系外惑星「遠い世界の物語」その9 ~マグマオーシャン上の惑星大気の組成,熱放射スペクトルと進化~

濱野 景子¹

(要旨) 形成の最終段階で巨大衝突を経た地球型惑星は溶融する. 形成時に獲得した揮発性元素に応じて, マグマオーシャン上には大気が形成されうる. 本稿では, マグマオーシャン上に形成する大気の組成・熱放 射スペクトルに関する最近の研究をまとめる. そして, 筆者の研究により得られた知見に基づき, 大気とマ グマオーシャン進化の観点から, 系外惑星系での溶融した惑星の観測可能性を議論する. また, 関連した話 題として, 水の光分解と水素の散逸に伴い系外惑星が酸素大気をもつ可能性について最近の研究を紹介す る.

1. はじめに

'マグマオーシャン'とは、惑星が溶融し、表面が全 球的にマグマに覆われた状態を指す.太陽系外には、 主星の非常に近傍を周回する惑星が多く見つかってい る.中には55 Cnc eやCoRoT-7bなど岩石質と考えら れる惑星も存在し、これらの惑星では主星からの強い 輻射により、マグマオーシャンが維持されている可能 性がある.一方で、そうした主星近傍以外でも、集積 時のエネルギーによって惑星上にマグマオーシャンは 形成しうる.惑星形成論によると、地球や金星などの 地球型惑星は複数回の巨大衝突を経て形成し、衝突の たびに惑星の一部あるいは全てが溶融したと考えられ ている.惑星が形成しつつある若い惑星系では、さま ざまな軌道に溶融した惑星が存在するだろう.

原始惑星の質量が月〜火星程度となると、円盤ガス の捕獲[1]や衝突脱ガス[2]により大気を獲得しうる. また、巨大衝突段階で遠方からの物質の混合[3]によ っても、原始惑星は揮発性元素を獲得するだろう. 巨 大衝突では、惑星がもっていた大気や海の一部は失わ れる.しかし、一度の衝突でその全てを失うことはな いようである. 衝突時に衝突地点付近の大気は吹き飛 ばされ,惑星中を伝播する衝撃波により,他の部分の 大気にも運動量が与えられ加速される.しかし月を形 成したような巨大衝突では,失われる大気量は30% 以下であり,大部分の大気は残る[4].巨大衝突時に 惑星が海や高い自転速度をもっていた場合には,より 多くの大気が失われる可能性が指摘されている(e.g. [5]).海が存在する場合には,大気の大部分は失われ る一方で,海はほぼ残ることが示されている.N体計 算での典型的な衝突条件下でも同様な結論が得られて いる.

惑星の材料となった物質の組成や巨大衝突の履歴に よって、形成直後の惑星は様々な量の揮発性元素をも ちうる.巨大衝突後に形成したマグマオーシャン上に はそれらを反映した大気が形成するだろう.溶融した 惑星の地表温度は1,400 K 以上と非常に高いため、近 赤外・可視の波長領域からも強い熱放射が射出されう る.地球型惑星の直接撮像に向けては、WFIRST-AFTA や Exo-C, Exo-S などの宇宙望遠鏡や補償光 学を用いた大型地上望遠鏡の計画が進んでいる.その 主要目的の一つは、中心星の反射光を同じく近赤外・ 可視の波長領域で検出することであり、溶融した惑星 の温度や大気組成は、これらの装置を用いて将来的に 観測できる可能性がある.

