

《フロンティアセミナー・テキスト》

地球惑星環境進化論 第1回

門屋 辰太郎¹, 渡邊 吉康¹, 関根 康人², 田近 英一²

2012年4月3日受領, 2012年7月31日受理.

(要旨) 宇宙にはハビタブルな惑星が多数存在することが予想される. しかし, そのような惑星環境が形成され, 長期間維持されるために必要な条件は必ずしも自明ではない. 地球が典型的なハビタブルプラネットかどうかはいまのところ不明であるが, 少なくとも現時点で私たちが知り得るハビタブルプラネットの唯一の実例である. したがって, 地球のハビタビリティを理解することは, 太陽系外惑星系におけるハビタブルプラネットを考える上で必要不可欠といえる. 本テキストでは, 地球環境の形成と進化および変動, 生命進化との関わりについて, 比較惑星環境学的視点から考察する. 第1節において水惑星環境のシステム論的な安定性を議論し, 第2節で冥王代から太古代, 原生代初期にかけての地球表層環境進化を議論する. さらに, 第3, 4節では原生代初期と後期にそれぞれ起きた大気酸素濃度の上昇と全球凍結イベントについて議論する.

1. 水惑星環境システムの安定性

地球上の生命は, 基本的に海において誕生し進化してきたものと考えられており, また液体の H_2O を溶媒とした化学反応ネットワークにより生命活動を営んでいる. すなわち, 生命にとって液体の H_2O の存在は必要不可欠である. そこで, 地表面に H_2O が液体状態で存在可能な惑星のことをハビタブルプラネット(生命生存可能惑星)と呼ぶ. ここではとくに, 地表面に地球並みの量($\sim 10^{21}$ kg)の水を持つ惑星のことを“水惑星”と呼ぶことにする.

惑星が水惑星として存在するためには, 惑星表層に十分な量の H_2O が存在することに加えて, 地表面における温度条件が H_2O の三重点($0.01^\circ C$)と臨界点($374.15^\circ C$)の間になければならない. この条件に基づき, 惑星表層に液体の H_2O が存在しうる軌道領域であるハビタブルゾーンについて議論することが可能となる.

まず, ハビタブルゾーンの内側の境界は, H_2O がすべて蒸発してしまう条件から定義できる. 物理的には,

惑星の受け取る正味入射太陽放射が水蒸気大気の射出限界である約 300 W/m^2 となる軌道長半径(現在の太陽系では 0.84 AU 付近)である[例えば1, 2]. もしも水惑星がこの境界より中心星の近くに存在する場合, 正味入射太陽放射が大気上端における惑星放射よりも大きくなるため, 惑星表面が暴走温室状態に陥る. この場合, 海水はすべて蒸発してしまう. これより少し低い太陽放射条件(現在の太陽系における軌道に直すと 0.95 AU 付近)でも, 大気上層で水蒸気が分解し, 水素が宇宙空間へ散逸することによって46億年以内に H_2O が失われてしまうという湿潤温室状態が知られており, これをハビタブルゾーンの境界だと考えることもできる[3].

ハビタブルゾーンの外側の境界は, H_2O がすべて凍結する条件から定義できるが, その位置はあまり明確には定まっていない. ひとつの考えは, CO_2 の凝結によって CO_2 雲が形成される条件(正味太陽放射 \leq 約 130 W/m^2 , 現在の太陽系では 1.37 AU 以遠)に基づく[3]. これは CO_2 雲が形成されると, 太陽放射の反射率が増すなどの影響のために地表面温度が低下し, 全球凍結してしまう可能性があるからである. ただし, 雲粒の粒径等の条件によっては, CO_2 雲は逆に強い温室効果をもたらすため, 最適条件ではかなり遠方(現在

1. 東京大学大学院理学系研究科

2. 東京大学大学院新領域創成科学研究科

kadoya@astrobio.k.u-tokyo.ac.jp

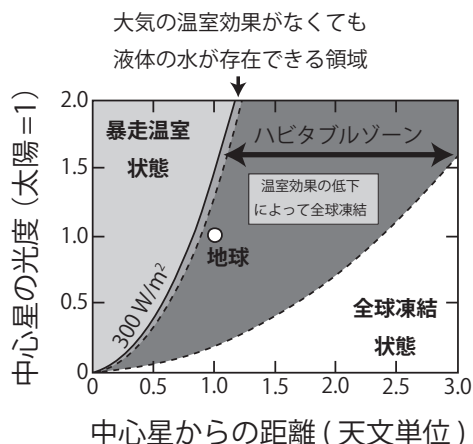


図1：水惑星の気候状態とハビタブルゾーン[6]に基づく。内側限界は暴走温室限界[3]，外側限界はCO₂雲の温室効果限界[4]を仮定した。大気(二酸化炭素など)の温室効果がない場合には，液体の水が存在しうる領域は非常に狭いことに注意。例えば，地球も十分な大気の温室効果がなければ全球凍結状態に陥ることになる。

の太陽系では2.4 AU付近)までハビタブルゾーンを広げる可能性もある[4](ハビタブルゾーンの境界についての詳細は，阿部(2009)[5]を参照のこと)。

以上の議論でも分かるとおり，ハビタブルゾーンというのは液体の水が物理的に存在できる条件を満たす領域のことであって，実際に水が液体として存在していることを保証するものではない。ハビタブルゾーン

に軌道を持つ惑星表面に，実際に水が液体状態で存在するためには，十分な量の水が存在しなければならないほか，大気(通常はCO₂による)温室効果が必要である。上述の議論では，これらの条件が暗に仮定されている。もし温室効果ガス(例えばCO₂)が大気中に十分存在しなければ，たとえ惑星の軌道がハビタブルゾーンにあったとしても，H₂Oは凍ってしまう。

このことは，太陽放射と地球放射のつり合いで決まる地球の有効温度が-18℃であり，もし大気の温室効果がなければ液体の水は安定に存在できないことや，実際，過去において地球は繰り返し全球凍結したという事実からも理解できるであろう。大気中にCO₂等の温室効果ガスが含まれないとした場合，惑星表面に液体のH₂Oが存在できる軌道領域はきわめて限られる(暴走温室限界より外側でかつ有効温度が273 K以上の領域)[6](図1)。

つまり，惑星が水惑星として存在できるためには，ハビタブルゾーン内部に軌道を持つことに加え，大気中に十分な量の温室効果ガスを有していること，またその温室効果が長期にわたって安定的に維持されることが本質的に重要な条件となる。

地球の長期的な表層環境進化において二酸化炭素(CO₂)は重要な役割を担ってきたものと考えられている。CO₂は温室効果を持つこと，表層に多量に存在すること，そして光化学的にも安定であることがその理

