

Le logiciel Aladin est une merveille qui révèle alors toute sa puissance : en quelques clics de souris il est possible de retourner, inverser mon image pour qu'elle ressemble à celle de l'atlas de référence. En choisissant seulement 2 étoiles reconnues identiques sur les 2 photos comparées, l'image devient alors calibrée astrométriquement et il devient possible de faire des mesures en plus de l'identification des objets présents sur la photo. L'option skybot permet notamment d'indiquer tous les astéroïdes connus d'après les calculs réalisés en direct par un ordinateur de l'IMCCE (institut de mécanique céleste et de calcul des éphémérides) à Paris. C'est ainsi que j'ai pu repérer 3126-Davidov (mag 16,8) et 23197 Danielcock (mag 17,1).

Mais le plus étonnant reste à venir...

J'ai repéré sur l'écran une étoile faible (à l'extrême droite de la figure 2 du haut) qui n'est pas située au même endroit sur le cliché de référence, l'étoile est légèrement décalée. Pourtant tout autour les autres étoiles correspondent bien au demi pixel près. Pas de doute il y a mouvement.

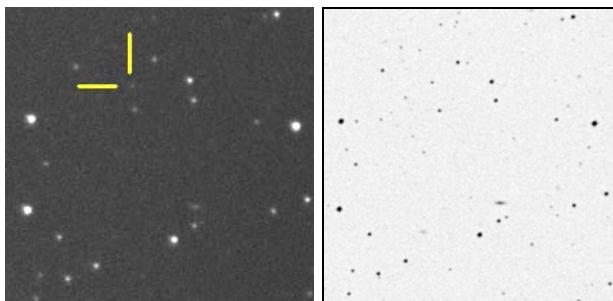


Fig.3. Entre l'image de référence à droite et l'image récente à gauche prise 22 ans plus tard, une étoile a bougé...

Son déplacement « rapide » est symbolisé par une flèche sur la figure 4.

De plus cet astre est référencé dans un catalogue d'étoiles à mouvement rapide, LHS, acronyme de Luyten Half-Second. Cette longue liste de plus de 4 000 entrées, est l'œuvre originale de Willem Jacob Luyten, astronome néerlandais né le 7 mars 1899 à Semarang en Indonésie et mort le 21 novembre 1994 à Minneapolis. Il travailla à l'observatoire Lick et au Harvard College Observatory, étudia les mouvements propres des étoiles et découvrit beaucoup de naines blanches.

Les mesures du catalogue original ont été affinées et révisées, notamment grâce aux données plus précises des satellites Tycho et Hipparcos. Le cadre étant établi, voici le nom de la petite étoile : LHS 2825. Le catalogue en ligne Simbad montre que la belle a plutôt la « bougeotte » même si les chiffres bruts ne m'inspirent pas grand chose³ ! Il reste alors

à mesurer le déplacement : l'outil règle permet rapidement de trouver 12,89''. La bonne nouvelle est que les deux clichés sont datés. L'image de référence, extraite du ESO_POSS2KSTU_red, date du 30 mai 1992, soit ramené à l'année : 1992,4. L'image récente faite par mon télescope date du 3 mai 2014 soit ramené à l'année : 2014,33. Cela tombe bien, les photos ont été prises à la même période, ce qui permet de négliger l'effet de parallaxe dû à la révolution de la Terre autour du Soleil. De toute façon, vu l'échantillonnage de mon image (autour de 2'') la mise en évidence d'un tel phénomène ne serait pas possible, car bien plus faible.

On en déduit le déplacement mesuré d'après Aladin sky : 12,89'' en 21,93 ans, soit un mouvement moyen de 0,5877'' par an. Cette mesure semble conforme avec celle donnée dans le catalogue en ligne Vizier (mesure de Tycho2) 0,62'' par an, mais également avec la mesure originale du catalogue LHS qui donne 0,543'' par an.