^{1.} 東京工業大学 地球生命研究所 keiko@elsi.jp

2. マグマオーシャンと大気

2.1 メルトと化学平衡にある大気組成

岩石の溶融温度は約1,400 K以上と非常に高温であ るため、地表のマグマと大気は化学平衡にあると考え てよい.よって初期の大気組成はマグマの組成に依存 すると考えられる.図1は現在の地球の大陸地殻・全 シリケイト組成(bulk silicate Earth, BSE 組成)を仮定 して計算された、化学平衡にある大気組成である [6].100 barの圧力下では、温度が約3,000~4,000 K での大気の主成分はO2である.また、岩石を構成す る元素では、他にSiO, Na,水酸化アルカリなども多く 含まれる[6].温度が約3,000 K以下になると、H2Oと CO2が主成分となる.BSE 組成ではSO2も多く含まれ る.気体の組成は圧力に依存するが、数bar以上の圧 力であれば、Hを含む気体ではH2Oが、Cを含む気体 ではCO2がもっとも多くなり、マグマオーシャン上に は酸化的な大気が形成される.

大気組成はシリケイトメルトの組成,酸化還元状態 によって大きく変わる.例えば,大陸地殻・BSE組 成から数wt %酸素量増加させた場合には、低温でも O₂が大気の主成分となり、ついでH₂O, CO₂, SO₂が 多く存在するようになる.また、太陽系でもっとも始 原的な物質であるコンドライトの組成を考えた化学平 衡計算では、炭素質コンドライト(CI, CM)組成では H₂O, CO₂, COが主成分となるのに対し、普通コン ドライトやエンスタタイトコンドライト組成では、H₂ やCOなどより還元的な気体種が主成分となることが 示されている[7, 8].

マグマオーシャンの酸化還元状態を考える上では, 巨大衝突時の金属鉄のふるまいも重要となるだろう. 衝突天体がすでに分化しコアをもっていた場合,巨大 衝突時には衝突条件に応じて,一部の鉄は大きなかた まりとして直接ターゲットのコアへ,一部は惑星の重 力圏外へ失われ,残りは惑星上にばらまかれる.直径 10 km以上の大きな鉄のかたまりは,マグマオーシャ ン中では完全には化学平衡にならないままコアへ落ち ると考えられる[9].一方,ばらまかれた鉄はサイズ が十分に小さければ局所的にシリケイトメルトセ化学 平衡になる可能性がある.シリケイトメルト中のFeO 量が現在のマントルのバルク組成と同じであるとする と,この場合の酸素フガシティー(分圧)は,Fe-FeO



図1: 圧力100barでシリケイトメルトと化学平衡にある大気組成(揮発性元素の成分): (a) 大陸地殻組成, (b) BSE組成. 図はSchaefer et al. (2012) [6]を一部改変.



図2:水蒸気大気からの熱放射スペクトル:地表温度2,500K,大気圧50bar. 細線は波数間隔0.01cm⁻¹のラインーバイー ライン計算. 解像度が100になるように平均化したものを太線で表している. グラフの上に大気の窓領域にあたる 波長 (バンド名) が示してある. 図はHamano et al. (2015) [15]を一部改変.

間の相平衡で決まる値から約二桁低い値となる.

圧力の効果により、マグマオーシャン内には酸化還 元状態の勾配が生じると予想されている.したがって 大気と接する地表のメルトの酸化還元状態を考えるに は、金属鉄とシリケイトメルトが化学平衡となる深さ も重要となる可能性がある [10].7 GPaまでの浅いと ころで平衡化した場合には、地表のメルトは還元的と なり、H₂やCOが大気の主成分を占めると考えられる [11].高圧下での実験データはまだないが、Feイオン の配位数の圧力依存性によっては、より深い高圧下で 平衡化することで地表のメルトが酸化的となる可能性 も指摘されている[10].

地球の上部マントルは44億年前にはすでに,現在 と同様に酸化的であったと考えられている[12].いつ からどのようにしてマントルが酸化的となったのかに ついてはまだよくわかっていない.集積した物質が時 間とともに酸化的になった可能性(不均質集積)や,マ ントル深部でのペロブスカイトの自己酸化還元反応に よるもの,地球が固化した後での水和化したプレート の沈み込みなどが提案されている.また,後述するよ うに,水の分解に伴う水素の散逸によって,マグマオ ーシャン自体が酸化された可能性もある[13].