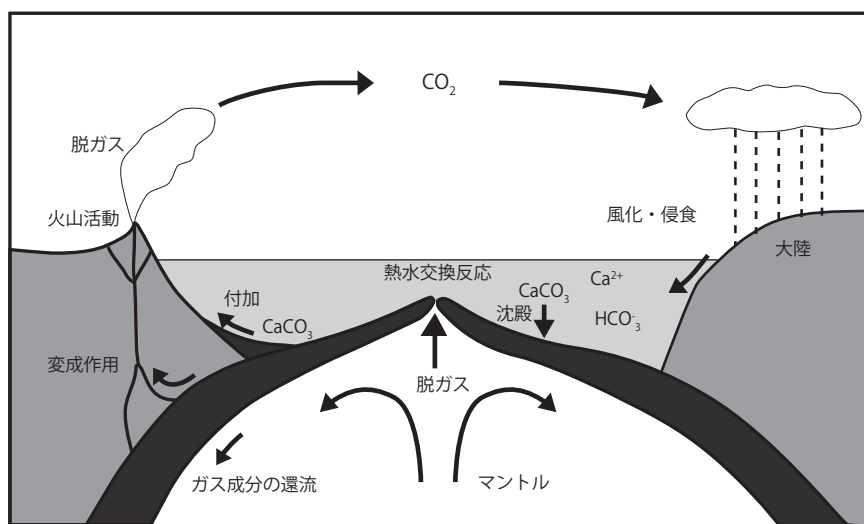
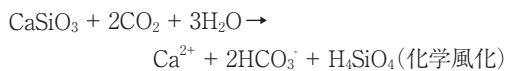


図2：大気-海洋-地殻-マントル間の炭素循環の概念図[8]に基づく。大気中のCO₂量は火山活動に伴うCO₂の脱ガスによる供給と風化を介したCO₂の除去のバランスで決まっている。

由である。大気中のCO₂濃度は、火成活動に伴うCO₂の脱ガスによる供給と、大陸を構成するケイ酸塩鉱物の化学風化を介したCO₂の除去のバランスによって決まる[7]。中央海嶺や沈み込み帯などの火成活動によって大気に供給されたCO₂は、地球表層の水循環に伴い雨水や地下水に溶け込んで、大陸表面のケイ酸塩鉱物を溶解する化学風化反応を起こし、それによって溶出したカルシウムなどの陽イオンとともに海洋へ運ばれる(図2)。海洋では、これらの陽イオンとCO₂が結合し、炭酸塩鉱物として海洋底に沈殿する。海洋底に堆積した炭酸塩鉱物は、プレートの沈み込みにより地球内部に運ばれ、高温条件下で分解してCO₂として再び大気へ供給される(図2)。

ここで、ケイ酸塩鉱物の化学風化および炭酸塩鉱物の沈殿の過程を簡略化して表すと、以下のような化学反応式で記述できる。



化学風化の反応速度は、アレニウス則に従い、温度に対して正の依存性を持つ。その一方、炭酸塩鉱物の沈殿反応は、溶解しているカルシウム・イオンと炭酸イオンの濃度の積が熱力学的に決まる溶解度積を上回ることによって進行する。このため、たとえば平衡状態にある系において、何らかの理由で地表面温度が上昇すると、それに伴って大陸のケイ酸塩風化率が上昇し、その分、炭酸塩鉱物の固定が進むことで大気中のCO₂は減少する。これに伴って温室効果が弱まり、結果的に地表面温度は低下する。大気海洋系におけるCO₂の供給から除去までの時間(平均滞留時間)は10万年スケールである[7]。これより長い100万年以上の気候変動に対して、このようなCO₂の負のフィードバック(ウォーカー・フィードバック)は気候の安定化メカニズムとして有効にはたらくと考えられる。

ところで、恒星進化の標準理論によると、過去に遡るほど太陽は暗かったことが示唆されている。太陽放射の減少だけを考えると、過去に遡るほど地球は寒冷であり、約20億年前より以前の地球は全球凍結していたことになる。しかし実際には、液体のH₂O(すなわち海洋)の存在を示す地質学的証拠は、少なくとも約38億年前から存在している。これは「暗い太陽のパラドックス」と呼ばれる問題で、基本的に上述の炭素

循環システムにおけるウォーカー・フィードバックによって解決されると考えられている[例えば7]。

すなわち、炭素循環を考慮すると、太陽が暗かった時代において現在よりもずっと高い大気CO₂濃度による温暖環境が実現することによって、CO₂の脱ガス率と除去率の釣り合いが達成される[8, 9]。このような炭素循環システムによる気候安定化のメカニズムは、地球が40億年以上もの間、水惑星として安定的に存在することができた大きな要因であると考えられる[6]。ただし、実際の地球史においては、大陸の成長やCO₂脱ガス率の変化、あるいはCO₂以外の温室効果ガスの存在などの条件の変化によって、地球環境は時として大きく変動してきた。

2. 炭素循環と気候進化

2.1 初期地球の表層環境

地球が誕生してから約5.5億年間は冥王代と呼ばれている。この時代の地質学的証拠は現在ほとんど残っていないが、隕石重爆撃の影響により、比較的還元的な組成の大気、すなわちCO₂、N₂に加えて、H₂やCOを含むような大気を持っていた可能性が高いことが理論的に示唆されている[例えば10]。しかし、H₂の選択的な宇宙空間への散逸によって不可逆的な酸化が起こり、その結果、初期大気はCO₂とN₂を主体とするものへ変貌していくと考えられる[11, 12]。初期の大気組成は、生命の起源とも密接に関係している。紫外線や放電などの形でエネルギーをCH₄やNH₃が含まれるような強還元的組成のガスに与えると、生体分子の構成要素のひとつであるアミノ酸が比較的容易に生成されるが、CO₂とN₂のみからなる酸化的組成のガスからはほとんど生成されないことが知られている[13]。

約40~30億年前の初期地球の表層環境が現在と大きく異なる点の一つに、当時は大陸がほとんど存在していなかったことが挙げられる。これまで地質記録に基づいていくつかの大陸成長モデルが提案されてきたが、多くのモデルで共通しているのは、大陸地殻は約30億年前から20億年前にかけて急成長し、それ以前はごく小さかったという点である[例えば14, 15]。大陸面積が非常に小さい場合、炭素循環システムにおい

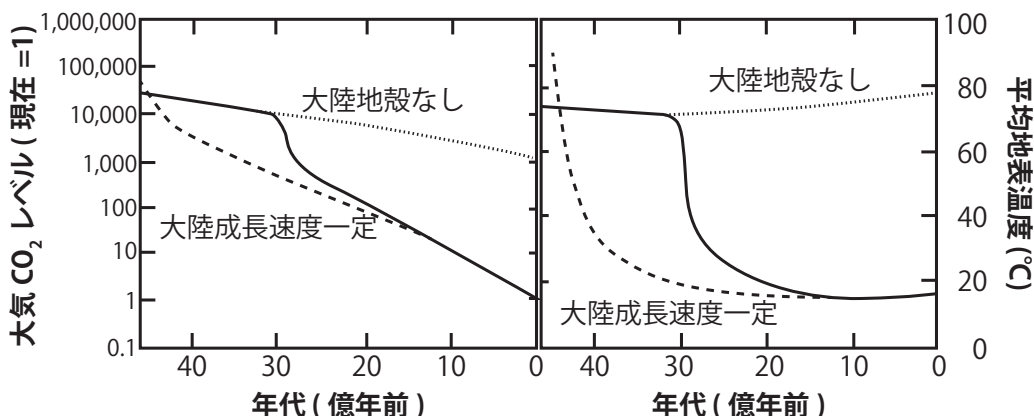


図3：大陸成長に伴う大気CO₂濃度と地表面温度の変化〔8, 9〕に基づく。太陽放射の時間的増大と大陸成長を境界条件として与え、二酸化炭素の脱ガス率変化を地球内部の熱進化計算から推定し、炭素循環の応答を調べたもの。実線は、大陸の大きさが30億年前以前は地表面の1/100程度であり、30～20億年前にかけて急成長したと仮定した場合の炭素循環モデリングによる結果。破線と点線は、比較のために、それぞれ大陸成長速度が一定の場合と大陸地殻なしの場合(実際には、現在の1/100相当の火山島や島弧を想定した陸面を仮定)について推定した結果。