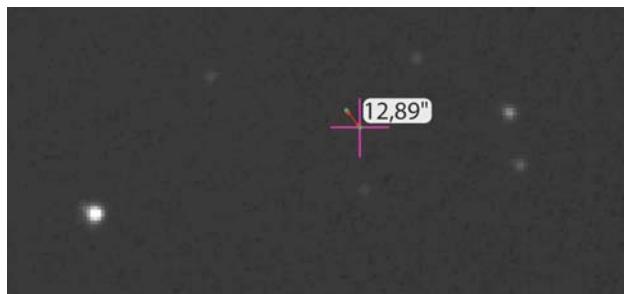


Fig.4. Déplacement de l'étoile LHS2825.

Le plus étonnant est la précision de l'évaluation : l'écart de temps permet de mettre en évidence et de mesurer un déplacement annuel bien plus faible que la résolution de l'image elle-même. Bien sûr, il faudrait affiner les mesures, en réalisant plusieurs clichés, plusieurs relevés, et relever la marge d'erreur. Mais cela dépasse le cadre de cet article. Avec une simple image, le logiciel Aladin Sky et un accès Internet aux bases de données astronomiques, il est possible de passer plusieurs heures fort intéressantes, à la découverte des mesures, catalogues et méthodes de l'astronomie.

J'oubliai : sans l'apport de ces techniques modernes (et confortables), jamais je n'aurai eu l'idée d'aller traquer le déplacement d'une petite étoile de magnitude 13,5, invisible à l'oculaire...

Nom	Const.	Mag	Mvt propre
Étoile de Barnard	Oph	9,6	10''/an
Étoile de Kapteyn	Pic	8,8	8,7''/an
Groombridge 1830	UMa	6,4	7,1''/an
Gliese 1	Scl	8,5	6,1''/an
61 Cygni	Cyg	5,2-6	5,2''/an

Fig.5. Quelques cibles possibles à fort mouvement propre. ■

³ Voir simbad.u-strasbg.fr/simbad/sim-id?Ident=LHS++2825.

ARTICLE DE FOND

Histoire de l'atmosphère de la Terre

David Bernard, Mathieu Barthélemy, Jean Lilensten

(david.s.bernard@gmail.com)

Cet article a pour but de présenter dans les grandes lignes l'origine et l'évolution de l'atmosphère terrestre, depuis sa formation il y a plus de 4,5 milliards d'années jusqu'à nos jours. Nous partirons de la naissance du système solaire, puis explorerons les différentes époques géologiques, en nous concentrant sur les modifications profondes de l'atmosphère à travers son histoire.

La Terre a connu de très nombreuses évolutions au cours de ses 4,568 milliards d'années (Ga) d'histoire. Si cela est désormais un fait notoire pour sa surface (notamment grâce à la populaire théorie de la dérive des continents d'Alfred Wegener), il est en revanche beaucoup moins connu que son atmosphère a subi elle aussi de profondes modifications. Une des explications tient probablement au fait que, de part son caractère intrinsèquement fugace d'enveloppe fluide, l'atmosphère a laissé beaucoup moins de traces tangibles que la surface solide, et que par conséquent, il est beaucoup plus complexe de retracer son évolution.

C'est pourquoi, bien qu'aujourd'hui les astronomes, géologues et climatologues arrivent à reconstruire son histoire dans un tout plus ou moins cohérent, beaucoup de recherches restent encore à faire sur le sujet, et de nombreux points sont encore débattus par les spécialistes.

L'histoire de l'atmosphère terrestre telle que présentée dans cet article est donc un état des connaissances faisant actuellement consensus, et ne saurait représenter une vérité absolue. Le contenu de celui-ci s'appuie principalement sur l'ouvrage collectif « Le Soleil, la Terre... la vie » dirigé par Muriel Gargaud.

La naissance du système solaire

Avant de décrire l'évolution de l'atmosphère terrestre, il apparaît nécessaire de commencer par le commencement, à savoir la naissance du système solaire. En effet, qu'elle ait été primordiale ou secondaire (cf. infra), l'atmosphère de la Terre est nécessairement héritée de la nébuleuse dans laquelle elle est apparue. Aussi est-il logique de commencer par décrire le milieu dans lequel notre planète est née et a grandi, afin de pouvoir appréhender la composition de son atmosphère.

