REVIEW

地球内部の太陽タイプのネオンの起源について

On the Origin of Solar-Type Ne in the Earth's Interior

比 屋 根 肇*

Hajime HIYAGON

(Received February 6, 1997)

Recently, precise noble gas analyses of many types of mantle-derived materials have proved that isotopic composition of Ne in the Earth's interior (mantle) is quite different from that of the Earth's atmosphere ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=9.8$), but much similar to the solar-type composition ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}\sim 13$). This observation challenges the prevailing idea that the Earth's atmosphere was simply derived from the Earth's interior, because both the atmosphere and its source (=mantle) must have identical isotopic compositions. One possibility that can account for this observation is an extensive loss of the primordial atmosphere at an early stage of the Earth's history. This model assumes a solar-type Ne both for the primordial atmosphere and the mantle, but later on, Ne in the primordial atmosphere became fractionated due to hydrodynamic escape of the atmosphere, which resulted in the "heavy" Ne isotopic composition of the present atmosphere. This paper reviews the discovery of the solar-type Ne in the Earth's interior and discuss its importance in earth and planetary sciences.

1. はじめに

地球は太陽系の他の惑星とともに原始太陽系星雲の中で形成された。しかしながら、地球大気の組成は原始太陽系星雲の組成(太陽の組成で近似される)とは大きく異なっており、地球集積時にまわりにあった星雲ガスをそのまま捕獲してできたものだとは考えられない。このことを希ガスの存在度(Abundance)に注目して初めて説得力ある議論を行ったのが Brown である¹⁾。彼は地球の希ガスの存在度を太陽の希ガス存在度と比較した。ある元素の存在度(Abundance)は、Si 原子の数を 10^6 個として規格化したときのその元素の数として定義される。地球の希ガスの存在度は、大気中の希ガスの量と地球全体の Si の量から求められる。(希ガスは気相に濃集する性質を持つ元素であるため、とりあえずは地球内部に存在する希ガスは無視する。)太陽の元素存在度(solar abundance)は、太陽表面の分光観測のデータと CI コンドライト(「始源的」だと考えられている隕石)のデータとを組み合わせで求められている^{2)~4)}。希ガスについては、He, Ne は太陽の分光観測によって求められたもの、Ar, Kr, Xe は、元素の存在度と質量数との間にある経験則をもとに近傍の元素の存在度からの内挿によって求められたものである。図 1 に、He(地球の重力圏から逃げている)を除く四つの希ガス、Ne, ^{36}Ar , Kr, Xe について、地球における存在度を太陽存在度と比較してある⁵⁾。(ここで Ar については ^{40}K の

* 東京大学大学院理学系研究科地球惑星物理学専攻(〒113 東京都文京区本郷 7-3-1)

Department of Earth and Planetary Physics, Graduate School of Science, University of Tokyo (7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan)

図1 地球と太陽における希ガス存在度の比較⁵⁾。
Si 原子=10⁶ 個に規格化して比較。

放射壊変によってできた ⁴⁰Ar ではなく、安定同位元素である ³⁶Ar を用いて比較している。) 地球は Ne で 10~11 桁, ³⁶Ar で約 9 桁, Kr と Xe で 6~7 桁も希ガスに欠乏している。地球において希ガスがたいへん欠乏していることは特徴的だが、より重要なことは、欠乏の度合いが Ne と Xe で 4 桁も違っている点である。このことは原始太陽系星雲ガスをそのまま取り込んで地球大気ができたと考えたのでは説明がつかない。この事実をもとに、Brown は、地球大気は原始太陽系星雲ガスとは関係がなく、地球の誕生後に地球をつくっている固体物質中に取り込まれていたガス成分が二次的に脱ガスしてできたものだと考えた。これを地球大気の二次起源説という。

地球内部からの二次的な脱ガスの雄弁な証拠は、大気中に約 1% も含まれる Ar (その 99.6% を占める ⁴⁰Ar) の存在である。太陽系における ⁴⁰Ar/³⁶Ar 比の初期値は 10⁻⁴ 程度と推定されており^{2), 6)}、地球形成時には ⁴⁰Ar はほとんど存在し

なかった。したがって、大気中の ⁴⁰Ar はほとんどすべてが地球内部に存在する ⁴⁰K からの壊変 (半減期 12.5 億年) によってつくられ、火山活動などにより地球内部から大気へと運ばれ、地球史を通じて大気に蓄積されてきたものである。現在の大気中の ⁴⁰Ar/³⁶Ar 比 (296)、マントル中の ⁴⁰Ar/³⁶Ar 比 (>10⁴) (後に述べるように、マントルも一様ではなく、ここでは大気形成に関与したと考えられる上部マントルの値として、中央海嶺玄武岩 [MORB] の値を採用)、マントルや地殻の中の K 濃度などを用いると、地球大気の「年代測定」が可能になる。ここでは詳細な説明は省略するが、Hamano and Ozima⁷⁾ の地球大気の脱ガスモデル (より最近のものとしては Turner による脱ガスモデルのレビュー論文⁸⁾ を参照) などによると、地球大気は地球史初期の大規模な脱ガスとそれに引き続く連続脱ガスによって形成されたという結論が得られている。この結論は現在でも基本的に変わっていない。

このように、希ガスをトレーサーとして用いることにより地球の初期史や地球大気の形成史に関する重要な知見が得られてきた。しかし、地球大気は地球内部からの脱ガスによるものであり、脱ガス後は何の変化も受けていないとするならば、放射壊変による成分を除くと希ガスの同位体組成は地球大気と地球内部とで一致していなければならない。(ただし、地球内部から大気への希ガスの輸送過程に伴うわずかな質量分別効果はあってもよい。) ところが、希ガスの質量分析技術の向上により、さまざまなマントル起源物質中の希ガス同位体組成が詳細に調べられるようになると、マントル中の Ne 同位体組成は地球大気の Ne 同位体組成 (²⁰Ne/²²Ne=9.8)⁹⁾ とは異なり、むしろ太陽のネオン同位体組成 (²⁰Ne/²²Ne=13.6)¹⁰⁾ に近いことがわかってきた。この、地球大気の脱ガスモデルとは一見矛盾する観測事実は何を示唆するのだろうか。本稿では、マントル中の太陽タイプのネオンの発見とその解釈に関するレビューを行い、その地球科学における意味について考察したい。その際、特に筆者のかかわってきた研究を中心にして説明を加えていくこととしたい。また、本稿では話の見通しをよくするために特に太陽タイプのネオンに注目して話を進めることにしたが、本来はすべての希ガスに関して整合性のある議論をすべきところである。それらについては、Ozima による優れた総説¹¹⁾ や、地球のヘリウムと

ネオンの太陽仮説に関するパイオニア的な仕事を続けておられるオーストラリア ANU の本田勝彦博士のグループによる最新の総説¹²⁾ などが非常に参考になる。

2. 地球マントルにおける太陽タイプのネオンの発見

マントルに太陽タイプのネオンが存在する可能性を最初に指摘したのは Craig and Lupton¹³⁾ である。彼らはキラウエアの火山ガスと中央海嶺玄武岩 (MORB) ガラス (東太平洋海膨 (EPR) と大西洋中央海嶺 (MAR) の試料) の希ガス分析を行い、前者からは $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=10.3$, 後者のうち東太平洋海膨の試料からは $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=10.0\sim10.1$ と、いずれも大気の $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比 (9.80) よりも高い値を得た。彼らはその結果をもとにマントル中に太陽タイプのネオンが存在する可能性について論じている。しかしながら、彼らが得た $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比は大気の数と比べて 5% 程度高いだけであり、その値がマントルの同位体組成そのものを反映したものなのか、希ガスの輸送過程に伴う質量分別効果により生じたものなのかは区別しにくく、マントルにおける太陽組成のネオンの存在を結論づけるには至らなかった。