では、大陸の単位面積あたりの化学風化率を著しく高めなければ、火成活動によるCO₂の供給率と釣り合わなくなってしまう〔8, 9, 16〕。そのためには、大気CO₂分圧が10気圧程度、地表面温度は50～100℃以上に達するような超温暖な環境条件が理論的に予想される〔8, 9, 16〕(図3)。

では、当時は本当に超温暖環境が実現されていたのであろうか。実際、太古代から原生代にかけての深海底堆積物中のシリカの酸素同位体比や、系統発生的手法で復元されたアミノ酸の祖先配列推定に基づいたタンパク質の熱安定性からは、太古代の海水温は約70℃以上と非常に高温で、海水温の低下は原生代に入ってから生じたという傾向が示唆されており〔17, 18〕、理論的な推定と整合的である。ただし、これらの指標が示唆する温度は、海底熱水噴出孔付近の環境を反映したものではないかという反論もある。たとえば、海洋表層で沈殿したと考えられるリン酸塩鉱物の酸素同位体比からは、約35億年前以降、海水温は30℃程度であったことが示唆される〔19〕。つまり、初期地球が本当に超温暖環境であったのかは、まだ決着していない。

大陸地殻がほとんどない場合には、CO₂の除去過程として海洋地殻の風化や海底熱水系における炭酸塩の沈殿が重要となる。しかしながら、これらのプロセスに関する実験や観測による定量的理解はまだ不十分で

ある。これらの重要性次第では、大陸面積が小さい時代においても地表面温度は比較的低めに保たれたかもしれない。こうした初期地球環境の理解は、H₂O存在量の多い太陽系外の水惑星(全表面が海で覆われていて陸地がほとんどない場合はとくに“海惑星”と呼ぶことにする)の気候を考える際にも重要となる。

2.2 暗い太陽のパラドックス再燃

最近、通常は主として過去数千万年における大気中CO₂濃度を復元する手法が原生代以前に対しても試みられるようになってきた。その一つに、同時代の地層中に含まれる有機炭素と無機炭素の炭素同位体比の差(炭素同位体分別効果)からCO₂濃度を推定したものがあある〔20〕。

光合成プランクトンは、CO₂を取り込んで炭素固定を行うが、その際、軽い炭素(¹²C)を選択的に取り込む性質がある。光合成を行う一次生産者のδ¹³C値と海水から沈殿した無機炭素のδ¹³C値の差は25‰程度である。ただし、δ¹³Cは次式で定義される。

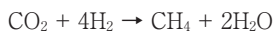
$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}}} - 1 \right] \times 1000 \text{ ‰}$$

この差は主として光合成における炭素同位体分別効果に起因するが、分別効果の大きさは環境中のCO₂濃度に依存する。そこで、同層準の無機炭素と有機炭素の炭素同位体比の差から過去のCO₂濃度の推定を行うこ

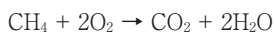
とができる。KaufmanとXiao [20]は、この手法を用いて、およそ14億年前のCO₂濃度が現在の10~200倍以上であったと推定した。この値は、Kasting [21]による大気中のCO₂濃度の理論的推定範囲と整合的であり、当時の地球環境がCO₂の温室効果によって温暖に保たれていたことを支持する。

これより古い時代の大气CO₂濃度については、古土壤に含まれる鉱物の生成条件に注目した推定例がある。それによると、太古代末~原生代初期(27.5~22億年前)の二酸化炭素濃度は理論的推定よりもずっと低く、もしも他に温室効果源がなければ地球は全球凍結してしまう。27.5~22億年前の古土壤には、炭酸塩鉱物の一種である菱鉄鉱(シデライト, FeCO₃)が存在しない [22]。菱鉄鉱は大気中のCO₂分圧が10⁻²~10⁻³気圧以上でなければ熱力学的に不安定であるため、古土壤に含まれていないということは当時のCO₂分圧がこの値以下であることを示唆する [22]。もしこの推定が正しくかつ当時の地球が温暖だったとすれば、地表環境を温暖に保つためにCO₂以外の温室効果ガスも重要な役割を果たしていたことになる。また、鉱物の熱力学平衡についての議論をより古い年代に適用して、太古代の地球大気中にはCO₂やCH₄が地球を温暖に保つために十分な量存在しなかったとする研究もある [23]。ただし、こうした熱力学的平衡の議論には不確定要素も多く、反論も少なくない。

さて、Kastingらは、貧酸素大気中に存在するCH₄の温室効果が重要であると考えた [24-26]。現在の大気中のCH₄は、主にメタン生成菌によって以下の反応で生成されている。



このほとんどは、メタン酸化菌がO₂やSO₄を使って除去している。



この結果、現在では正味のCH₄生成率は低い。正味が放出されたCH₄も、大気上層における光化学反応によって数年スケールでCO₂に変化するため、大気中のCH₄分圧は非常に低いレベル(~1 ppm程度)に保たれている。

しかしながら、O₂濃度の低かった太古代や原生代初期には、海水中のSO₄濃度も低いためにCH₄はほとんど除去されず、正味のCH₄生成率が非常に高かった

と考えられる。また、光化学反応によるCH₄の分解を考慮しても、結果的に大気中にはCH₄が数百ppm程度存在した可能性がある [25]。当時はCH₄やその光化学反応で生成されるC₂H₆の温室効果により、CO₂分圧が低い状態でも地表が温暖に保たれていたかもしれない [25, 27]。この場合、炭素循環によって大気中のCO₂分圧は低くなるが、それでもCO₂の脱ガス率に釣り合う速度で大陸の岩石の化学風化を起こすことができる。したがって、このモデルはCO₂分圧が低いとする地質的証拠とも調和的である。

ところが、大気中のCH₄濃度が高くCH₄/CO₂ > 0.1のような条件になると、光化学反応によって有機物エアロゾルの“もや”が生成する。このもやは、大気上層で太陽可視光を吸収して地表温度を低下させる“反温室効果”を持つ [28]。その結果、もやの反温室効果と温室効果が相殺して、CH₄やC₂H₆だけでは地表を温暖にすることができなくなるという問題が生じる [27]。

WolfとToon [29]は、ホイヘンス・プローブによって観測された土星の衛星であるタイタンの大気中の有機物エアロゾルがフラクタル構造を持つ点に注目した。フラクタル構造を持つエアロゾルによる太陽光の遮蔽は、可視光領域に比べて紫外光領域で効果的に生じる [29]。紫外光が遮蔽されると、対流圏でNH₃が光分解を受けずに長期間にわたって高濃度で安定に存在できるようになる。もしタイタン大気と同様のエアロゾルが過去の地球大気にも存在したなら、地表はNH₃の温室効果によって温暖に保たれた可能性がある [30]。