2.2 熱放射スペクトルと大気の保温効果

溶融した惑星が揮発性物質を全く持たず、大気が形成されない場合、溶融した惑星からの熱放射スペクトルは地表温度で決まるプランク関数で与えられると考えられる.このとき惑星放射は、黒体放射で与えられるとすると、~10⁶ W/m²以上と非常に高い.このような高い熱フラックスでは地球サイズの惑星の地表は約千年のタイムスケールで固化する[14].

マグマオーシャン上に大気が形成される場合には, 地表からの放射は大気により吸収・散乱・再放射され る.図2は筆者らのモデル[15]により計算した,水蒸 気大気上端から射出される熱放射スペクトルの一例で ある.この計算例では地表温度は2,500 Kと非常に高 温であるが,水蒸気による強い吸収のため,赤外での 放射温度は数百Kととても低い.溶融した惑星に特徴 的なのは,可視や近赤外でも強い熱放射が射出されう ることである.図2では,特に水蒸気の吸収が比較的 弱い,近赤外の大気の'窓'領域から,相対的に強い放 射が射出されていることがわかる.

これまでにH₂O-CO₂大気,太陽組成大気,金星大 気組成,シリケイトメルトと化学平衡にある組成など, さまざまな大気組成について近赤外での熱放射スペク トルが計算されている[16, 17].近赤外のスペクトル で特に重要となるのが,強い吸収帯をもつH₂Oである. その効果の程度はもちろん大気中の水蒸気量によるが, 太陽組成大気中の微量の水蒸気量であってもその特徴 が強く見られる[16].よって,水蒸気による吸収の弱 い大気の'窓'の領域がもっとも観測に適すると考えら れる.

もう一つの特徴として、Naやハロゲンを含む気体 種(HClやHF)による吸収があげられる.大陸地殻組 成・BSE組成のマグマと化学平衡にある大気では、低 解像度でのスペクトルはほぼ主成分であるCO₂やH₂O によって決まるが、高温(2,000 K以上)で大気量が少 ない場合には、高解像度スペクトルにこれら気体種の 吸収線が見られると予想されている[17].Naは低温で は鉱物に入るため、地表が高温かどうかの指標の一つ になる.HClやHFは現在の金星でも観測され、必ず しも溶融していることを意味しないが、大気中の存在 度はやはり温度とともに低下する.一方でこれらの気 体は水溶性であり、上層で水の凝結が起こると、雲に 溶ける可能性もある.

大気による吸収・散乱は保温効果により惑星放射を 下げ、マグマオーシャンの固化を遅くする.そのため、 保温効果の評価はマグマオーシャンの熱史・溶融期間 を考える上で重要である.図3は惑星放射と地表温度



図3:惑星放射と地表温度の関係.太線は筆者らのモデル[15]で 計算したもの. 細線は260barの水蒸気大気について先行研 究[18]で得られた結果.影のついた温度領域では地表温度 がソリダス(約1,400 K)を超え,地表が溶融している.点 線は地表温度で射出される黒体放射.大気量の増加ととも に惑星放射は減少し,約280W/m²の値に漸近していくこ とがわかる.

の関係を異なる水蒸気大気量について示したものであ る.大気がない場合の惑星放射は、地表温度での黒体 放射で与えられる.それと比較すると、地表の水蒸気 圧が260 bar(1海洋質量に相当)では3桁以上、10 bar であっても約2桁、惑星放射が小さくなる.同じ大気 圧でみると、温度が上がると惑星放射が増加する.こ れは地表温度の上昇に伴い可視・近赤外からの放射が 増加することと、上層大気の温度上昇による.