その後も、炭酸ガス井戸のガス¹⁴⁾, MORB ガラス^{15), 16)}, マントル起源のゼノリス (捕獲岩)¹⁶⁾, アメリカ・イエローストーン公園の熱水ガス¹⁷⁾ などからさらに高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比が検出された。しかし決定的だったのは、太陽タイプのネオンに極めて近い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比 (~ 13) が、ダイヤモンド^{18), 19)}, 中央海嶺玄武岩 (MORB) ガラス^{20~22)} などから見つかったことである。特に Sarda ら²⁰⁾ は MORB 中の高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比と $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比の間にきれいな相関があることを見いだした。さらに、Honda ら^{23), 24)} は、ハワイ (ロイヒ海底火山, キラウエア火山) の試料においては高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比と $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比との間に MORB のものとは異なる相関があることを見いだした。同様の結果が Hiyagon ら²²⁾ によって確認されており、最近では Valbracht ら²⁵⁾ がロイヒ海山の試料から非常にきれいな Ne 同位体の相関を見いだしている。これらの観測事実については次の節で詳しく説明する。

このように、希ガスの分析技術の進歩、試料の慎重な吟味などにより、最近ではほとんどすべてのマントル起源物質から高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比が見つかっている。(例えば、MORB^{26), 27)}, 海洋島のゼノリスや海底ガラス^{28)~31)}, 背弧海盆からのガラス試料³²⁾, 天然ガスや炭酸ガス井戸のガス^{33), 34)} など。) (少し話がそれるが、希ガスの分析技術に関してひとこと触れると、MORB などのマントル起源物質中には Ne と比較して 3~5 桁も多い He が存在しているため、精密な Ne 同位体測定のためにはあらかじめ He を Ne から分離する技術が不可欠である。例えば質量分析計内の He 分圧が 10^{-5} Pa を超えると、 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比で最大 3%, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比で最大 10% 分析値が高くなるとの報告がある^{24), 35)}。) このことから、高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比は限られた特殊な試料にだけ見られる特徴ではなく、むしろマントルに一般的な特徴であることがはっきりしてきた。しかしながら、高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比の存在からマントル中に太陽タイプのネオンが存在すると結論づけるためには、もう少しデータの吟味が必要である。例えば核反応による生成物 (マントル中に存在するウランから出る放射線と周囲の元素との核反応生成物) に関する吟味や、マントルから地表への希ガスの輸送過程における質量分別の可能性に関する吟味などである。さらに、マントル中に太陽タイプのネオンが存在する理由とともに、そもそも地球大気とマントルとでネオン同位体組成が異なるということ自体がきちんと説明されなければならない。次の章では、Hiyagon ら²²⁾ の議論を紹介しながら、少し詳しくデータを見ていくことにしよう。

3. MORB およびハワイの試料中の Ne 同位体の相関

初めに、以下の議論に出てくる、中央海嶺玄武岩 (Mid Oceanic Ridge Basalt; MORB) や海洋島玄武岩 (Oceanic Island Basalt; OIB) の試料 (ここでは特にハワイのロイヒ海山 (Loihi Seamount) の試料) について簡単に説明しておきたい。

中央海嶺は、それをささむ両側の海洋プレートがたえず拡大している場所であり、そこでは直下のマントルからたえず新しいマグマが供給され新しい地殻が生まれている。したがって、MORB の試料は海洋地域の上部マントルの情報をもたらしてくれる。(もちろん MORB はマントル物質そのものではなく、マントル物質の部分溶融によってできたマグマが上昇したものであり、化学組成はマントル物質とは異なる。しかし、同位体組成は部分溶融によって変化しないため上部マントルの情報を反映する。) ここで「上部マントル」とは、地震波観測による地下 670 km 付近の地震波不連続層(マントル構成物質の相転移による密度変化、あるいは(および)組成の不連続によると考えられている³⁶⁾)よりも浅い部分のマントルに相当すると考えてよい。上部マントルは対流によりかき混ぜられており、かなりの程度組成の均一化が起きていると思われる。そのよい証拠は MORB に見られるヘリウム同位体比($R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$)の一樣性で、太平洋、大西洋、インド洋などの地域を問わず、ほとんど地球大気の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比($R_a = 1.4 \times 10^{-6}$)の8倍から9倍程度の値($R \sim 8R_a \sim 9R_a$)を持つ^{37), 38)}。上部マントルは大陸地殻の形成、成長や、大気の形成と密接にかかわってきたと考えられている。中央海嶺において、上部マントルから U, Th, Rb, K などのいわゆるインコンパティブル元素(incompatible elements; マントル構成物質中に取り込まれにくく、固相/液相分配係数 $\ll 1$ である元素)が継続的に海洋地殻へと絞り出された後、プレートに乗って運ばれ、最終的には沈み込み帯(subduction zone)の火成活動などを通じて大陸地殻へと分配されていったと考えられている。その結果、上部マントルは相対的にインコンパティブル元素に欠乏した組成を持っている。(したがって“depleted mantle”と呼ばれる。)希ガスもインコンパティブル元素の一つであり³⁹⁾、中央海嶺は上部マントルからの希ガスの主要な放出源にもなっている。上部マントルは希ガスからみれば“degassed mantle”ということができる。MORB に見られる非常に高い ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ 比(通常 > 10000 ; ${}^{40}\text{K}$ からの壊変でできた ${}^{40}\text{Ar}$ と比べ、始源的な成分である ${}^{36}\text{Ar}$ が極端に少ない)がそれを支持する。

MORB に対し、海洋島玄武岩(OIB)の組成(Sr, Nd, Pb, 希ガスなどの同位体組成)にはかなりのばらつきが見られ、一つの均一な組成を持った領域から来ていると考えるわけにはいかない。例えば、ヘリウム同位体比で見ると、 $R \sim 5R_a$ 程度の低い値から $R \sim 30R_a$ 程度の高い値まで、さまざまな値を示す³⁸⁾。しかし、いわゆるホットスポット(hot spot)と呼ばれる巨大な海洋島、例えばハワイ、アイスランド、レユニオンなどに関しても、MORB よりもずっと高い ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比($R = 15R_a \sim 30R_a$)を示すことが知られている。ホットスポットのマグマ源は、プレート運動に対して相対的に静止した状態で長期間存在していると考えられ、プレートが動くにつれてハワイ諸島(ハワイ-天皇海山列)に典型的に見られるような火山列を形成する。このことは、通常、ホットスポットのマグマ源が上部マントルよりも深いところに位置していることを示唆していると考えられている。高い ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比は、U, Th などの壊変によって蓄積される ${}^4\text{He}$ に比べ始源的な ${}^3\text{He}$ が相対的に多く残っていることを示しており、ホットスポットの源が MORB と比べて“less-degassed mantle”であることを示唆している。

このように、MORB と OIB (ここでは特にハワイなどのホットスポット)は、マントルの違った領域の情報を持っている。前者は(海洋地域の)上部マントル、後者はおそらくそれより深い下部マントルで、希ガスの特徴からいえば、それぞれ“degassed-mantle”および“less degassed-mantle”ということになる。

MORB, OIB 以外にも、ダイヤモンド、マントルゼノリス(捕獲岩)、火山ガスなど、マントル中の希ガス組成を調べられる可能性を持つ試料はいくつかある。このうちダイヤモンドはユニークな試料で、MORB, OIB が現在のマントルの情報を持っているのに対し、過去(先カンブリア時代)のマントルの情報を持っていると考えられる。これらの試料とその希ガスデータに関しては、残念ながら、本稿ではほとんど触れることができない。Ozima のレビュー論文¹¹⁾などを参照していただきたい。前置き