以上のように、地球史前半の表層環境を温暖に維持していたメカニズム、すなわち“暗い太陽のパラドックス”問題は、実はまだきちんと解かれていない。従来はウォーカー・フィードバックによって解決されたと思われていたが、最近ではその描像が二転三転している。大陸が30~20億年前に急成長を始め、CO₂分圧が低下し始めるとともに、この時期にCH₄など他の温室効果ガスの重要性が相対的に増すことは理論的にも十分ありうる。一方で、約22億年前以降は、大気中のO₂濃度が上昇してCH₄などの還元ガスの存在量が低下し、再びCO₂が地球環境を温暖に保つための主役に回り咲いた可能性がある [20]。

3. 大気の進化と酸素

3.1 大気はいつ酸素を含むようになったのか

酸素(O₂)は現在の地球大気の主成分のひとつであるが、継続的な供給がなければ、地球表層に存在する還元物質の酸化によって数百万年スケールで消失してしまう、化学的に不安定な分子種である[31]。地球の場合、O₂の継続的供給は生物の光合成によるものであることから、系外惑星大気中におけるO₂やO₃の検出は生命活動の証拠(バイオマーカー)となり得るものと考えられている[32]。したがって、地球大気がいつどのようにO₂を含むようになったのかを明らかにすることは、いまや地球科学の枠を超え、惑星科学や天文学においても重要な意味を持つ。

地球大気中のO₂濃度増加の時期を制約する地質学的証拠は、大きく1)鉱物学的証拠、2)古生物学的証拠、3)地球化学的証拠の3つに分けられる。以下では、それらの代表的なものを紹介する。

まず鉱物学的証拠としては、鉄やウランなど環境の酸化還元状態に敏感な元素の鉱物中での存在形態や存在度の変化がある[例えば33-35]。たとえば鉄は、富酸素条件では不溶性のFe³⁺となり水酸化鉄(Fe(OH)₃)や赤鉄鉱(Fe₂O₃)として沈殿するが、貧酸素条件では水溶性のFe²⁺となる[34]。赤色土層と呼ばれる赤鉄鉱の皮膜に覆われた堆積物が普遍的に産出するようになるのは約22億年前以降であり、縞状鉄鉱床の形成年代は25~20億年前に集中していることが知られている[35]。一方、ウランは鉄とは逆に富酸素条件では水溶性、貧酸素条件では不溶性となる。碎屑性のウラン鉱床は、約24.5億年前以降に形成されたものは知られていない。これは、それ以降の富酸素条件下では、河川によって碎屑物が海洋へ運搬される途中で、そこに含まれるウランが速やかに酸化されて水溶性イオンになったからだと考えられる。これらの鉱物学的証拠とともに、25~20億年前に大気中のO₂濃度の上昇があったことを示唆している[35]。最近では、鉄やウランよりも酸化還元電位が高く、酸化還元状態により敏感なモリブデンやレニウムを使って、25億年前以前のO₂濃度の変化を調べる研究が行われている[36, 37]。

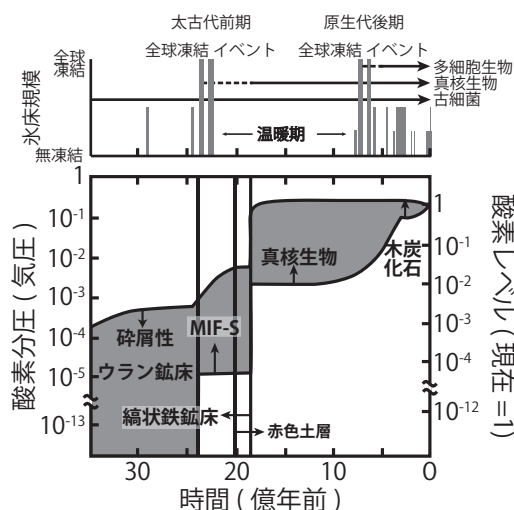


図4： 鉱物学的・古生物学的・地球化学的証拠に基づいて推定された地球史を通じたO₂分圧の時間変化([21]に基づく)。ハッチ部分はO₂分圧が取りうる値の推定範囲を表す。各年代における上限と下限は地質記録等から制約されたもので、矢印は制約に使われた地質記録を表す(詳しくは本文参照)。大気中のO₂分圧は25~20億年前と8~6億年前に、段階的に上昇したと考えられている。図の上部には、氷河時代とその規模および真核生物や多細胞動物の出現時期を示す([55]に基づく)。

古生物学的には、シアノバクテリアや真核生物の出現時期が重要となる。シアノバクテリアは、分子系統学的にみて、最初の酸素発生型光合成生物だとされている[38]。真核生物は酸素呼吸を行うミトコンドリアを持ち、細胞膜を構成するステロールの合成のために酸素を必要とするなど、その生存には現在の0.1~1%以上のO₂濃度を必要とする。シアノバクテリアに関しては、約35億年前の地層からその微化石の発見の報告がなされたが、それは後に間違いだったことが明らかになっている[39]。また、2 α -メチルホパンというシアノバクテリアの分子化石(バイオマーカー)が約27億年前の地層から検出され、当時すでに酸素発生型光合成が行われていたとも考えられたが[40]、最近の微小領域分析技術の進歩により、この分子化石が実は後の時代の有機物の混入であったことが明らかになった[41]。現時点でシアノバクテリアの活動を示唆する最も古い証拠は、約24.5億年前の分子化石である[42]。さらに古い時代にストロマトライト(通常はシアノバクテリアがつくる石灰質の構造物と考えられるもの)が存在するという議論もあるが[43]、シアノバク

テリアが関与したものかどうかは不明である。一方、真核生物に関しては、最古の化石と考えられるものが、約20億年前の地層から産出しており[44]、酸素濃度の増加を示す鉱物学的証拠とも整合的である。

地球化学的証拠としては、最近になって堆積岩に含まれる硫黄の質量非依存同位体異常を用いた大気中の O_2 濃度の制約が盛んに議論されている。硫黄には4つの安定同位体が存在するが、通常の熱力学および生物学的な反応では質量数に依存した同位体分別を起こす[45, 46]。一方、大気中における SO_2 の光化学反応は、質量数に依存しない硫黄同位体比の分別効果(MIF-S)を起こすと考えられている[45]。大気中でこのような光化学反応が起き、MIF-Sの異常をもつ硫黄が堆積物に保存されるためには、1)オゾン層による紫外線遮蔽が起きていないこと、2)光化学反応の生成物である S_8 が大気中で酸化されて SO_2 に戻らないこと、という O_2 濃度に関係した2つの条件が満たされる必要がある。光化学モデルを用いた理論的推定によると、これが実現される大気中の O_2 濃度は現在の十万分の一以下である[47]。さまざまな地質時代の地層に含まれる硫化物や硫酸塩の硫黄同位体比を測定すると、このようなMIF-Sの異常は約24.5億年前以前には確認されるが、それ以降は認められなくなる[45, 47]。このことは、約24.5億年前を境に、大気中の O_2 濃度が現在の0.001%以上に上昇したことを示唆する[47]。ちょうどこの時期には、酸化還元に敏感な微量元素の挙動が変化するなどの地球化学的証拠も知られている[例えば36]。またこのほかにも、約22億年前になると炭素の同位体異常が認められるが、これに関しては次節で詳しく述べる。