一般的には、大気量が増えるほど、惑星放射が小さ くなる傾向がある。しかし水蒸気大気の場合には、大 気量が増加するにつれて、惑星放射が一定の値(約 280 W/m²)に近づく(図3). 大気量が1.000 barとなっ ても惑星放射はこの値を下回らない.この下限値は, ハビタブルゾーンの内側限界を決める暴走温室状態発 生の射出限界に相当する(e.g. [18]).射出限界の発生 機構[19]を簡単に述べると、対流圏上部で水蒸気の凝 結が起こる場合には、その温度構造が水蒸気の飽和蒸 気圧曲線だけで一意に決まるようになる.水蒸気の強 い温室効果のため、惑星からの放射は蒸気圧曲線で決 まった対流圏上部の温度構造だけで決まるようになり、 その結果、地表の温度や大気圧に関わらず、惑星放射 は同じ値となる.この値は、水蒸気が主成分の大気で あれば、二酸化炭素や窒素など他の気体の温室効果に はほとんど依存しない.

射出限界の値は、惑星の質量が大きいほど大きくな る.これは同じ地表温度・大気圧の水蒸気大気を考え た場合、惑星の重力が大きいほど水蒸気の気柱質量が 小さくなるからである.しかし、その依存性は弱く、 質量が地球の5倍の惑星で2割程度である[20].よって、 火星~スーパー・アース程度の質量の惑星の射出限界 の値は、太陽系でいうと地球や金星などの地球型惑星 が受け取る正味放射と同程度である.この結果、厚い 水蒸気大気が形成される場合には、恒星からの距離に よって惑星の熱収支が大きくことなることが予想され る.

3. 大気-マグマオーシャン間のフィード バック

大気による保温効果は、マグマオーシャンからの熱 フラックスを抑え、固化を遅くする働きがある.一方 で、マグマオーシャンは固化に伴って脱ガスし、その 結果、時間とともにその量が変わるだろう.こうした マグマオーシャン-大気間での熱収支・物質交換(溶 解・脱ガス)のフィードバックを考慮した惑星進化の 研究は、これまで主にH₂O・CO₂大気について検討さ れている[21, 22]. こうした気体種に着目する理由は いくつか考えられるが、強い温室効果ガスであること、 シリケイトメルトへの溶解度が高く固化に伴ってその 量が大きく変わりうること、地球のマントル組成のメ ルトと化学平衡にある大気の主成分であることなどが 挙げられる.また、地球上のマグマに多く含まれる H₂O・CO₂では、溶解度・メルト-鉱物間の分配係数 などの実験データが比較的そろっていて、議論しやす いという面もある、特にH₂Oに関しては、岩石のレ オロジーやハビタビリティの観点からも、固化に伴う 収支が注目されている.

マグマオーシャンの熱輸送効率は、メルトの粘性に 強く依存する.メルトの粘性は組成に加え、メルト中 の結晶の割合に強く依存する.結晶の割合が約60% 以下ではマグマの粘性は非常に低く、超苦鉄質の組成 では0.1 Pa・sほど(常温の油くらい)である.メルトの 粘性が低い間はマグマオーシャンの熱輸送効率は高く、 地表でのエネルギー収支、つまり大気による保温効果 が、マグマオーシャンの熱フラックスを律速すると考 えられる[14].温度の低下によって結晶量が増加する と、メルトの粘性は10~20桁急激に上昇し、対流に よる熱輸送効率が落ちる.その後は一部の岩石が部分 溶融状態のまま、地表は急激に冷え初期地殻が形成さ れる.

高温で粘性が低く、深くまで溶けているマグマオー シャンのレイリー数は10²⁰-10³⁰と非常に高く、マグマ オーシャン表面の熱境界層は数cm以下と非常に薄い. よって、表層では大気とマグマオーシャン間で効率よ く物質交換が行われると考えられる.大気とマグマオ ーシャンの間で溶解平衡にあるとすると、マグマオー シャンが深くメルト量が多い間、H₂O・CO₂の大部分 はマグマオーシャンに溶解している.例えば、地球の マントルが完全に溶融した場合、大気中には全水量の 数%ほどしか分配されず、初期の保温効果は小さい. CO₂のシリケイトメルトへの溶解度は、H₂Oに比べて 1~2桁ほど低い.よって、大気に分配される割合は CO₂の方が相対的には高く、量比によっては初期の保 温効果に重要な役割を果たす.鉱物-シリケイトメル ト間でのH₂O、CO₂の分配係数は一般に10⁻²-10⁻⁴と非 常に低く,これらの気体種は固化の際に液相濃集元素 としてふるまう.惑星が冷え固まっていく過程で,メ ルト中にこれらの気体種は濃集し,大気中へと脱ガス する.