Le système solaire s'est formé il y a 4,568 milliards d'années¹, suite à l'effondrement d'un nuage moléculaire. Ces nuages, souvent qualifiés de « pouponnières d'étoiles », sont de gigantesques masses de gaz, très peu denses, constituées principalement d'hydrogène moléculaire H₂. Ils contiennent cependant tous les éléments nécessaires à la formation de planètes (figure 1), gazeuses et rocheuses, et notamment une faible quantité de poussières qui, étant opaques au rayonnement visible, permettent de les voir par occultation de la lumière des jeunes étoiles nées en leur sein, pour le plus grand bonheur des astronomes et astro-photographes amateurs.

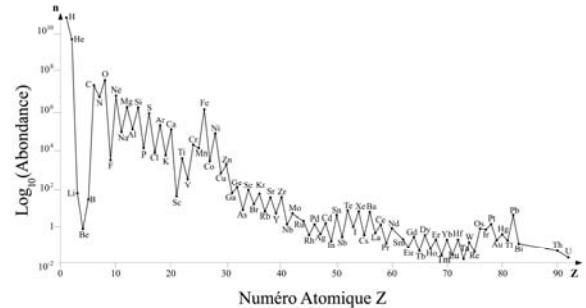


Fig.1. Abondance des éléments dans le système solaire, en parties par million relativement au silicium. Dans ce diagramme semi-logarithmique, on voit clairement que l'hydrogène et l'hélium sont les éléments les plus abondants du système solaire.

Les grandes étapes de la formation d'étoiles de type solaire ont été résumées par Shu et al. (1987), dont est extraite la figure 2 :

- un nuage moléculaire se fragmente en différents cœurs qui condensent ;

¹ Cet âge très précis est calculé par des méthodes de radiochronologie à partir d'inclusions réfractaires riches en calcium et en aluminium (CAI : Calcium Aluminium-rich Inclusions) présentes dans des chondrites carbonées tombées sur Terre. Ces chondrites étant les éléments les plus primitifs connus, leur âge sert de référence arbitraire comme temps « zéro » pour le système solaire.

- au sein de chaque cœur, une protoétoile se forme sous l'effet de la gravitation. Elle est entourée d'un disque de débris ;
- la protoétoile accrète de la matière du reste de la nébuleuse et grossit, pour former une étoile T-Tauri. Elle émet alors un fort vent stellaire, qui dissipe rapidement le reste de la nébuleuse ;
- finalement, une jeune étoile est formée, entourée d'un disque de gaz et de poussières qui donnera potentiellement des planètes (disque protoplanétaire).

La figure 1 montre les proportions relatives des éléments dans le système solaire (en parties par million, la référence étant le silicium), déduites de mesures de la photosphère solaire (le Soleil représente à lui seul 99,85 % de la masse du système solaire !). Cette courbe est représentative de la composition en éléments de la nébuleuse primitive, mais pas en abondance. En effet, lors de la phase T-Tauri et lorsque l'étoile est juste formée, le flux UV est très important, créant un gradient de température le long du rayon du disque. Par ailleurs, le vent stellaire important souffle les éléments les plus volatils vers le bord externe du disque. Enfin, une sédimentation se met en place dans l'épaisseur du disque, rassemblant les éléments les plus lourds dans le plan médian de celui-ci. Il en résulte que le disque est fortement inhomogène et que, par conséquent, la composition d'une planète va dépendre de la position à laquelle elle se forme dans le disque. Enfin, sous l'effet du fort flux UV et du vent stellaire intense, le disque protoplanétaire est très vite évaporé (sur une durée de l'ordre d'une dizaine de millions d'années) si une formation planétaire ne se met pas en place, les éléments légers partant les premiers. Le contenu disponible pour la formation d'une planète dépend donc aussi du temps nécessaire à sa formation.

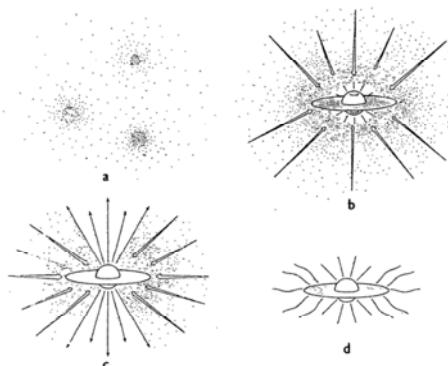


Fig.2. Les quatre grandes étapes de la formation stellaire. (a) Fragmentation et condensation du nuage moléculaire. (b) Une protoétoile entourée d'un disque de débris et formée par collage d'un nuage. (c) Formation d'une étoile T-Tauri. (d) Étoile nouvellement formée avec son disque protoplanétaire. D'après Shu et al. (1987).