以上の地質学的証拠をまとめると、24.5~20億年前の間に O_2 濃度がほとんどゼロの状態から、現在の1%程度まで急激に増加したという描像が得られる(図4)。さらに、約8~6億年前にも、 O_2 濃度の大幅な上昇があったと考えられており、それによって現在と同程度の O_2 濃度に達したものと考えられている[例えば35](図4)。

3.2 酸素上昇のメカニズム

一般に、大気中の O_2 濃度が増加するには、 O_2 と反応する還元的物質の供給率が低下するか、 O_2 の供給率が増加する必要がある[例えば48]。24.5~20億年前

に、いったい何が起こったのだろうか。

地球内部からの還元物質の供給率が低下した可能性としては、マントルから H_2O が脱ガスする際に、マントル中の鉄が酸化されるとともに、大気上端から H_2 が宇宙空間へ散逸することを通じて、マントルが時間とともに酸化され、マントルからの還元的成分の脱ガス率が低下した可能性[49]や、大陸地殻の成長により火成活動の主体が海底から陸上に変化し、脱ガス気体が高压低温で安定な還元的な組成から低压高温で安定な酸化的な組成に変化した可能性[50]などが提案されている。

一方、大気への O_2 の供給率が増加するには、次のような条件が必要である。 O_2 は光合成活動によって有機物を合成する際の副産物として生成される。しかし、生成した有機物がすべて酸化分解すれば、等量の O_2 が大気から除去されることになり、大気中に O_2 は蓄積しない。大気に O_2 が蓄積するためには、光合成によって生成された有機物が O_2 から物理的に隔離される必要がある。これは、有機物が海底堆積物中に埋没することによって実現される。

O_2 の大気への正味供給と有機物の堆積物への埋没は地球化学的に等価であるから、有機物の埋没率を地質記録から制約することにより、 O_2 の放出がいつ活発に起きていたのかを推定することができる。前述のように、生物は光合成の際、同位体的に軽い炭素を優先的に取り込む性質がある。同位体的に軽い炭素を取り込んだ有機物が堆積物中に埋没すると、結果として同位体的に重い炭素が大気海洋システムに残される。この炭素は海水から炭酸塩鉱物として沈殿して堆積物中に固定されるため、有機物の埋没率(= O_2 の供給率)が高かった時代の炭酸塩鉱物の炭素同位体比($\delta^{13}C$ 値)は、重い炭素の割合が高くなり大きな正異常を示すことになる。

原生代初期の炭酸塩岩の炭素同位体比の分析から、22~20億年前に大きな正異常がみられることが明らかにされた[51]。この正異常は、大気中に大量の O_2 が供給されたことを示す直接的証拠である。このことから、この炭素同位体比の正異常は「大酸化イベント」と名付けられた。まさにこのとき、急激な O_2 濃度の上昇をもたらされたものと考えられる(ただし、最近では約25~20億年前に生じた酸素濃度の増加現象全体を指して大酸化イベントと称する場合もあ

る)。

それでは、どうしてこの時期に O_2 の供給率が増加したのであるか。その解明は、地球大気中に酸素が含まれるようになった理由の理解のみならず、太陽系外惑星の大気中に酸素が含まれているかどうかを検討する上でも重要な知見となるはずである。そこで次節では、 O_2 供給率増大の原因が、同時期に生じた全球凍結(スノーボールアース)イベントと関係していた可能性について議論する。

4. 全球凍結と生命進化

4.1 スノーボールアース仮説

地球環境は、長期的には炭素循環システムが持つ地表温度に対する負のフィードバックと連続的な脱ガスによって、温暖で安定な状態に保たれてきたと信じられてきた。しかし、最近の地質学的研究によって、地球表面全体がほとんど完全に凍りついてしまうようなイベントが、原生代の初期(約23~22億年前)と後期(約7~6.5億年前)に起きたのではないかと考えられるようになった[52-55]。これは、“全球凍結(スノーボールアース)”と呼ばれる地球史上の大イベントであり、地球型惑星のハビタビリティを考える上でも非常に示唆的な現象である。

地球史においては、大陸上に大陸氷床(以下、氷床)が存在する寒冷な時代である氷河時代が、顕生代や原生代に何度か生じたことが知られている。氷河時代であることを示す地質学的証拠としては、氷河による大陸の浸食によって氷河末端に形成される、巨礫から粘土までの様々な大きさの碎屑物が入り混じった堆積物(ダイアミクタイト)や、礫が氷山によって沖合まで運ばれて堆積したドロップストーン、氷河の流動によって基盤岩に残された削痕などが挙げられる。原生代後期(約7~6.5億年前)には、このような氷河性堆積物が汎世界的に分布していることが知られている。興味深いことに、古地磁気の復元によって推定される当時の緯度を調べると、低緯度域で形成された氷河性堆積物が存在することが示唆される。

原生代後期の氷河時代には、さらに次のような不思議な特徴がある。まず、氷河性堆積物に付随した縞状鉄鉱床の形成である。縞状鉄鉱床は、大気中の O_2 濃

度の上昇によって、それまで海水中に溶存していた還元元的な Fe^{2+} が酸化されて形成したものと考えられており(第3節参照)、大気 O_2 濃度が上昇した約18.5億年前以降には基本的には形成されていない。ところが、約7億年前のスターチアン氷河時代においては、縞状鉄鉱床が約10億年ぶりに形成していることが明らかになっている[52]。

さらに、氷河性堆積物の直上に、通常は熱帯域の海洋で形成される炭酸塩岩が堆積している。これらの炭酸塩岩は氷河性堆積物を覆うようにして存在していることから“キャップカーボネート”と呼ばれる。その境界はシャープな整合面となっていることから、寒冷環境から熱帯環境へと非常に急激な環境変動が起こったことが示唆される。それに加えて、このキャップカーボネート中の無機炭素同位体比($\delta^{13}C$ 値)が $-5\sim-6\%$ という特別な値に漸近することも発見された[54]。この値は火山ガスの値に等しい。先に述べたように、地球表層には火山ガスとして CO_2 が供給されているが、通常は ^{12}C に富む有機炭素の生産とその埋没の結果、同時期の海水は ^{13}C に富むことになる。したがって、海水から沈殿する無機炭素は、火山ガスよりも ^{13}C に富むことになるため、 $\delta^{13}C$ 値は高く($\sim 0\%$)になっているのが普通である。したがって、無機炭素の同位体比が火山ガスに等しいことは、当時、光合成活動がほとんど完全に停止していた可能性を示唆する[54]。

氷河性堆積物が低緯度で形成されたという問題に関して、Williams [56, 57]は、当時の地球の自転軸傾斜角が非常に大きく(>54 度)、極域よりも赤道域で受け取る日射量のほうが小さかったことが原因であるとする仮説を提唱した。しかし、この仮説では上述のような地質学的な特異性を説明することはできない。