が長くなったが、以下、MORB と OIB のデータを中心に、マントル中のネオン同位体組成について見ていくことにする。

ネオンには三つの同位体 ^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne があり、 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ の二つの同位体比をそれぞれ縦軸、横軸にとってグラフにすると、グラフ上の点でネオン同位体組成が一義的に表示できる。このようなグラフを三同位体プロット (three-isotope-plot) という。図 2 に MORB とハワイのロイヒ海山 (Loihi Seamount) から得られたネオン同位体組成を示す。(ロイヒ海山はハワイ島のすぐ南にある海山で、ハワイ諸島で最も新しい火山である。) 図が少々繁雑であるが、まずは MORB のデータを見ていただきたい。小さな黒丸 (エラーバーなし) が Sarda ら²⁰⁾ のデータ、大きな黒丸 (エラーバーつき) が Hiyagon ら²²⁾ のデータである。誤差は多少大きい、データが大気組成 (AIR) の位置から右上がりに並んでいるのがわかる。図に示した破線 (傾きの小さい方) は Sarda らによって求められた MORB の相関直線 (MORB correlation line) である。三同位体プロットにおいて縦軸、横軸の分母が共通である場合、二つの異なる成分の混合線 (mixing line) は直線になる。逆に、データが直線上に並んだ場合、最も可能性があるのはその直線上にある 2 成分の混合である。(その二つの成分のことを端成分 (end member(s)) という。) 図 2 の MORB のデータにこの考え方を適用すると、一つの端成分は大気のネオンであり、もう一つの端成分は MORB の相関直線の右上のどこかに位置すると考えられる。単純に考えれば、後者の成分こそ MORB に代表されるマントル本来のネオンであろうということになる。

次にハワイのロイヒ海山から得られたデータをみていただきたい。図 2 で、小さな白抜きの丸 (エラーバーなし) が Sarda ら²⁰⁾ のデータ、大きな白抜きの丸 (エラーバーつき) が Hiyagon ら²²⁾ のデータである。図 3 には、Honda ら²³⁾ が分析したハワイのロイヒ海山、キラウエア火山のデータと Hiyagon らのデータを拡大して示す。図中の “mf” は大気ネオンの質量分別線 (mass fractionation line), “MORB” は Sarda らによる MORB の相関直線である。ハワイのデータは明らかに MORB の相関直線よりも傾きが急であり、MORB の相関直線と質量分別線との間に位置している。この図では観測された $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比の最高値は 11.7 であり MORB の値よりも低く見えるが、最近の Valbracht ら²⁵⁾ のロイヒ海山のデータは非常に美しい相関を示しており、 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比の最高値は 12.9 にまで達している。

さて、図 2 に戻って、太陽タイプのネオンと呼ばれているものは、SW, LS, B で示されている。SW (solar wind) は太陽風¹⁰⁾, LS (lunar soil) は月の砂⁴⁰⁾, B は Ne-B と呼ばれる隕石中のネオンの一つの成分⁴¹⁾ である。月の砂と Ne-B は、月の砂粒子の表面、あるいは隕石の表面が太陽風に長期間さらされ、インプラントーション (implantation; 「打ち込み」) により多量の太陽タイプの希

図 2 中央海嶺玄武岩 (MORB) とハワイのロイヒ (Loihi) 海山の試料のネオン三同位体プロット。データ: MORB (黒丸大²²⁾, 黒丸小²⁰⁾), Loihi (白丸大²²⁾, 白丸小²⁰⁾), アメリカニューメキシコの炭酸ガス井戸のガス (CW)¹⁴⁾, 太陽風 (SW)¹⁰⁾, 月の砂 (LS)⁴⁰⁾, Ne-A⁴¹⁾, Ne-B⁴¹⁾。傾きの急な破線は地球大気を通る質量分別線、傾きの緩やかな破線は Sarda ら²⁰⁾ による MORB の相関直線。

図3 ハワイの試料のネオン三同位体プロット。データ：ロイヒ海山（白丸大（エラーバーつき）²²⁾、白丸小²³⁾）、キラウエア火山（黒丸²³⁾）。図中の“mfl”は地球大気Neの質量分別線，“MORB”はSardaら²⁰⁾のMORB相関直線，L-KはHondaら²³⁾のロイヒ-キラウエア相関直線。

ガスを保持するようになったものである。太陽風（あるいはより高エネルギーの太陽フレアの粒子）のネオン同位体組成は、粒子のエネルギーによって若干異なることが知られており、SWよりもLSとBの方がエネルギーの高い成分をより多く含んでいると思われる^{42)~45)}。図2でAと示された点は、Ne-Aと呼ぶ隕石中にみられる典型的な成分の一つで⁴¹⁾、一般に「プラネタリータイプ」(planetary type, すなわち「惑星タイプ」)のネオンと呼ばれていた。しかし、最近の研究によると、Ne-A（厳密にはそのうちのNe-A2と呼ばれる成分）はXe-HLと呼ばれる超新星起源のXeの成分と密接な関係にあり、プレソーラー粒子 (presolar grain) の一つである微細なダイヤモンド（大きさは数十Åで、始源的な隕石中に数百ppm程度含まれている）が担っていることがわかってきた^{46)~52)}。（プレソーラー粒子とは、原始太陽系星雲の温度上昇による均一化の過程を免れた粒子のことで、太陽系形成以前につくられた同位体異常を保持している。）だとすれば、Ne-Aは太陽系内のネオン組成とは関係がないことになり、「プラネタリータイプネオン」という呼び方

は歴史的なものと考えるべきだろう。

さて、図2の傾きの急な破線は地球大気の組成(AIR)を通る質量分別線 (mass fractionation line) である。地球大気、太陽タイプのネオン、Ne-Aは、おおまかにではあるが、ほぼ互いに質量分別線によって結ばれる位置関係にある。

隕石中には、他に、ほぼ純粋な²²NeだけからなるNe-E (Ne-ELとNe-EHがあり、それぞれプレソーラー粒子であるSiCやグラファイトが担っている^{47), 51)~59)}や、宇宙線による破砕反応 (spallation) でできる成分 (²⁰Ne/²²Ne $\sim$ 1, ²¹Ne/²²Ne $\sim$ 1)⁶⁰⁾などが知られている。しかし、両者とも²⁰Ne/²²Ne比（前者は $\sim$ 0、後者は $\sim$ 1）は非常に低い。地球大気よりも高い²⁰Ne/²²Ne比を持つ成分として知られているものは太陽タイプのネオンと、最近Wielerら^{61)~63)}によって求められた“Phase-Q”の持つネオン (Ne-Q, ²⁰Ne/²²Ne=10.7) しかない。（“Phase-Q”とは、炭素質コンドライト隕石をフッ酸・塩酸で溶解した残渣に含まれる、希ガス（特にAr, Kr, Xe）に富んだフェイズで、さらに硝酸処理すると失われることが知られている⁶⁴⁾。）

さて、問題は、MORBの相関直線の延長上（図の右上方）にあると思われる端成分の組成がどのように説明されるかである。MORBの端成分の高い²⁰Ne/²²Ne比を太陽タイプのネオンと関連づけるにしても、高い²¹Ne/²²Ne比の方も同時に説明しなければならない。したがって、まずネオンの同位体組成を変動させるいくつかの要因について調べてみる必要がある。

(1) 質量分別効果

拡散、発泡、蒸発などのカイネティックなプロセスにおいて質量分別効果により同位体比が変化することは、自然界においてしばしば見られる現象である。例えば、Nagaoら^{65), 66)}は、日本の温泉ガスや