En conclusion, on retiendra que la prime naissance du système solaire a influé sur la composition des planètes à travers : i) la composition de la nébuleuse primitive dont est issu le système solaire. ii) la position à laquelle la planète s'est formée. iii) le temps nécessaire à la formation de la planète. On verra cependant que la composition de l'atmosphère peut encore dépendre de l'évolution ultérieure du système.

L'Hadéen, de -4,568 Ga à -4,0 Ga

-4,568 Ga : disparition de l'atmosphère primitive

La référence des temps utilisée pour dater le système solaire est l'âge des plus vieilles chondrites carbonées. Or le « modèle standard » de formation planétaire prévoit que les planètes rocheuses se forment par accrétion de planétésimaux, eux-mêmes étant des agrégats de chondrites. On peut donc supposer qu'à cette date, la Terre n'était pas encore formée. Cependant, les contraintes temporelles posées précédemment sur la durée de vie des disques supposent que la formation de la Terre (i.e. la croissance de celle-ci par accrétion de matière jusqu'à son rayon actuel) a dû être rapide, probablement sur un temps inférieur à 100 millions d'années (Ma). En accrétant de la matière solide, la planète a aussi accumulé une certaine quantité de gaz, constituant ainsi son atmosphère primordiale. Cette dernière devait alors avoir la composition de la nébuleuse solaire, c'est-à-dire majoritairement composée d'hydrogène et d'hélium.

Cependant, les conditions régnant alors (une température probablement très élevée, avec une surface en fusion ; l'absence probable de champ magnétique alors que le Soleil présente un flux UV et un vent solaire important) n'étant pas propices au maintien de cette atmosphère, il est communément admis que celle-ci a très rapidement été perdue, probablement même avant la fin de la phase d'accrétion (les multiples impacts reçus par le planétésimal en formation participant probablement au « soufflage » de cette atmosphère primordiale).

Atmosphère secondaire

Les planètes rocheuses comme Vénus, la Terre ou Mars ont donc perdu très rapidement leur atmosphère primordiale, n'étant pas assez massives pour les retenir. On sait cependant que ces planètes possèdent encore aujourd'hui une atmosphère (dite « atmosphère secondaire »), et même pour la Terre une hydrosphère. Pour expliquer l'origine de ces éléments légers composant les enveloppes externes,

deux scenarii concurrents (figure 3a) mais non exclusifs ont été proposés :

L'hypothèse du dégazage primordial

Elle est basée sur le fait que, aujourd’hui encore, les volcans relâchent une grande quantité d’éléments volatils dans l’atmosphère. Dans les premiers temps de l’histoire de la Terre, le flux de chaleur interne était très important, et l’activité volcanique devait être beaucoup plus forte qu’aujourd’hui. Est-ce que ce dégazage a suffi à composer l’atmosphère et les océans actuels ? Tout dépend du modèle de formation adopté, et notamment du type de chondrites (ordinaires, à enstatite ou carbornées) à partir duquel notre planète s’est formée.

L’hypothèse du « vernis tardif »

Les corps formés dans la partie externe du disque protoplanétaire sont riches en éléments volatils (modèle de condensation dû au gradient de température). L’hypothèse du vernis tardif prévoit une origine exogène des éléments composant l’atmosphère et l’hydrosphère terrestre. Là encore plusieurs scenarii sont envisagés : apport cométaire, apport météoritique primordial (on sait, par étude de la cratérisation lunaire, que le flux météoritique était beaucoup plus important dans les premiers âges du système solaire) ou apport micrométéoritique continu.

Il n'est pas possible actuellement de trancher entre les différents scenarii. Et pour cause : de nombreux éléments tantôt en faveur de l'un, tantôt en faveur de l'autre, tendent à montrer que ces hypothèses sont plutôt complémentaires, et que les enveloppes externes de la Terre trouvent leur origine dans les deux sources d'éléments volatils.