このような一連の地質学的特異性を一気に説明するのが、当時の地球全体が氷に覆われていたとする“スノーボールアース仮説”である[52]。スノーボールアース仮説の提唱以前においては、いったん地球が全球凍結状態に陥ってしまったら、氷の持つ高いアルベドによって太陽放射の大部分が反射されてしまうため、全球平均気温は $-40\text{ }^\circ\text{C}$ という酷寒の世界となって、地球は二度と温暖な気候へ戻るができないと考えられていた。しかし、Kirschvink [52]は、水循環が停止した全球凍結下においては大気中の CO_2 の除去がほとんど起こらなくなるため、地球は全球凍結状態から

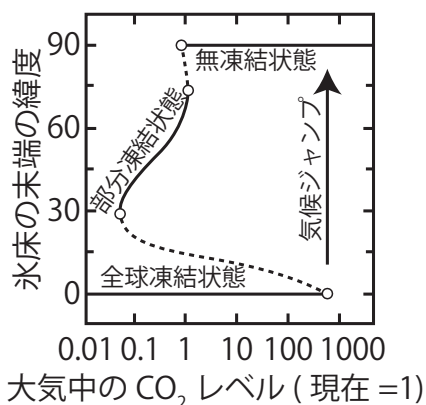


図5：地球が取り得る気候状態(大気中のCO₂レベルと氷床末端緯度)。実線は数学的な安定解、破線は不安定解。現在の太陽光度を仮定し、与えた氷床末端緯度を実現するCO₂レベルを南北一次元エネルギー収支モデルを用いて計算したもの。同じCO₂レベルでも惑星アルベドの違いに応じて複数の解が存在する条件があることに注意。全球凍結状態に陥っても大気CO₂の蓄積に伴って無凍結状態へ気候ジャンプが起こる(図は[59, 60]に基づく)。

回復できると考えた。すなわち、全球凍結の間も火山活動を通じてCO₂は常に大気に供給されるが、大陸の化学風化や生物による光合成活動による除去が起こらないため、CO₂が大気中に蓄積する。これは、図5の全球凍結解(氷線の末端の緯度が0)上で右方向に動くことに相当する。やがて、大量に蓄積したCO₂の温室効果によって、全球凍結状態から抜け出す。このとき、アイスアルベド・フィードバックが機能するため、一気に超温室状態(全球平均気温~60℃)へと気候ジャンプが起こる。このようなプロセスを経て、地球は温暖な状態に戻らうというのである[58, 59]。

スノーボールアース仮説により、上述の地質学的な特異性はすべて整合的に説明できる。たとえば、縞状鉄鉱床の成因に関して、Kirschvink [52]は以下のような説明を提案した。全球凍結時は、海洋の表面が氷で覆われるために、海洋は大気とのガス交換が遮断されて貧酸素環境となり、海底熱水系から供給される水溶性のFe²⁺が蓄積する(全球凍結すると、海洋表層は厚さ1000 mほどの厚い氷で覆われてしまうが、海底からの地殻熱流量のために、氷はこれ以上厚くなることはなく、海洋深層領域のH₂Oは凍らない)。やがて海洋を覆っていた氷が溶けると、海水中のFe²⁺は大気中のO₂と結びついて酸化され、酸化鉄として沈殿する(図6)。キャップカーボネートの成因も同じように

解釈できる。全球凍結中に大気中に蓄積した大量のCO₂は、融解後の超温暖状態において大陸の風化反応を促進する結果、大量の陽イオンとともにHCO₃⁻イオンとして海洋に供給される。これらのイオンが海水中で反応し、大量の炭酸塩の沈殿が起こる[54](図6)。さらに、全球凍結状態では、海洋表層水はすべて凍結するため、光合成生物は大きなダメージを被ったであろうことから、キャップカーボネート中の炭素同位体比に光合成の影響がみられなくなることも自然である[54]。

以上のように原生代後期の氷河時代に関する一連の特異な地質記録が整合的に説明できることから、スノーボールアース仮説は広く受け入れられるようになった。また、原生代後期(約7~6.5億年前)だけでなく、原生代前期(約22億年前)においても低緯度氷床が存在していた地質的証拠が発見され、より古い時代においても地球が全球凍結状態に陥っていたらしいことが明らかになってきた[53, 55]。

全球凍結期の地球表層環境とそこからの脱出メカニズムについては上述のようなシナリオが描かれているが、全球凍結の発生メカニズムについては、さまざまな可能性が示唆されてはいるものの、未だ決定的な説はない[例えば60]。Hoffmanら[54, 55]は、約6.5億年前の全球凍結イベントであるマリノアン氷河時代前後の炭酸塩岩の炭素同位体比を分析し、興味深い挙動を発見した。それは、炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$ 値)が、全球凍結に陥る直前に非常に高い値(約+10‰)から低い値(約-6‰)へ急激に低下するということである(図7)。全球凍結前の非常に高い炭素同位体比は、活発な光合成活動の結果として有機炭素の埋没率が増加したことを示唆する。一方、炭素同位体比の低下の解釈は難しい。Hoffmanら[54]は、全球凍結直前に寒冷化のために生物活動が衰退した可能性について言及している。しかし、生物活動が停止すると光合成による有機物への炭素固定が働かなくなり、結果としてCO₂が大気中に蓄積する。その結果、CO₂の温室効果が増加して、全球凍結には陥りにくくなるという問題点がある。

Schragら[61]は、この炭素同位体比の低下の原因を、メタンハイドレートの分解と関連付けている。メタンハイドレートに含まれるCH₄は、主としてメタン生成菌によって生成される過程で非常に低い炭素同位体比(~-70‰)を持つ。このメタンハイドレートが分解

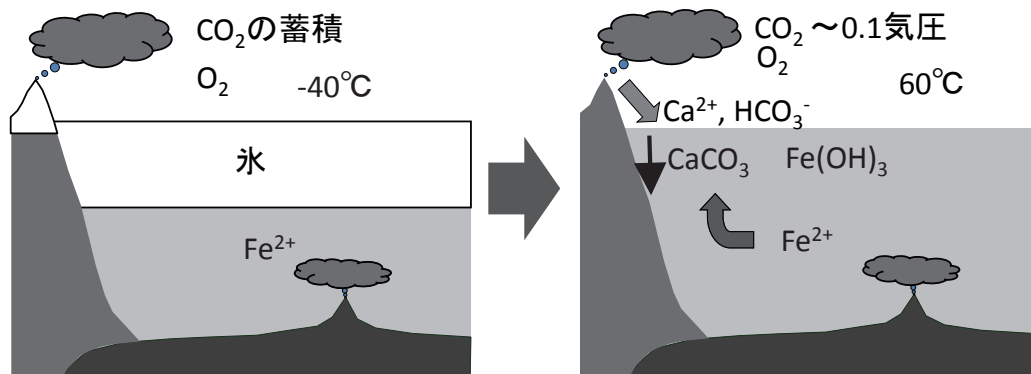


図6： 全球凍結による縞状鉄鉱床とキャップカーボネートの形成シナリオ。(左) 全球凍結中は氷によって大気と海洋のガス交換がなくなり、大気にはCO₂が、海洋にはFe²⁺が蓄積する。(右) 全球凍結から脱出すると、風化や湧昇によって供給された陽イオンとCO₂やO₂が反応することで、炭酸塩や酸化鉄の沈殿が大量に生じる。