火山ガスを分析して、 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比が最高で 10.36 と大気より高い（すなわち軽い同位体が選択的に濃集した）組成を得た。しかし、同時に分析した Ar, Kr, Xe も大気より軽い同位体に富む組成であった。図 4 は、MORB とロイヒ海山の試料から得られた $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比と $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比をそれぞれ縦軸と横軸にプロットしたものである²²⁾。これを見ると、ネオン同位体比が最大で 30% も変化しているのに対し、アルゴン同位体比は全く分別効果を起こしていない。このようなプロセスが地球内部で生じることは極めて考えにくい。さらに、マントル中の高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比（～13）は、通常の質量分別効果で説明するには、大気の組成（9.8）との差が大きすぎる。例えば、一段階のレイリー過程（Rayleigh process, 分子

運動の速度が $\text{m}^{-1/2}$ に比例することから生じる同位体分別過程）において生じうる最大の $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比は 10.3 であり、しかもそのような値を持つガスは全体の数パーセント以下にすぎない。大気的なネオン同位体組成から $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \sim 13$ をつくるためには何段階ものレイリー過程を考えなければならぬが、そのようなガスの割合は全体の $10^{-5} \sim 10^{-6}$ という極めて小さな量になってしまう。我々がそのように小さな部分だけを観測していると考えるのは、さまざまなマントル起源物質のほとんどすべてから高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比が観測されている事実と整合的ではない。（多孔質の容器を透過してくる Ne に関して、 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比が最高 46% も高くなるという例外的に大きな質量分別効果が報告されている⁶⁷⁾。しかしこれはガスが透過し始める時のみ見られる一時的（transient）な現象にすぎない。形成以後 45 億年も経過している現在の地球にはあてはまらない。）

(2) 核反応による成分

ネオンの三つの同位体は、マントル内でウランなどから放出される放射線とまわりの元素との間の核反応によっても生成される。例えば、 $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$, $^{17}\text{O}(\alpha, n)^{20}\text{Ne}$, $^{24}\text{Mg}(n, \alpha)^{21}\text{Ne}$, $^{25}\text{Mg}(n, \alpha)^{22}\text{Ne}$, $^{19}\text{F}(\alpha, n)^{22}\text{Ne}$ (β^+) ^{22}Ne などの反応である。Wetherill⁶⁸⁾ はウラン鉱物、トリウム鉱物の希ガス分析を行ってネオンの同位体異常を発見し、それをこれらの反応によって説明した。したがって、これらの反応はウェザリル反応（Wetherill reactions）と呼ばれる。これらの反応に関与する α 線は主としてウラン・トリウムの壊変により放出され、中性子は主としてその α 線と軽元素との (α, n) 反応により生成される。マントル中にはウランが 20 ppb 程度含まれていると考えられており、また反応のターゲットとなる酸素やマグネシウムなどの元素が豊富に存在する。したがって、マントル中にはこれらの核反応によって生成されるネオン同位体が徐々に蓄積されていくことになる。マントル中のウラン濃度（20 ppb）、Th/U 比（3.0）、元素組成を仮定して、Kyser and Rison¹⁵⁾ は三つのネオン同位体の生成率を計算した。最も寄与の大きい反応は $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$ であり、 ^{21}Ne の生成率が最も高いという結果を得た。その後、Hünemör⁶⁹⁾ は、ウラン鉱物・トリウム鉱物中の希ガスの詳細な研究により F, O からのネオン生成率を求め、それをもとに（ただし Mg からの生成率は Kyser and Rison¹⁵⁾ の値を採用）マントルにおける ^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne の生成率をそれぞれ 0.187, 2.51, 0.145 ($10^{-22} \text{ cm}^3/\text{g}/\text{yr}$) と見積もった。さらに最近、Yatsevich and Honda⁷⁰⁾ は ^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne の生成率を新たに計算し直し、マントルにおける生成率をそれぞれ 0.174, 1.92, 0.0398 ($10^{-22} \text{ cm}^3/\text{g}/\text{yr}$) と求めている。やはり、 ^{21}Ne の生成率

図 4 中央海嶺玄武岩(MORB)とロイヒ海山の試料の $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比と $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比の相関²²⁾。 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比が大きな変動を見せるのに対し、 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比は極めて一様である。

が最も高く、 ^{20}Ne や ^{22}Ne の生成率と比較して 10 倍以上である。ところが、 ^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne の存在度は大気を例にとると 9.8:0.029:1 であり、逆に ^{21}Ne が最も少ない。このことは核反応生成物による同位体異常が ^{21}Ne に最も顕著に現れることを意味する。ネオンの三同位体プロット (図 2) で見ると、核反応生成物の付加は図上で組成をほぼ右方向に動かすことになる。さらに核反応によって生成される $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比は Hünemör の値によると 1.3, Yatsevich and Honda の値によると 4.4 となり、地球大気 (9.8) よりもずっと低い。したがって、核反応がマントル中の高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比の原因にならないことも明らかである。

ウランから放出された α 粒子の大部分は ^4He としてマントルに蓄積され、一部の α 粒子が $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$ などの反応を起こして ^{21}Ne を生成する。 ^4He と ^{21}Ne の生成率はともにウラン濃度に比例するため、生成される $^{21}\text{Ne}/^4\text{He}$ 比はほぼ一定の値をとる。その推定値は 4.2×10^{-8} ⁷¹⁾ あるいは 1×10^{-7} ¹⁵⁾ である。(Yatsevich and Honda⁷⁰⁾ の最新の研究によると $(4.6 \pm 0.8) \times 10^{-8}$ である。) 観測された MORB 中の過剰 ^{21}Ne (大気組成の $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比からの過剰) と ^4He の比を見ると、ばらつきはあるものの 1 桁程度の範囲内で過剰 ^{21}Ne の量が説明がつく²²⁾。したがって、MORB の端成分が高い $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比を持っているのは上記の核反応生成物の付加によると考えるのが自然である。また逆に、核反応生成物を除いて考えるならば、MORB 中のネオン同位体組成はもともと太陽タイプのネオンであったとしても矛盾はしないことになる。(しかし、最近の Valbracht らの研究³¹⁾ によれば、MORB 中の過剰 $^{21}\text{Ne}/^4\text{He}$ 比は期待される生成率と比べて明らかに低い方にずれており、しかも solar- $^{22}\text{Ne}/^3\text{He}$ 比ときれいな正の相関がある。このことは、マントル He がマントル Ne に比べて MORB 中で明らかに濃縮していることを示唆している。)

(3) 太陽タイプのネオンの存在

以上の議論から、太陽タイプのネオンの存在が、マントル起源物質中に観測される高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比を説明する有力な可能性であることがわかる。太陽タイプのネオンに、上記 (2) で述べた核反応による成分 (主として ^{21}Ne) を異なる割合で付け加えることにより、MORB のデータとハワイ (ロイヒ海山・キラウエア火山) のデータを解釈することができる。図 5 はネオンの三同位体プロット (図 2) を

図 5 ネオンの三同位体プロット上の MORB とロイヒ海山のデータを説明するための模式図。

模式的に表したものである。最初、マントルのネオン同位体組成はどこでも太陽タイプ (図中の Solar の位置) であったとする。地球の歴史を通して、マントル中のウランの壊変に伴う核反応によって ^{21}Ne が生成、蓄積され、図において組成は右方向へとシフトしていく。図中でデータがシフトする ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比が高くなる) 度合いは、U/Ne 比 (および時間) によって決まる。MORB の源 (上部マントル) の方が、ハワイの源 (ひょっとすると下部マントル) よりも U/Ne 比が高く、組成がより大きく右方向にシフトしたと考えられる。このことは、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比のデータとも整合的である。大気の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比 ($R_a = 1.4 \times 10^{-6}$) を基準にすると、MORB の典型的な $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が約 $8R_a$ であるのに対し、ハワイの試料は約 $30R_a$ と高い。ヘリウムの場合、 ^3He は始源的で、地球形成時に取り込まれた成分をそのまま