À quoi ressemblait l’atmosphère secondaire à la fin de sa mise en place ? L’absence de preuves géologiques évidentes conduit les spécialistes à construire des modèles relativement putatifs. On peut cependant essayer de dresser le portrait de cette atmosphère à -4,47 Ga (figure 3 b) : les constituants majoritaires sont l’eau, le dioxyde de carbone (CO_2), le diazote (N_2) et les principaux gaz rares. Le flux de chaleur interne important et l’effet de serre maintiennent une température de surface supérieure à 1 200 °C. À cette température, si l’on suppose que toute l’eau des océans actuels est vaporisée, la pression partielle en H_2O est de 270 bars. La pression partielle en CO_2 est estimée entre 40 et 210 bars selon les modèles. Enfin, la pression partielle de N_2 et des gaz rares est estimée autour de 1 bar, soit environ la valeur actuelle.

Ce dernier point se retrouve dans la plupart des modèles d’évolution d’atmosphère : les gaz rares et

le diazote étant relativement inertes et lourds, ils réagissent peu et sont peu sujets à l’échappement atmosphérique. Aussi estime-t-on habituellement que leurs pressions partielles sont figées depuis la mise en place de l’atmosphère secondaire.

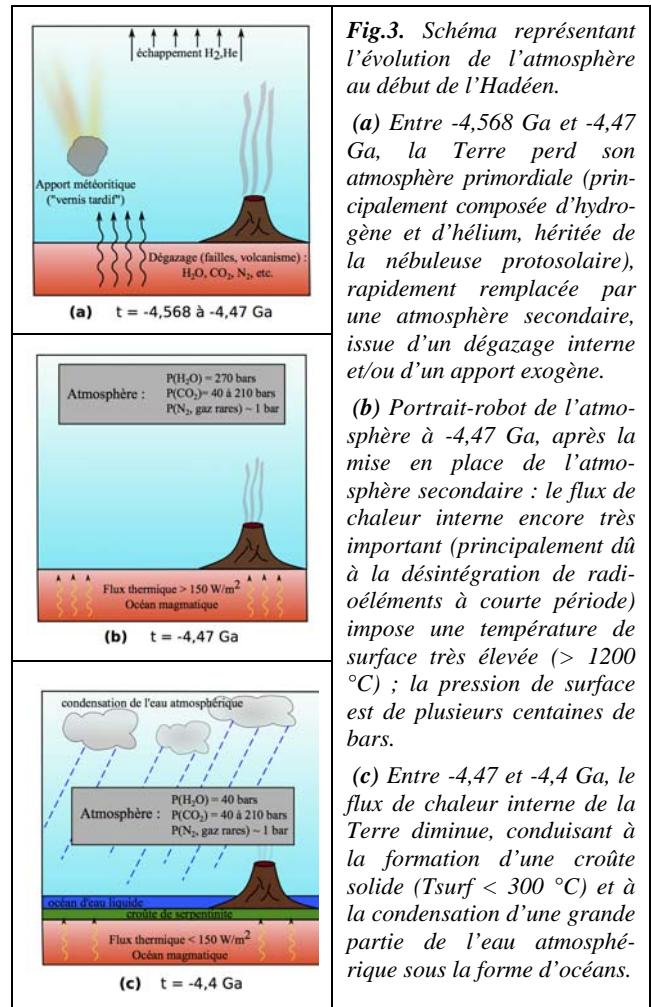


Fig.3. Schéma représentant l’évolution de l’atmosphère au début de l’Hadéen.

(a) Entre -4,568 et -4,47 Ga, la Terre perd son atmosphère primordiale (principalement composée d’hydrogène et d’hélium, héritée de la nébuleuse protosolaire), rapidement remplacée par une atmosphère secondaire, issue d’un dégazage interne et/ou d’un apport exogène.

(b) Portrait-robot de l’atmosphère à -4,47 Ga, après la mise en place de l’atmosphère secondaire : le flux de chaleur interne encore très important (principalement dû à la désintégration de radioéléments à courte période) impose une température de surface très élevée (> 1200 °C) ; la pression de surface est de plusieurs centaines de bars.