脱ガスで大気量が増える一方. 巨大衝突直後のよう な若い惑星では大気散逸によって大気量が減少する効 果も重要となるだろう、一般的に若く活動度の高い恒 星からは強いX線が射出されていることが観測的に よく知られている.太陽質量の若い恒星では、観測と モデリングから、現在の太陽とくらべて、波長によっ て10-1000倍強い極紫外線が射出されていたと推定さ れている。この強い極紫外線による上層大気の加熱に より、大気の流出(ハイドロダイナミック・エスケー プ)が生じる可能性がある[23]. 大気上層へと運ばれ たH2Oは、紫外線によりHとOとに分解する、軽い 元素であるHが宇宙空間へ逃げることで、大気中の水 蒸気量を減少させる働きがある、表面が溶融している 高温な期間はH2Oが液体の水として地表に凝縮する ことはない、よって、この期間は高い大気中のH2O (H)混合比が維持され、H散逸率も高い、原子量が大 きいOも. 一部は散逸する水素に引きずられて宇宙空 間へと失われる.残った0は、表層での大気とメルト の物質交換が効率よく行われる間は地表のメルト中の 2価の鉄の酸化に消費され、初期マントルを酸化的に した可能性がある[13].

大気とマグマオーシャンとの物質交換(溶解・脱ガ スなど)と大気散逸,両者のバランスで,マグマオー シャン上の大気の量や組成は変化する.こうした大気 進化と冷却による地表温度の低下にともなって,溶融 した惑星からの熱放射スペクトルも時間とともに変わ るだろう.次のセクションでは,こうした大気とマグ マオーシャン間のフィードバックを考慮したとき,熱 放射スペクトルが時間とともにどのように変わるのか, 筆者らの研究で得られた知見を述べる.

4. 溶融期間と熱放射スペクトルの進化

系外惑星の観測で高温の地表から射出される近赤外 ~可視領域の熱放射がとらえられれば、地球型惑星が、 形成直後は非常に熱く、マグマに覆われていた証拠と なるだろう.直接撮像による検出可能性を議論するに は、1)主星に対する惑星の光度比(コントラスト)、2) 中心星からの離角,3)存在頻度,を調べることが必要 である.これらは、それぞれ1)熱放射スペクトル、2) 主星からの軌道距離、3)マグマオーシャンの溶融期間 を考えることに相当する.

これまで述べてきたように、これら3つの量は全て 互いに関係している.惑星が溶融していられる期間は、 熱放射の強さとトレードオフの関係にあるだろう.大 気量が少ないほど、惑星からの熱放射強度は強くなる が早く冷却し、逆に、大気量が多いほど、強い保温効 果により長く溶融していられるが、地表からの近赤外 放射は弱まる.また、惑星放射が中心星から受け取る 正味放射と同程度となる場合には、大気とマグマオー シャンの進化は軌道に依存すると考えられる.

これまでに筆者らは、フィードバックを考慮した水 蒸気大気とマグマオーシャンの進化モデルにライン-バイ-ラインによる放射スペクトル計算を組み込み、 これら3つの量を整合的に検討した[15]. 大気の主成 分が水蒸気である場合、射出限界の存在により、惑星 の進化はある軌道距離を境に定性的に異なると予想さ れる[13]. 境界となる距離は恒星から受け取る正味放 射と水蒸気大気の射出限界が等しくなる恒星からの距 離で決まり、これ以降、これを臨界距離とよぶ.