見ていると考えてよい。一方、 ^4He には、始源的な成分以外にウラン・トリウム α 壊変により生成される成分がある。したがって、マントル内部における $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は、地球形成時の値（おそらく太陽組成の値 $=4\times 10^{-4}$ ）から時間とともに減少していく。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の減少の割合は、U/He 比によって決まる。MORB の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比 ($\sim 8R_a$) がハワイの試料の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比 ($\sim 30R_a$) よりも低いことは、MORB の源の方が U/He 比が高いことを意味する。このことは、MORB の源の方が U/Ne 比が高いというネオン同位体組成からの推定と整合的である。

こうして、MORB の源になったマントル（上部マントル）のネオン同位体組成は、現在、図 5 の矢印の先、例えば $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=13.6$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=0.07$ あたりの位置にあり、ハワイの源になったマントル（下部マントル？）の組成は、例えば $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=13.6$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=0.04$ あたりの位置にある。ところが、これらの領域からもたらされた溶岩が海底に噴出して急冷され、MORB やロイヒ海山のガラス試料になる際にはどうしても地球表層（この場合は海水）に多量に存在する大気組成の希ガスの混入を受ける。その結果が MORB やロイヒの相関直線となって現れるのである。

4. 本田らのマントル中の He-Ne に関する「太陽仮説」

上記の (3) で、ネオンの三同位体プロットの相関直線の傾き（U/Ne 比を反映）と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比（U/He 比を反映）との間に整合的な関係があることに触れた。Honda ら^{23), 24), 72), 73)} はこの事実を目をつけ、マントル起源物質中のヘリウムとネオンの同位体組成をすべて (1) 始源的な成分=太陽タイプの組成 ($^3\text{He}/^4\text{He}=4\times 10^{-4}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=13.6$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=0.032$, $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}=3.3$), (2) 大気成分 ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=9.8$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=0.029$; He は大気中の濃度が低いので無視できる), (3) 核反応による成分 ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=2.5$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=32$, $^{21}\text{Ne}^*/^4\text{He}^*=1\times 10^{-7}$; 星印 (*) は放射性起源・核反応起源の成分を表す) の混合によって整合的に説明できるとする仮説を出した。彼らはそれを「太陽仮説」(solar hypothesis) と名づけた。この仮説のミソは、地球内部の始源的な He, Ne について、その同位体組成ばかりでなく元素比 ($^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$) も太陽組成の値をそのまま採用した点にある。つまり、地球内部に取り込まれたヘリウムとネオンは、元素比まで含めて太陽組成そのものだという仮説である。この仮説をもとに、彼らは次のような式を導いた。

$$^{21}\text{Ne}^*/^{22}\text{Ne}_s = [(^4\text{He}/^3\text{He})_{\text{Mantle}} - (^4\text{He}/^3\text{He})_s] \times (^{21}\text{Ne}^*/^4\text{He}^*) \times (^3\text{He}/^{22}\text{Ne})_s$$

ここで添字 (s) は太陽組成の成分を表す。各項のうち、 $(^3\text{He}/^4\text{He})_s=4\times 10^{-4}$, $(^3\text{He}/^{22}\text{Ne})_s=3.3$, $(^{21}\text{Ne}^*/^4\text{He}^*)=1\times 10^{-7}$ は既知であるから、 $^{21}\text{Ne}^*/^{22}\text{Ne}_s$ と $(^4\text{He}/^3\text{He})_{\text{Mantle}}$ とが関係づけられることになる。この式を用いると、ヘリウム同位体比がわかれば $^{21}\text{Ne}^*/^{22}\text{Ne}_s$ (すなわちネオン相関直線の傾き) が推定できることになり、またその逆も可能である (図 6 参照)。

この式は、最後の 2 項、 $(^{21}\text{Ne}^*/^4\text{He}^*) \times (^3\text{He}/^{22}\text{Ne})_s$ の分子・分母に He, Ne の同位体の一つずつ入っていることもメリットになっている。試料に含まれている希ガスは、マントルから地表へと運ばれ、試料中に取り込まれるまでの種々の過程において元素の分別 (fractionation) を起こす可能性が高い。その場合、 $(^{21}\text{Ne}^*/^4\text{He}^*)$ や $(^3\text{He}/^{22}\text{Ne})_s$ の比は既知の値から変化する。しかし、2 項の積をとると、その変化の仕方が互いにキャンセルしあうため、元の式がそのまま成り立つことになる。

定性的にはこの仮説はかなりよく実際のデータを再現しているように見える。この仮説によって MORB とハワイのネオン相関直線の傾きはよく説明される。また図 2 の CW と書かれた点は、アメリカ・ニューメキシコ州のハーディング・カントリーにある炭酸ガス井戸 (CO_2 -well gas) のデータ¹⁴⁾ であるが、その $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は 4.4×10^{-6} ($3.1R_a$) であり、データが MORB の相関直線の下方にきていることと調和的である。Honda ら^{72), 73)} は、さまざまなマントル物質のネオンのデータを用いてヘリウム同位体比を計算し、ファクター 2 の範囲内で観測値と一致すると述べている。

図6 本田らの「太陽仮説」²³⁾。地球内部のHe, Neは、もともと同位体組成も元素比($^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$)も太陽組成だという仮定から出発する。放射性起源・核反応起源の ^4He と ^{21}Ne が付け加わると、(ウラン/希ガス)比に応じて、ネオン三同位体プロット上の相関直線の傾きとヘリウム同位体比が変化する。図に示した数字は、ネオン同位体組成に対応するヘリウム同位体比。

「太陽仮説」はHe/Ne比(元素比)まで含めて地球内部のHeとNeの組成は太陽組成だとするわけであるが、HeとNeを元素分別を全く起こさないで地球に持ち込むことは可能だろうか。例えば、太陽風の「打ち込み」(インプラントーション, implantation)というプロセスを考えた場合、元素分別をほとんど起こさずに太陽組成の希ガスを固体粒子に取り込むことは可能である。このプロセスは粒子サイズが小さくて(表面積/体積)比が大きい時でなければ有効に働かない。しかし原始太陽系星雲内に微細な粒子が多数存在する段階では星雲のオパシティー(opacity, 不透明度)が高くて太陽風は星雲ガスの奥深くには浸み込めず、これまた効率が悪い。Sasaki⁷⁴⁾は原始太陽系星雲の赤道面からはずれた領域における太陽風のインプラントーションを考え、それによって金星に存在する多量の ^{36}Ar (地球の70倍の量がある)を説明している。しかし太陽風のインプラントーションにより地球内部のHe, Neの組成がすべて決まったと考えることは困難と思われる。マントル物質の希ガスデータからは「太陽仮説」がかなりよく成り立っているように見える。

が、それは何を示唆しているのか。今後の地球大気形成モデルを考える際の重要な制約条件になることは間違いない。

5. 地球史初期における原始大気散逸の可能性

地球内部のネオン同位体組成が太陽タイプであると考え、そこにマントル内で生成される核反応生成物(主として ^{21}Ne)の寄与を考慮することによって、MORBやロイヒ海山のネオンのデータがうまく説明できることは以上で示された。しかしながら、なぜマントル中に太陽タイプのネオンが存在するのか、そしてなぜマントルと地球大気とでネオン同位体組成が異なるのかという大きな問題に答えなければならない。