(c) Entre -4,47 et -4,4 Ga, le flux de chaleur interne de la Terre diminue, conduisant à la formation d’une croûte solide ($T_{\text{surf}} < 300$ °C) et à la condensation d’une grande partie de l’eau atmosphérique sous la forme d’océans.

-4,47 à -4,4 Ga : mise en place des océans

À partir de -4,47 Ga, le flux de chaleur interne devient suffisamment faible pour autoriser la formation d’un croûte solide à la surface de la Terre. La température externe n'est plus alors que de l'ordre de 300 °C. À cette température, et pour les conditions de pression régnant alors, l'eau commence à condenser (Fig. 3 c). Les océans se forment alors par précipitation de l'eau condensée à un rythme effréné (peut-être en moins de 1000 ans).

La première contrainte certaine que nous pouvons poser est la présence d'eau liquide stable à la surface de la Terre à -4,4 Ga. Celle-ci est attestée par l’existence de zircons découverts à Jack Hills, en Australie, au début des années 2000 (figure 4).

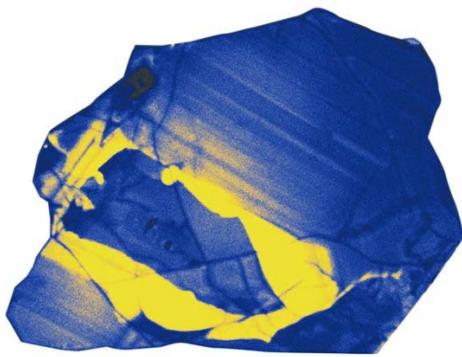


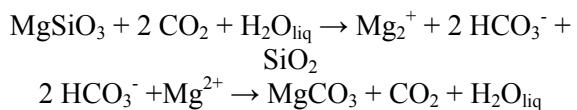
Fig4. Image en cathodoluminescence du plus vieux zircon terrestre, attestant la présence d'eau liquide il y a 4,4 Ga.
Crédits : John Valley, Université du Wisconsin.

Le zircon est un minéral de formule $ZrSiO_4$ très utilisé en géochronologie, notamment parce qu'il est dur (donc stable) et qu'il inclut des éléments radioactifs lors de sa cristallisation, rendant précise sa datation absolue. L'existence de ces zircons il y a 4,4 Ga assure aux géologues la présence d'eau liquide stable en grandes quantités, et donc d'océans, à la surface du globe.

Les modèles conduisent à une pression partielle en eau de l'ordre de 40 bars à -4,4 Ga, avec une pression partielle en CO_2 toujours comprise entre 40 et 210 bars selon les modèles (figure 3 c).

De -4,4 Ga à -4,0 Ga : séquestration du CO_2

Après la condensation des océans, le dioxyde de carbone devient le composant majoritaire de l'atmosphère. La température au sol est alors encore très élevée (200 à 250 °C), du fait d'un important effet de serre. Dans ces conditions, une véritable « pompe à carbone » se met en place, par lessivage des roches silicatées, selon une réaction de carbonatation du type :



On peut voir que le bilan net de cette réaction est le piégeage sous forme de carbonate insoluble d'une molécule de CO_2 de l'atmosphère. La principale inconnue concernant le piégeage du dioxyde de carbone est sa durée. De fait, il dépend en premier lieu de la quantité de CO_2 initialement présente dans l'atmosphère (de 40 à 210 bars selon les modèles), mais aussi de l'efficacité du processus. En effet, la pompe à CO_2 fonctionne d'autant mieux que le renouvellement des roches lessivables et que l'enfouissement dans le manteau (séquestration à long terme) est rapide. Ces deux derniers points sont directement corrélés à l'existence d'une tectonique des plaques, dont on ne sait pas précisément à quelle date elle s'est mise en place.

De nombreux indices laissent cependant supposer que cela s'est fait très tôt dans l'histoire de la Terre, ce qui impliquerait une diminution rapide de la quantité de CO_2 dans l'atmosphère.