臨界距離より外側の軌道にある惑星(Type I)では、 大気量にかかわらず,惑星放射が常に中心星から正味 で受け取る放射を上回るため、冷却・固化率が大きい. その結果、高い脱ガス率が維持され、大気量は時間と ともに単調に増加する(図4). 大気量の増加と地表温 度の低下に伴い、近赤外からの熱放射は105~106年 のタイムスケールで急速に低下する[15]. この場合の 熱放射を太陽のようなG型星に対するコントラストに 換算すると、地表温度3,000 KではKsバンドで10⁻⁷. Lバンドで10⁻⁶のオーダーであるが、100万年で、そ れぞれ10⁻¹², 10⁻⁹のオーダーまで急速に低下する.こ の軌道領域にある地球型惑星であれば、そのタイムス ケールは主星からの距離によらずほぼ同じである。惑 星全体での水量が少ないほど、大気量が少なくなり、 プランク関数で決まる値、地表温度3.000 KでKs. L バンドでは10⁵のオーダーに近づく.しかしその場合 には、約千年のタイムスケールで固化してしまうため、 観測頻度は極めて低いと予想される.

それと比べて、臨界距離よりも恒星に近い惑星 (Type II)では、溶融期間が長くなり、さらにより高 い熱放射が維持される.溶融期間が長くなる理由は、 この軌道では正味中心星放射は射出限界を上回ってい るため、大気量によっては冷却の途中で惑星放射とほ ぼバランスし、マグマオーシャンの冷却率が下がるた めである、その後は、大気を散逸によって失うことで、 中心星から受け取る正味放射を上回る惑星放射を射出 し冷却する、図5(a)では、約50万年たったところで 惑星放射が中心星からの正味放射とほぼ等しくなり、 その後大気量が減少している。地表温度の低下と大気 量の減少の効果が打ち消しあい。近赤外での熱放射強 度があまり変わらないまま維持されることがわかる (図5(b)). この軌道領域では、主星に近い惑星ほど 強い熱放射を維持する.これは主星に近いほど大きい 放射を受け取るため,惑星が射出する放射量も大きく なるからである.よって、熱放射スペクトルの観点で は、主星に近いほど明るい、一方で、主星に近いほど 極紫外線強度も強くなるため、早く水が散逸し、惑星 の溶融期間は短くなる.つまり、溶融期間の観点では、 主星からは離れた、臨界距離に近い軌道距離の方が、 存在度が高くなると考えられる.

臨界距離より外側の軌道では、初期の水量によらず 惑星は数百万年以内に固化する.そのため、惑星形成 時期を過ぎると、溶融した惑星はほぼ観測されないと 予想される.一方、臨界距離より内側では、水量が多 いほど溶融期間が長くなる(図6).臨界距離を境にし た溶融期間の違いは水蒸気大気の射出限界によって生 じる.そのため、こうした観測頻度の二分性を見るこ とで、系外惑星系でH₂Oが一般的な揮発性物質であ るかどうかの示唆を得ることができるかもしれない. さらに、Type IIの軌道領域で惑星が溶融している/ いないかを調べることができれば、観測的に初期の水 量の下限/上限が制約できる可能性がある.

5. 水の消失と酸素大気形成の可能性

H₂Oは大気上層で紫外線によりHとOに分解する. 極紫外線の加熱によるハイドロダイナミック・エスケ ープでは,軽いHの方がより効率よく宇宙空間へと散 逸し,相対的に重いOが大気中に残される.残ったO の十分な消費源がない場合には,大気中にO₂が蓄積 される可能性がある.このハイドロダイナミック・エ スケープに伴う酸素大気形成の可能性は,太陽系では



図4: 1 AUにある溶融した惑星の進化: (a) 地表温度・水蒸気大気量・熱放射, (b) 可視~近赤外の熱放射スペクトル. 初期に 惑星が海洋質量の5倍に相当する水量をもっていた場合(惑星は地球質量, 恒星は太陽のようなG型星). 温度の低下とと もに大気量が単調増加している. それによって熱放射スペクトルは急激に低下する. 図はHamano et al. (2015) [15]を一 部改変.



