 :23–81, 1987.
- F. Tian, O.B. Toon, A.A. Pavlov, and H. De Sterck. A hydrogen-rich early earth atmosphere. Science, 308(5724) :1014, 2005.
- J.F. Kasting. Earth's early atmosphere. Science, 259(5097) :920, 1993.
- J.F. Kasting and D. Catling. Evolution of a habitable planet. Annual Review of Astronomy and Astrophysics, 41(1) :429–463, 2003.
- J. Farquhar, H. Bao, and M. Thiemens. Atmospheric influence of earth's earliest sulfur cycle. Science, 289(5480) :756, 2000.
- AA Pavlov and JF Kasting. Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in archean sediments : strong evidence for an anoxic archean atmosphere. Astrobiology, 2(1) :27–41, 2002.
- H.D. Holland. The oxygenation of the atmosphere and oceans. Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences, 361(1470) :903, 2006.
- H.D. Holland. Why the atmosphere became oxygenated : A proposal. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(18) :5241–5255, 2009. ■