Au final, le portrait robot de l'atmosphère à -4 Ga est le suivant : l'eau a fini de se condenser, pour atteindre une pression partielle dans l'atmosphère de quelques centaines de ppmv (parties par million en volume), fortement dépendante de la température. La pression en CO_2 a chuté à une valeur de l'ordre de 1 bar, du fait du piégeage sous forme de carbonates. La pression partielle en diazote est de l'ordre de 1 PAL (Present Atmospheric Level). Enfin, nous allons discuter la présence éventuelle en quantité non négligeable de deux autres gaz : CH_4 et H_2 .

Le méthane

Comme nous venons de le voir, l'enfouissement du CO_2 atmosphérique a peut-être été très rapide. Or, la luminosité solaire étant à cette époque beaucoup plus faible (cf. infra, « le paradoxe du Soleil jeune »), en l'absence de gaz à effet de serre efficace comme l'eau ou le dioxyde de carbone, la température de surface aurait été très inférieure à 0 °C, conduisant à une glaciation totale de la Terre, phénomène connu dans la littérature sous le nom de « Terre- boule-de-neige » (Snowball Earth). Le problème est que cette vision d'une Terre froide est en totale contradiction avec les valeurs des paléotempératures des océans au début de l'Archéen (-3,8 Ga), déterminées par mesures des isotopes de l'oxygène et du silicium dans les roches. Si l'hypothèse de la séquestration rapide du CO_2 est avérée, il faut alors faire appel à un autre gaz à effet de serre pour expliquer ce paradoxe apparent : le candidat privilégié est généralement le méthane CH_4 , gaz à effet de serre efficace. Le problème est que la durée de vie du méthane atmosphérique est faible, ce gaz étant très sensible aux rayonnements ultraviolet.

Pour expliquer sa présence sur plusieurs centaines de millions d'années en quantités suffisantes pour assurer une température de surface positive, il faut donc imaginer des processus de création constante de méthane. Il se trouve qu'il existe à cette époque une source abiotique potentiellement importante de méthane : il s'agit de l'altération de la croûte océanique (serpentinisation) par des fluides hydrothermaux riches en CO_2 , conduisant à la formation de CH_4 par des réactions de type Fischer-Tropsch. S'il existait donc bien une source de méthane, il est difficile, voire impossible, de déterminer dans quelle mesure ce processus était efficace et donc de savoir avec certitude si ce gaz a pu faire office de gaz à effet de serre.

Le paradoxe du Soleil jeune

Les modèles d'évolution stellaire prédisent que la luminosité solaire était de l'ordre de 27 % plus faible qu'aujourd'hui il y a 4 milliards d'années, et encore 20 % plus faible il y a 2,8 Ga. Or, la température à la surface d'une planète est déterminée par l'énergie qu'elle reçoit de son étoile, son albédo (la fraction d'énergie qu'elle réfléchit directement) et l'effet de serre dû à son atmosphère. En supposant une atmosphère identique à celle que connaît actuellement la Terre, la luminosité solaire aurait été totalement incapable, à l'Hadéen et l'Archéen, d'assurer une température de surface supérieure à 0 °C (figure 6). Une telle configuration aurait conduit à une Terre totalement recouverte de glace, qualifiée de ce fait de « Terre boule-de-neige ».

Or, les archives géologiques montrent que tel n'était pas le cas ; au contraire, tout semble indiquer que les océans étaient plutôt chauds à l'Archéen. Seules trois glaciations principales ont été enregistrées avant -2 Ga. Ce paradoxe apparent, qualifié de « paradoxe du Soleil jeune » (ou faible - faint sun paradox en anglais), a été mis en évidence par Sagan et Mullen au début des années 70. Depuis, un certain nombre de modèles ont été proposés pour expliquer ce paradoxe, tous faisant appel à une contribution majeure des gaz à effet de serre. Un mécanisme intéressant avancé par Walker propose un climat régit par un cycle des carbonates-silicates : lorsque la température est positive, le lessivage des roches conduit à une diminution du CO₂ atmosphérique par carbonatation. Lorsque la teneur en dioxyde de carbone devient trop faible, la Terre se retrouve recouverte de glace : le mécanisme de séquestration du carbone est alors arrêté (plus de circulation d'eau liquide). L'atmosphère s'enrichit alors en CO₂ rejeté par les volcans, jusqu'à ce que l'effet de serre soit suffisant pour permettre une température positive, conduisant à une déglaciation. L'eau liquide pouvant à nouveau circuler, la « pompe à CO₂ » peut alors reprendre, et ainsi de suite ... D'autres modèles, notamment celui de Kasting concernant l'atmosphère archéenne, supposent que le gaz à effet de serre responsable d'une température de surface positive est le méthane, faisant appel à des origines géologiques, voire biologiques, de ce gaz.