現在の地球においては、ネオンは完全に地球の重力圏に捉えられており、大気のネオン同位体組成が変化する可能性は(マントルからの脱ガスなどの微々たる寄与を除いては)ない。しかしながら、Huntenら^{75)~77)}のハイドロダイナミック・エスケイプ(hydrodynamic escape)に関する理論的研究によって、地球史の初期に原始大気の大規模な散逸が起こり、その際にネオン同位体組成が大きく変化した可能性があることが明らかになってきた。ハイドロダイナミックという言葉は日本語に訳しにくい。要するに大気が静水圧平衡(hydrostatic equilibrium)を実現できない状況をさす。平衡状態を保とうとしても大気の圧力が無限遠でゼロになってくれない、このとき大気は宇宙空間にずるずると流れ出して失われてしまう。(大気の静水圧平衡が破れ、ハイドロダイナミック・エスケイプが起こる条件については、例えば阿部⁷⁸⁾にわかりやすく解説されている。)原始太陽系星雲は、ティー・タウリ段階(T-Tauri stage)と呼ばれる太陽の活動度の高い時期に、太陽からの強力な極端紫外線(extreme ultra-

violet; EUV) によって散逸したと考えられているが^{79)~81)}, その際に地球の原始大気の水素ダイナミック・エスケープが起こったと考えられる. 地球の原始大気に関しては, (1) 原始太陽系星雲ガスが地球の重力によって引きつけられて厚い原始大気を形成する場合^{79), 82), 83)}, (2) 地球に集積してくる微惑星が衝突脱ガス (impact degassing) により揮発性成分を放出し⁸⁴⁾, その結果いわゆる水蒸気大気 (steam atmosphere) を形成する場合^{85)~87)}, の二通りが考えられる. 地球 (および他の惑星) が原始太陽系星雲内で集積を開始したことは間違いないので, 両者の違いは原始太陽系星雲の散逸のタイミングの問題とも考えられる. 星雲ガスが地球集積の最終段階まで残っていた場合には, (1) のタイプの厚い原始大気を持つことになるだろうし, より早い段階で星雲ガスの散逸が開始されれば, (2) のタイプの水蒸気大気の方が現実性がある. 前者の場合, 大気の主成分は水素である. 後者の場合, 大気 (揮発性成分) の主成分はその名のとおりの水蒸気であるが, 太陽からの EUV により高層大気中の水蒸気は分解されて水素ガスになるため, 大気散逸の主成分はやはり水素である. ハイドロダイナミック・エスケープにおいては, 散逸するガスの主成分が水素であっても, その「引きずり効果」によって重い元素も地球から失われる可能性がある. Hunten らによれば, 「引きずり効果」によって散逸を起こす限界質量 (critical mass, または crossover mass, m_c) は, 太陽からの極端紫外線 (EUV) の強度, 大気上層部の温度, 大気組成, 惑星の重力などにより決まる. 主成分のガス (水素) について, ガス分子の質量と大気中の存在度を m_1, N_1 とし, そのガスに引きずられて散逸する重いガスについて同様に m_2, N_2 とすると, それぞれのガスの存在度の変化は例えば次のような式で示される.

$$\ln(N_2/N_2^0) = -(m_c - m_2)/(m_c - m_1) \times \ln(N_1/N_1^0)$$

ここで N_1^0, N_2^0 などは, それぞれ N_1, N_2 の初期値を表す. 残ったガス成分の割合 (N_i/N_i^0) とガス分子の質量 (m_i) との関係を図 7 に示す. これを見ると, 限界質量以下の質量を持つガス成分は非常に大きな質量分別効果を受けることがわかる. ハイドロダイナミック・エスケープの際に地球大気の希ガスがどのような同位体分別効果を受けるかについてはさまざまな計算例がある^{76), 88)~92)}.

原始大気の散逸は, いわゆる「ジャイアントインパクト」 (巨大衝突, giant impact) によっても起こる可能性がある. 「ジャイアントインパクト」とは, 地球集積の最終段階に起きた可能性が指摘されている原始地球と火星サイズの天体との衝突のことである^{93)~97)}. 微惑星が成長して, あるサイズを超えると, 大きな微惑星ほど成長速度が速くなって, いわゆる「暴走成長」 (run-away growth) を起こす. したがって, 惑星成長の最終段階になると, 限られた個数の大きな原始惑星と, それよりもはるかに小さな多数の微惑星が存在するようになる^{94), 95)}. そしてかなり巨大な原始惑星どうしの衝突 (すなわち「ジャイアントインパクト」) も起こりうるようになる. 「ジャイアントインパクト」は, それによって月の起源を説明しようとしたことからわかるとおり, 非常に破壊的な出来事であり, その際に原始大気がどのような変化 (同位体分別効果を含む) を受けるのか定かでない. ただし, もし原始大気の「吹き飛ばし」があまりに完全であれば, このときの同位体分別の影響を現在見ることはできない. 現在のところ, 筆者は「ジャイアントインパクト」がトリガーとなったハイドロダイナミック・エスケープの可能性に関

図 7 ハイドロダイナミック・エスケープによる質量分別効果を示す例 (Hunten ら⁷⁶⁾ の図を模式化). m_c は限界質量 (critical mass, crossover mass). 時間変化は等間隔ではない.

して判断がつかかねている。「ジャイアントインパクト」が原始大気にどのような影響を与えるのか、詳しい計算がなされる必要があろう。

これまでみてきたように、原始太陽系星雲の散逸の際に、必然的に地球の原始大気の水素ダイナミック・エスケープが起こるのであれば、それは地球内部と地球大気とのネオン同位体組成の違いを説明する非常に有力な可能性だといえる。では、この考え方に基づいて再度ネオンの三同位体プロット(図5)を説明してみよう。

まず、地球形成時には、地球内部(マントル)も地球大気も太陽タイプのネオン(図の“Solar”)を持っていたと考える。この考え方は、太陽系星雲ガスの中で形成された地球が、太陽系の全質量の99%を占める太陽と同じネオン同位体組成から出発したと仮定するもので、考え方としては自然だと思われる。(しかし、これはかなり重大な問題で、現在手にはいる太陽系物質でそのような組成を持つものは、実はガスリッチ隕石や月の砂など、いずれも太陽風のインプラメンテーションによると考えられるものだけである。筆者は、原始太陽系星雲中で成長した微惑星は空隙の中に原始太陽系星雲ガスを自然に取り込むわけだから、少なくとも微惑星スケールでみた場合には、太陽組成の希ガスを地球に持ち込んできてもおかしくないという気がしているが、確証があるわけではない。原材料物質への太陽風のインプラメンテーションの可能性、あるいは次節に述べる原始大気のマグマオーションへの溶解の可能性など、さまざまな可能性を検討する必要がある。)また、この場合、「始源的」な隕石と考えられるCIコンドライト中のネオン同位体組成(いわゆる「プラネタリータイプ」のネオン, Ne-A)が無視できるのかどうかは議論の余地がある。

先に述べたように、地球内部においては核反応(Wetherill 反応)によって生成される成分(主として ^{21}Ne)が蓄積されていき、マントルのU/Ne比に応じてグラフ上の同位体組成を右方向にシフトさせていく。相対的に脱ガスの進んだ(U/Ne比の高い)MORBの源(上部マントル)のネオン同位体組成は、現在では例えば $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}\sim 13.6$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}\sim 0.07$ まで変化しており、相対的に希ガスが多く残っている(U/Ne比の低い)ハワイの源(下部マントル?)のネオン同位体組成は、例えば $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}\sim 13.6$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}\sim 0.04$ まで変化している。