して大気に供給されたことにより、このように低い炭素同位体比が実現されたのではないかとするのである。CH₄は大気上層における光化学反応によって速やかに(現在では数年で)二酸化炭素に変化する。しかし、CH₄の放出が続けば大気中のCH₄濃度は増加し、その温室効果によって気温が上昇する。この温度上昇を抑制するために、ウォーカー・フィードバックがはたらい、大気中のCO₂濃度は低下する。そのような状況で、メタンハイドレートが枯渇してCH₄の温室効果が急速に消失すれば、地球は全球凍結に陥る可能性がある[61]。

ただし、ウォーカー・フィードバックがはたらい、CO₂濃度が低下するためには数十万年以上の時間を要する。すなわち、このシナリオが成立するためには、CH₄の供給期間が数十万年以上継続している必要がある。CH₄の大気中での寿命を考えると、メタンハイドレートの分解はこのような長期間にわたって連続的かつ持続的に生じなければならないが、それはきわめて難しいように思われる。

原生代後期マリノアン氷河時代における全球凍結について、炭素同位体比の挙動を整合的に説明できるシナリオは、現在のところメタンハイドレート仮説しか存在しないが、この仮説にも問題があるといえる。また、これ以外の全球凍結の原因についても、いろいろな仮説が提唱されているものの、まだよくわかっていない。全球凍結発生の本当の原因はいまも謎である。

4.2 大気組成と生命進化への影響

全球凍結は、地球環境にどのような影響をもたらしたのであろうか。前節で述べたように、全球凍結と大気中のO₂濃度の上昇がほぼ同時期であることは非常に興味深い(図4)。両者の因果関係を結びつける地質学的証拠が、南アフリカ共和国トランスバル累層群にみられる。トランスバル累層群は原生代前期に形成された堆積岩であり、全球凍結を示す氷河性堆積物の直上に、地球史上初のマンガン鉱床であるカラハリ・マンガン鉱床が堆積している[53]。マンガン鉱床が形成されるためには、高いO₂分圧下においてMn²⁺がO₂によって酸化される必要がある。したがって、このことは全球凍結直後に光合成生物(シアノバクテリア)の大繁殖が起きて、大気中のO₂濃度が増加した可能性を示唆する[53, 62]。

Sekineら[63, 64]は、このような氷河期直後のマンガン濃集に加えて、有機炭素の炭素同位体比の顕著な低下が北米のヒューロニアン累層群(カナダ・オンタリオ州)とマーケットレンジ累層群(アメリカ合衆国・ミシガン州)の同時代の氷河性堆積物直上に記録されていることを発見した。有機炭素同位体比の低下は、全球凍結からの脱出直後の非常に温暖な環境で、全球凍結中に形成されたメタンハイドレートが大量に分解したことを示唆する。大気中に蓄積したCO₂に加えて、CH₄の大規模供給が起きると、両者の温室効果によって超温暖環境が生じ、これによって大陸の風化が促進

され、大量の栄養塩(リン)が海洋に供給されると考えられる。栄養塩の過剰供給によって、シアノバクテリアの大繁殖が起こり、その爆発的な光合成によって大気 O_2 濃度が上昇し、全球的なマンガンの濃集を引き起こした可能性が示唆される[64]。

全球凍結は、大気組成だけでなく生命進化にも大きな影響を与えたことは間違いない。原生代後期の全球凍結時には、光合成藻類を含む真核生物がすでに出現していたが、これらが全球凍結を生き延びることは困難だと考えられている[65]。たとえば、前述のように、全球凍結すると海洋表面は厚さ1000 mほどの厚い氷で覆われてしまう。このような条件下では、太陽光が届く範囲の H_2O はすべて凍結してしまうため、光合成生物は活動できない。

これは大変深刻な問題であるが、それを回避するためのいくつかの可能性が考えられている。たとえば、赤道域の海洋は凍結していなかったのではないかといいものがある。実際、そのような準安定状態の存在が、気候モデルから明らかにされている[66]。しかし、この仮説は生命が生き延びるのには都合が良いが、海洋と大気の間でガス交換が常に行われるため、縞状鉄鉱床やキャップカーボネートの形成は説明できない。別の可

能性は、赤道域の海洋も氷で覆われてはいるが、氷の厚さが非常に薄かった(<数十メートル)というものである[67]。これならば、大気と海洋のガス交換は行われないが、太陽光は氷の下に届き藻類が光合成活動を行うことが可能かもしれない。ただし、海水(海水河)の流動によって薄い氷は安定に存在できないという指摘がある。あるいは、火山地域においては地熱によって氷が溶けて液体の H_2O が存在していたのではないかという考えもある[54]。そのような場所で光合成生物が細々と生き延びていた可能性は十分ある。

一方、全球凍結は生命の大絶滅をもたらした反面、飛躍的な進化を促したということを示唆する証拠もある。たとえば、原生代前期の全球凍結後まもなく真核生物が出現しており、原生代後期の全球凍結直後には多細胞動物が出現しているようにみえる。大気中の O_2 濃度が増加すれば、それまでの嫌気性生物は生存することができなくなり、好気性生物が支配的になったはずである。好気性生物は、それまでの発酵に比べ、酸素を使った好気呼吸でエネルギーを効率的に獲得することができるようになった。これがシアノバクテリアなどとともに細胞内共生をして真核生物の出現につながったということが、リボソームRNAの塩基配列から明らかになっていることはよく知られている(例えば[68])。また、多細胞動物の出現にはコラーゲンの合成のためにより高い O_2 環境が必要とされる。

Goldblattらによれば、大気海洋システムの酸素濃度には多重安定状態が存在する[48]。これは大気中の CH_4 酸化率が、異なる O_2 濃度で同じ値を取ることに由来するものである。ここで、仮に O_2 濃度が安定状態をとりうる領域を超えて増加したとすると、 O_3 層が形成されOHラジカルの生成率が減少し、結果的に CH_4 の酸化を妨げる。逆もまた同様である。これは正のフィードバックとして機能するため、多重安定状態間の遷移が不可逆的に起きると考えられる。全球凍結が O_2 大気形成の起爆剤的な働きをした可能性については前述の通りであるが[64, 69]、これは、上記のように、それまでの平衡状態を大きく壊す O_2 供給率の増大イベントが誘発されて O_2 濃度の多重安定状態間の遷移が引き起こされた結果であるのかもしれない。