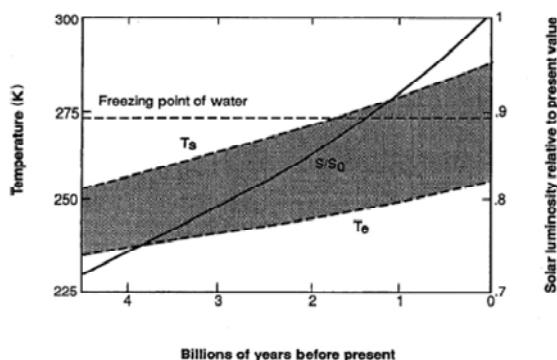


Fig.5 : Illustration du paradoxe du Soleil jeune. La courbe en trait plein représente l'évolution de la luminosité solaire

relativement à sa valeur actuelle. La courbe pointillée inférieure représente l'évolution de la température effective, la courbe pointillée supérieure représente celle de la température de surface en supposant une atmosphère identique à l'atmosphère actuelle. On voit que selon ce modèle, la température à la surface de la Terre aurait dû être négative jusqu'à environ -2 Ga, ce qui contredit les archives géologiques. D'après Kasting et Catling (2003).

Le dihydrogène

Le cas du dihydrogène est intéressant à plusieurs points de vue. Tout d'abord, dans un but de recherche des origines de la vie, une atmosphère riche en H₂ étant une atmosphère réductrice, propice à la synthèse de molécules organiques. C'est ce type d'atmosphère réductrice qu'utilisèrent Stanley Miller et Harold Urey dans leur célèbre expérience de 1953, au cours de laquelle ils montrèrent la possibilité de produire des acides aminés de manière abiotique. Si les sources de dihydrogène dans l'atmosphère sont bien identifiées (réactions de serpentisation précédemment citées, sources volcaniques - principalement sous la forme H₂S), le problème de la rétention dans l'atmosphère de ce gaz ce situe plus haut. En effet, H₂ étant le gaz diatomique le plus léger, et il est par conséquent soumis à l'échappement de Jeans.

Si de nos jours, l'hydrogène est soumis à l'échappement de Jeans², du fait de la température élevée de la thermosphère (>1 000 K), il n'en était peut-être pas de même à l'Hadéen. En effet, les travaux récents de Tian et al. (2005) tendent à montrer que l'exosphère pouvait être beaucoup plus froide à l'Hadéen, suivant la quantité de CO₂ dans l'atmosphère. Par ailleurs, certains auteurs ont pendant longtemps avancé l'existence d'une exosphère très chaud (T > 10 000 K) du fait du flux UV important à l'Hadéen. Ce point de vue est aujourd'hui remis en cause, et il a été montré qu'un flux UV important entraînerait un échappement hydrodynamique de l'atmosphère, lequel pourrait assurer une température exosphérique modérée (inférieure à 1 000 K) du fait des processus de refroidissement adiabatique. Toutes ces considérations, couplées à des activités hydrothermale et volcanique alors beaucoup plus intenses, conduisent à penser que l'atmosphère à l'Hadéen a pu être, au moins pendant une certaine période, riche en dihydrogène.

(suite dans le prochain numéro)

² L'échappement de Jeans correspond à l'échappement thermique des constituants d'une atmosphère par ailleurs en équilibre hydrostatique. Il se produit dans la haute atmosphère, au niveau de l'exobase, limite au delà de laquelle le libre parcours moyen des particules devient supérieur à l'épaisseur de la couche d'atmosphère située au dessus d'elles. Cet échappement concerne en premier lieu les particules les plus légères : de nos jours, seul l'hydrogène est soumis à cet échappement.