一方、「地球大気」は、地球史初期のある時期に大規模な散逸(水素ダイナミック・エスケープ)を経験する。ここでいう「地球大気」が、まわりの原始太陽系星雲ガスを引き付けてできたぶ厚い原始大気(一次大気; 次節参照)なのか、地球内部からの脱ガスによる二次大気なのかは大きな問題である。筆者は、ぶ厚い一次大気よりは、むしろ地球集積と同時に進行した衝突脱ガスによる二次大気(水蒸気大気)の方が矛盾が少ないように感じている。ぶ厚い一次大気を考えた場合、それが散逸するとき同位体分別を起こした重い希ガスが無視できない量残る可能性がある⁸⁹⁾ためである(次節参照)。ここでは、地球がある程度の大きさに成長して以後、集積する微惑星から衝突脱ガスにより放出されてきた二次大気が、ティー・タウリ段階の太陽の強い極端紫外線(EUV)により水素ダイナミック・エスケープを起こしたと考えよう。(「ジャイアントインパクト」も水素ダイナミック・エスケープの原因となった可能性は否定しない。)いずれにせよ、このとき、ネオン同位体組成は太陽タイプの組成から、図5の“fractionation”と書かれた質量分別線に沿って、より重い(すなわち $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比がより低い)同位体組成へと変化した。図では“AIR”と書かれた現在の地球大気のネオン同位体組成まで変化するように描かれているが、実際にはさらに重い同位体組成まで変化した後に、引き続き地球内部からの脱ガスにより太陽タイプのネオンが混合することによって現在の大気ができたと考えるべきだろう。

現在の大気中あるいは海水中のネオン濃度は、マントル起源物質中に含まれるネオン濃度と比較して桁違いに高い。したがって、マントル起源物質が地球表層まで運ばれ、特にMORBやロイヒ海山の溶

岩のように海底に噴出する場合、大気組成の希ガスが試料に混入することは避けられない^{98)~100)}。その結果として、MORB やロイヒ海山のデータは、その本来のネオン同位体組成と大気との混合線上に並ぶことになる。これはネオン三同位体プロット上の MORB やロイヒ海山の傾きの異なるデータの並びを非常にうまく説明する。

6. 原始大気のマグマオーシャンへの溶解の可能性

実は、いわゆる「京都モデル」と呼ばれる惑星形成論⁷⁹⁾の立場から、Mizuno らはマントル中に太陽タイプのネオンが見つかるはずだと「予言」したことがある¹⁰¹⁾。「京都モデル」では、地球はその集積の最終段階で、ぶ厚い原始大気を持つと考えられた。すると、集積してくる微惑星からの重力エネルギーの解放と原始大気の温室効果によって地表温度は上昇し、地球の表層数百キロメートルは溶融してマグマオーシャンが形成される。このとき太陽組成の希ガスがマグマオーシャンに溶解したはずである。Mizuno らは、原始大気の希ガスの分圧（地球大気と比較すると $\text{He} > \text{Ne} > \text{Ar} > \text{Kr} > \text{Xe}$; 図 1 の縦軸の逆数）と希ガスの溶解度 ($\text{He} > \text{Ne} > \text{Ar} > \text{Kr} > \text{Xe}$) から計算すると、現在でも十分に観測にかかるだけの Ne がマグマオーシャンに溶解したという結論を得た。（He については現在でも地球大気から失われているため議論から除外する。）太陽のティー・タウリ段階の EUV による原始大気散逸の直後を考えると、地球表層数百キロメートルには太陽タイプのネオン ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \sim 13.6$) が、より深部には固体物質がもともと持っていた「プラネタリータイプ」のネオン ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \sim 8.2$) が存在することになる。その後の地球内部からの脱ガス（＝二次大気形成）の際に二つの成分の混合が起こったとすれば現在の大気組成は説明できる。この考え方に従えば、地球内部には太陽タイプのネオンだけでなく「プラネタリータイプ」のネオンも存在するべきである。しかも地球のより深部ほど後者の存在の可能性が高いことになる。ところが、現実のデータを見ると、ハワイの試料（下部マントルを源とする可能性もある）からも高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比が得られており、このモデルとは合わないように見える。

最近、Harper and Jacobsen¹⁰²⁾ は Mizuno らと非常に似たモデルを提案した。彼らは、マントル中のウラン濃度の見積りとロイヒ海山の高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比とから地球形成時に存在した ^3He の量を推定し、その量の多さからマグマオーシャンへの太陽タイプの希ガスの溶解があったと主張する。そして、現在のマントル中の希ガスを固体物質中に含まれていた「プラネタリータイプ」の希ガス（Ar, Kr, Xe に富む）と原始大気からマグマオーシャンに溶解した太陽タイプの希ガス（He, Ne に富む）の混合により説明する。適当な割合で混合が起こればマントル中の He と Ne は太陽タイプになる。一方、地球大気については、“Late Veneer”による「プラネタリータイプ」のネオンの付加を考える。（地球集積の最終段階において揮発性元素に富んだ酸化的な組成を持つ物質（CI コンドライト的なもの）が集積したという考え方があり、それを“Late Veneer”と呼んでいる^{103)~105)}。）その後、地球内部からの脱ガスにより太陽タイプのネオンが混合したと考えれば、現在の地球大気のネオン同位体組成が説明できる。

Harper and Jacobsen のモデルは、たしかに定性的には観測事実を説明するよう見える。しかし、Xe まで含めたすべての希ガスの同位体組成を眺めて見ると、事柄は簡単ではない。地球大気の Xe 同位体組成は、太陽や CI コンドライト中の Xe 同位体組成と比較すると重い同位体に富んでおり、その同位体分別の大きさは 4%/AMU（1 原子質量単位あたり 4%）にも達する^{5), 92)}。したがって、CI コンドライトをそのまま地球に集積させたのでは、地球大気の Xe 同位体組成は全く説明できない。さらに、ぶ厚い原始大気が散逸する際には、各希ガスは大きな同位体分別を起こすはずであり、その影響を考慮しなければモデルとしては完結しない。（Sasaki and Nakazawa⁹¹⁾ の計算結果を見ると、「京都モデル」型のお厚い原始大気が散逸する場合、重い希ガス（Ar, Kr, Xe）が無視できない量をとり残され

る可能性が高い。) ぶ厚い原始大気やマグマオーションが存在したのかどうか、あるいは「プラネタリータイプ」のネオン(原始太陽系星雲とは無関係な「プレソーラー粒子」が担っていることは先に述べた)が地球にどの程度寄与しているのかなどの点に関しては相当議論の余地があると考えなければならない。

いずれにしても、地球の大気形成に関するさまざまなモデルを検証しようとする場合、すべての希ガスに関して整合的に説明できているかどうかが重要なポイントになる。とりわけ、ここで議論している Ne 同位体組成と、上記の Xe 同位体組成の問題は重要である。本論文で詳しく触れるゆとりはないが、地球大気の Xe 同位体組成の起源に関しては、原始大気の散逸の際の同位体分別により説明するモデル^{76), 89)} や、微惑星の重力による質量分別効果により説明するモデル^{106)~108)} などがある。火星から来たと考えられる隕石(SNC 隕石と総称される)中の Xe が、地球大気と同様、太陽 Xe と比べて重い同位体に富む同位体組成を示している事実は、後者のプロセスを示唆しているのかも知れない¹⁰⁷⁾。もう一つ実験面で重要なことは、マントル内に太陽タイプの Ar や Xe が存在するかどうかという問題である。Caffee ら³³⁾ はいくつかの炭酸ガス井戸のガス中から過剰 ^{128}Xe を検出しているが、これがプラネタリータイプの Xe (あるいは太陽タイプの Xe?) の存在を示唆するとしたら重要である。最近 Valbracht ら²⁵⁾ は地球大気の $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比 (0.1880) と比べて有意に低いと思われる $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比 (~0.186) をロイヒ海山の試料の中に発見している。しかも、高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比を持つ試料ほど低い $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比を示す傾向が見られるのである。これは、マントル中に太陽タイプのアルゴン ($^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=0.1825$) が存在することを示唆しているのかもしれない。(彼らはまだ結論的な言い方はしていないが、)彼らも述べているとおり、これが事実であるならば、地球大気のアルゴンもネオンと同様、もともと太陽タイプであったものがハイドロダイナミック・エスケープにより同位体組成が重くなったということかもしれない。このあたりの事実を確定していくことは今後の研究において極めて重要だと思われる。

7. 深海底堆積物中の惑星間塵のマントルへの沈み込み?