図5:0.7AUにある溶融した惑星の進化:(a)地表温度・水蒸気大気量・熱放射,(b)可視~近赤外の熱放射スペクトル.軌道以 外は図4と同じ条件.冷却の途中で大気量は減少に転じる.1AUの場合と比べて,高い熱放射をより長い期間維持している. 図はHamano et al. (2015) [15]を一部改変.

金星からの水の散逸と関連して議論されてきた. O₂ は地球上では光合成生物によって生成されるため,系 外惑星大気の観測では生命の痕跡を示す指標のひとつ とされている. この非生物起源の酸素の蓄積が起これ ば、生命の偽検出候補のひとつとなる.

系外惑星系では、この問題は特にM型星周りのハ ビタブルゾーンにある地球型惑星について議論されて いる[24, 25]. 低質量であるM型星は進化速度が遅く、



図6:惑星が溶融している軌道距離.太陽のようなG型星を主星とする地球サイズの惑星で,主星の年齢が5000万年(τ₀) のときに巨大衝突が起こった場合.等高線は惑星が初期にもっていた水量を示す.惑星アルベド(α_p)を0.2とすると, 臨界距離(a_c)は約0.83AUとなる.水蒸気に富む大気をもつ地球型惑星では,臨界距離を境に溶融した惑星の存在 度が大きくことなると予想される.図はHamano et al. (2015) [15]を一部改変.

質量によっては主系列に入るまでに数億年以上かかる. よって,M型星周りでは前主系列の段階で惑星が形 成する.惑星形成後も主系列に入るまで主星の光度が 時間とともに減少するため,M型星が前主系列の間 ハビタブルゾーンは時間とともに内側へ移動する.そ の後主系列に入ったM型星のハビタブルゾーンにあ る地球型惑星は,前主系列の段階で一度暴走温室状態 を経験しているため,多くの水を失い,それと同時に Oが蓄積している可能性がある.プロキシマ・ケンタ ウリbはこのような惑星である可能性があり,形成さ れる酸素大気量によって,可視から近赤外にかけての 反射光・透過光スペクトルには,O₂だけでなくO₃,O₄ の特徴が見られると予想されている[26].

地表が溶融している間は、Hが選択的に散逸しても、 残されたOがメルト中の鉄イオンの酸化に消費され ることで、酸素大気が蓄積されない可能性がある[13]. プロキシマ・ケンタウリbについての検討では、大気 とマグマオーシャン間の酸素交換の効率によって酸素 の蓄積する量が大きく変わることが示唆されている [27].酸素の吸収源としてマグマオーシャンの果たす 役割は、大気散逸率にも依存するだろう.同じくM 型星周りにあるGJ1132bでは、初期のEUVフラック スが強い条件では,約90%のOは引きずられて散逸し, マグマオーシャンに取り込まれるのはせいぜい10% 程度と見積もられている[28]. 今後,大気-マグマオ ーシャン間のフィードバックが大気の多様性に果たす 役割について,より系統的に調べていく必要があるだ ろう.

6. まとめ

原始惑星同士の巨大衝突ではマグマオーシャンが形 成される.原始惑星が揮発性物質をもつ場合,マグマ オーシャン上には大気が形成される.マグマオーシャ ン上の大気は地表のシリケイトメルトと化学平衡にあ ると考えられ,その組成は揮発性元素量とメルトの酸 化還元状態を反映する可能性がある.近赤外波長での スペクトルでは,水蒸気の吸収の弱い大気の'窓'領域 からの強い放射が期待される.大気とマグマオーシャ ンの間には,保温効果や脱ガスなどを通して,強いフ ィードバックが存在する.水蒸気大気とマグマオーシャ ャンの進化モデルからは,臨界距離を境に溶融した惑 星の観測頻度に二分性が予想される.理論計算からは, 主星に近いほど窓領域での高い熱放射が期待され,一 方で臨界距離に近いほど高い観測頻度が予想される. また、マグマオーシャンは水素の散逸に伴い残された 酸素の消費源として、特にM型星周りのハビタブル ゾーンにある惑星の水量や酸素の蓄積に影響を与えう る.