また、全球凍結後に真核生物や多細胞生物が出現したことを考えると(図4)、全球凍結イベントとは、単なる大規模気候変動ではなく、大気や生命の進化に対し

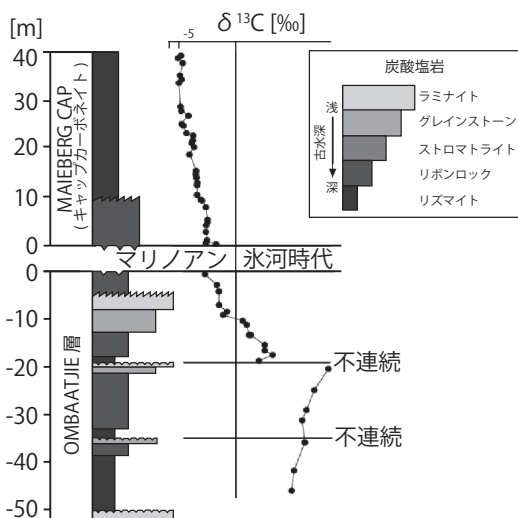


図7：マリノアン氷河時代前後の無機炭素同位体比変動(ナミビア北西部の複数の露頭柱状図をつなげたもの)。炭素同位体比は、全球凍結前に正異常を示した後、全球凍結に陥る直前に急激に低下し、全球凍結終了後にはさらに火山ガス組成へと漸近する(図は[54]に基づく)。

て本質的な役割を果たした、地球史を画する現象だったという可能性も考えられる(図4)。

謝 辞

本稿の作成にあたって、査読者の倉本圭先生には有益なコメントを数多くいただきました。深く感謝申し上げます。

参考文献

- [1] Kasting, J. F., 1988, *Icarus* 74, 472.
- [2] Abe, Y. and Matsui, T., 1988, *J. Atmos. Sci.* 45, 3081.
- [3] Kasting, J. F. et al., 1993, *Icarus* 101, 108.
- [4] Mischna, M. A. et al., 2000, *Icarus* 145, 546.
- [5] 阿部豊, 2009, *遊星人* 18, 194.
- [6] Tajika, E., 2008, *ApJ* 680, L53.
- [7] Walker, J. C. G. et al., 1981, *J. Geophys. Res.* 86, 9776.
- [8] Tajika, E. and Matsui, T., 1992, *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 251.
- [9] Tajika, E. and Matsui, T., 1990, in *Origin of the Earth*, 347.
- [10] Hashimoto, G. L. et al., 2007, *J. Geophys. Res.* 112, E05010.
- [11] Kasting, J. F., 1990, *Origins of Life* 20, 199.
- [12] Tian, F. et al., 2005, *Science* 308, 1014.
- [13] Schlesinger, G. and Miller, S. L., 1983, *J. Molec. Evol.* 19, 376.
- [14] McLennan, S. M. and Taylor, S. R., 1982, *J. Geol.* 90, 347.
- [15] Rino, S. et al., 2004, *Phys. Earth Planet. Inter.* 146, 369.
- [16] Walker, J. C. G., 1985, *Origins of Life* 16, 117.
- [17] Robert, F. and Chaussidon, M., 2006, *Nature* 443, 969.
- [18] Gaucher, E. A. et al., 2008, *Nature* 451, 704.
- [19] Blake, R. E. et al., 2010, *Nature* 464, 1029.
- [20] Kaufman, A. J. and Xiao, S., 2003, *Nature* 425, 279.
- [21] Kasting, J. F., 1993, *Science* 259, 920.
- [22] Rye, R. et al., 1995, *Nature* 378, 603.
- [23] Rosing, M. T. et al., 2010, *Nature* 464, 744.
- [24] Kasting, J. F., 2001, *Science* 293, 819.
- [25] Pavlov, A. A. et al., 2003, *Geology* 31, 87.
- [26] Kharecha, P. et al., 2005, *Geobiology* 3, 53.
- [27] Haqq-misra, J. D. et al., 2008, *Astrobiology* 8, 1127.
- [28] McKay, C. P. et al., 1991, *Science* 253, 1118.
- [29] Wolf, E. T. and Toon, O. B., 2010, *Science* 328, 1266.
- [30] Sagan, C. and Chyba, C., 1997, *Science* 276, 1217.
- [31] Berner, R. A. et al., 1989, *Am. J. Sci.* 389, 333.
- [32] Des Marais, D. J. et al., 2002, *Astrobiology* 2, 153.
- [33] Holland, H. D., 1984, *The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans* (Princeton: Princeton University Press).
- [34] Rye, R. and Holland, H. D., 1998, *Am. J. Sci.* 298, 621.
- [35] Canfield, D. E., 2005, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33, 1.
- [36] Anbar, D. et al., 2007, *Science* 317, 1903.
- [37] Kendall, B. et al., 2010, *Nat. Geosci.* 3, 647.
- [38] Summons, R. E. et al., 1999, *Nature* 400, 554.
- [39] Brasier, M. D. et al., 2002, *Nature* 416, 76.
- [40] Brocks, J. J. et al., 1999, *Science* 285, 1033.
- [41] Rasmussen, B. et al., 2008, *Nature* 455, 1101.
- [42] Dutkiewicz, A. et al., 2006, *Geology* 34, 437.
- [43] Lepot, K. et al., 2008, *Nat. Geosci.* 1, 118.
- [44] Han, T. and Runnegar, B., 1992, *Science* 257, 232.
- [45] Farquhar, J. et al., 2000, *Science* 289, 756.
- [46] Ono, S. et al., 2006, *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 2238.
- [47] Pavlov, A. A. and Kasting, J. F., 2002, *Astrobiology* 2, 27.
- [48] Goldblatt, C. et al., 2006, *Nature* 443, 683.
- [49] Kasting, J. F., and Holm, N. G., 1992, *Earth Planet. Sci. Lett.* 109, 507.
- [50] Kump, L. R. and Barley, M. E., 2007, *Nature* 448, 1033.
- [51] Karhu, J. A. and Holland, H. D., 1996, *Geology* 24, 867.
- [52] Kirschvink, J. L., 1992, in *The Proterozoic Biosphere*, 57.
- [53] Kirschvink, J. L. et al., 2000, *PNAS* 97, 1400.
- [54] Hoffman, P. F. et al., 1998, *Science* 281, 1342.
- [55] Hoffman, P. F. and Schrag, D. P., 2002, *Terra Nova* 14, 129.
- [56] Williams, G. E., 1975, *Geol. Mag.* 112, 441.
- [57] Williams, G. E., 1993, *Earth Sci. Rev.* 34, 1.

- [58] Caldeira, K. and Kasting, J. F., 1992, *Nature* 359, 226.
- [59] Ikeda, T. and Tajika, E., 1999, *Geophys. Res. Lett.* 26, 349.
- [60] Tajika, E., 2003, *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 443.
- [61] Schrag, D. P. et al., 2002, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3, 1036.
- [62] Kopp, R. E. et al., 2005, *PNAS* 102, 11131.
- [63] Sekine, Y. et al., 2010, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, Q08019.
- [64] Sekine, Y. et al., 2011, *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 201.
- [65] Runnegar, B., 1991, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 97, 97.
- [66] Hyde, W. T. et al., 2000, *Nature* 405, 425.
- [67] McKay, C. P., 2000, *Geophys. Res. Lett.* 27, 2153.
- [68] Reece, J. B. et al., 2010, *Campbell Biology with Mastering Biology 9th Edition* (San Francisco: Benjamin Cummings).
- [69] Sekine, Y. et al., 2011, *Nat. Commun.* 2, 502.