地球とは大きくことなる系外惑星という条件下で大 気-マグマオーシャンのフィードバックを考えるにあ たっては、多くの物性データが不足しているという問 題が残されている。例えばH2OやCO2のメルトへの溶 解度は、地球に天然にみられるメルト組成については よく調べられているが、それとは異なる組成(超苦鉄 質や非常に還元的な組成)についてのデータは限られ ている. H₂Oは、地球上のマグマではマイナーな成 分であるが、系外惑星ではバルク組成の数十%を占 める可能性もあり、これらのデータがどこまで適用で きるのか注意が必要である. マグマオーシャンを考え る上で重要な岩石の溶融温度(ソリダス・リキダス)も. スーパー・アース内部に適用できるほど高圧下ではま だ得られていない. また、マグマオーシャン上という 非常に高温な条件で使用できる水蒸気の連続吸収デー タはなく、可視・近赤外での窓領域での放射の強さに は不定性が大きい. こうした様々な不確定要素を考慮 しつつ、マグマオーシャンとのフィードバックがもた らす系外惑星大気の多様性を探ることが必要であるだ ろう.

謝 辞

本稿で紹介した研究に携わっていただいた共同研究 者の方々,また,これまで議論していただいたすべて の皆様に感謝いたします.本稿の執筆機会をいただき, 原稿を注意深く呼んでいただいた成田憲保氏に感謝い たします.

参考文献

- [1] Hayashi, C. et al., 1979, EPSL 43, 22.
- [2] Lange, M. A. and Ahrens, T. J., 1982, Icarus 51, 96.
- [3] Raymond, S. N. et al., 2007, Astrobiology 7, 66.
- [4] Genda, H. and Abe, Y., 2003, Icarus 164, 149.
- [5] Genda, H. and Abe, Y., 2005, Nature 433, 842.
- [6] Schaefer, L. et al., 2012, ApJ 755, 41.

- [7] Hashimoto, G. L. et al., 2007, JGR 112, E05010.
- [8] Schaefer, L. and Fegley Jr., B., 2010, Icarus 208, 438.
- [9] Dahl, T. W. and Stevenson, D. J., 2010, EPSL 295, 177.
- [10] Hirschmann, M. M., 2012, EPSL 341, 48.
- [11] Zhang, H. L. et al., 2017, GCA 204, 83.
- [12] Trail, D., 2011, Nature 480, 79.
- [13] Hamano, K. et al., 2013, Nature 497, 607.
- [14] Solomatov, V., 2007, in Evolution of the Earth (Treatise on Geophysics 9), 91.
- [15] Hamano, K. et al., 2015, ApJ 806, 216.
- [16] Miller-Ricci, E. et al., ApJ 704, 770.
- [17] Lupu, R. E. et al., 2014, ApJ 784, 27.
- [18] Goldblatt, C. et al., 2013, NatGeo 6, 661.
- [19] Nakajima, S. et al., 1992, JAtS 49, 2256.
- [20] Kopparapu, R. K. et al., 2014, ApJL 787, L29.
- [21] Matsui, T. and Abe, Y., 1986, Nature 322, 526.
- [22] Zahnle, K, J. et al., 1988, Icarus 74, 62.
- [23] Watson, A. J. et al., 1981, Icarus 48, 150.
- [24] Tian, F., 2015, EPSL 432, 126.
- [25] Luger, R. and Barnes, R., 2015, Astrobiology 15, 119.
- [26] Meadows, V. S. et al., 2016, atXiv:1608.08620.
- [27] Barnes, R. et al., 2016, arXiv:1608.06919.
- [28] Schaefer, L. et al., 2016, ApJ 829, 63.