地球には惑星間塵 (interplanetary dust particles, IDP) あるいは宇宙塵 (cosmic dust) と呼ばれる微細な粒子(典型的な直径は数十 μm 以下)がたえず降り注いでいる。直径 100 μm を超えるような粒子になると大気圏突入の際に空気との摩擦熱によって融解、蒸発を起こすが、直径 50 μm 以下の粒子の場合には(表面積/体積)比が大きくなるため、空気の抵抗によって落下速度が抑えられ、摩擦熱による温度上昇も少なく、ダメージをほとんど受けることなく地表に降り注ぐ^{109), 110)}。このような粒子は、宇宙空間を漂っている間じゅう太陽風の照射を受けているため、太陽組成の希ガス(特に存在度の高い He と Ne)をかなりの濃度で保持している^{111)~113)}。惑星間塵 (IDP) は地球表面に一樣に降り注いでいるはずであるが、陸から遠い深海底の堆積物は、その堆積速度が数 mm/千年と遅いため、IDP を非常に濃集している。実際、深海底堆積物中の希ガスを分析すると、太陽組成に近い He と Ne の同位体組成が得られる^{114)~121)}。さらに、IDP は深海底堆積物から分離した磁性成分の中により濃集していることがわかっている。この事実注目した Anderson¹²²⁾ と Allègre ら¹²³⁾ は、マントル中に見られる太陽タイプの Ne (および He) は、マントル本来のものではなく、IDP を含む深海底堆積物の一部がプレートとともにマントルに沈み込むことによって、地質時代を通して後からマントルに持ち込まれたものだという説を出した。もしそうだとするならば、いままでの議論はすべて白紙に戻さねばならない。

このモデル「IDP 仮説」が成り立つためには、二つの条件が必要である。まず第一に、地球に降り注ぐ IDP のフラックスが十分に大きく、マントル中の He, Ne の特徴を説明するに足るだけの量があること。第二に、IDP 中の希ガスが沈み込み帯で失われることなくマントルまで運ばれることである¹²⁴⁾。

IDP のフラックスについては、オスミウム同位体を用いて見積った値 5.0×10^{10} g/year¹²⁵⁾ と、 ^3He

の濃度から見積もった値 4×10^8 g/year¹¹⁸⁾ があるが、用いた方法により大きく食い違っている。その原因は、オスミウムのような難揮発性元素の場合、IDP が地球の大気圏に突入する際の加熱によって失われることがないのに対し、ヘリウムの場合は、直径 $50 \mu\text{m}$ 以上の IDP からは失われてしまうからである¹⁰⁹⁾。ここで問題にしなければならないフラックスは、IDP によってもたらされる希ガス (He, Ne) のフラックスであるから、当然 ^3He の濃度から見積もった値を用いる必要がある。Anderson, Allègre らの両者とも、IDP が持ち込む希ガスのフラックスと、地球内部から大気に放出される希ガスのフラックスとを比較し、マントルにおける太陽タイプの希ガスの現時点での収支がどうなっているかを考察している。Anderson によると、IDP が海洋底に持ち込む ^3He のフラックスは 8×10^3 cm³ STP/year、マントルからの ^3He の脱ガスフラックスは $\sim 3 \times 10^6$ cm³ STP/year である。(最近、Fahley¹²⁶⁾ は 7000 万年前までの深海底堆積物中のヘリウムを分析し、IDP による ^3He のフラックスにかなり変動が見られると報告している。彼のデータを用いると、IDP が海洋底に持ち込む ^3He のフラックスは、 $(0.7-4.3) \times 10^3$ cm³ STP/year と計算される。) 海洋底の IDP が持っている ^3He がすべてマントルまで運ばれると仮定しても、そのフラックスはマントルからの脱ガスフラックスより 3 桁近くも低い。明らかに両者はバランスしていない。もちろん、マントルからの脱ガスは現在の IDP のフラックスではなく過去のフラックスが決めているはずだから、現時点で両者がバランスしている必然性はない。しかし、IDP によってマントル中の太陽タイプの希ガス (He, Ne) を説明するためには、過去における IDP のフラックスが非常に高かったと考える必要があることは確かである^{122), 127), 128)}。

第二の条件については、より直接的な検証が可能である。それは IDP からの He と Ne の拡散実験である。試料を低温から高温へと段階的に加熱し、それぞれの温度で出てきた希ガスの量を測定することによって、その試料中の希ガスの拡散係数が推定できる。深海底堆積物中の磁性成分 (IDP が濃集している) を用いた拡散実験としては、Amari and Ozima¹¹⁹⁾ や Matsuda ら¹²¹⁾ の結果があったが、データの数が少なく (温度ステップが荒く) 細かな議論はできなかった。そこで、筆者は、Anderson や Allègre らの IDP 仮説を検証するため、非常に詳細な拡散実験を行った^{124), 129)}。

実験上の細かい説明はここでは省略するが、真空中で試料 (マグネタイト) を加熱して行った拡散実験の結果が、沈み込み帯における IDP からの希ガスの拡散に適用できるかどうかという点に関してコメントしておきたい。真空中での試料の加熱の際にマグネタイト (Fe_3O_4 , IDP の担体だと思われる) が一部還元されて α 鉄ができる ($< 600^\circ\text{C}$) ことにより体積変化が生じ、その際に希ガスが一部放出される (つまり通常の拡散過程以外の希ガス放出が起きる) 可能性が Craig により指摘された¹³⁰⁾。しかし、拡散実験と同様の条件下で加熱した試料を X 線分析にかけてみると、実験条件の範囲ではマグネタイトの相変化はみられなかった^{131), 132)}。つまり、観察された希ガスの放出は相変化によるものではなく、希ガスの拡散によるものである。したがって、以下に示す実験結果は、実際の沈み込み帯における IDP 中の希

図 8 太平洋の深海底堆積物から分離した磁性成分を段階加熱して得られたネオン同位体組成^{124), 129)}。図中の“AIR”は地球大気, “SW”は太陽風¹⁰⁾, “MORB”はSardaら²⁰⁾のMORB相関直線, “mfl”は質量分別線。データ脇の数字はガスが抽出された温度 ($^\circ\text{C}$) を示す。

ガスの拡散にも十分適用できる。

図8に段階加熱のさまざまな温度フラクションで得られたネオン同位体組成を示す。 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比は11.3~12.6と高く、たしかに太陽タイプの組成に近い。しかし、高温のフラクションになるほど $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比が下がる傾向があり（これは太陽風の中のものより高エネルギーの成分の寄与が増える結果であろう）、平均値は $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \sim 11.6$ 程度である。これではマントル起源物質中に見られる高い $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比（12~13に達する）を説明することは困難であろう。また、 $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比も最高0.044、平均値が0.038と、かなり高い値を示す。これは宇宙線による破砕反応（spallation）によってできた成分の寄与だと思われる。全体としてデータはかなりばらついており、IDPが必ずしも均一な成分を含んでいるわけではないことを示唆している¹²⁹⁾。

さて、多少の同位体不均一には目をつぶることにして、各温度で抽出されたガス（HeとNe）の量から拡散係数 D (cm^2/s)を計算しよう。ここで、希ガスを担っているIDPはすべて半径 a (cm)の球形であり、IDP中の希ガスの初期濃度は均一であると仮定する。拡散方程式の解^{133), 134)}を用いて求められた拡散係数の計算結果を図9に示す。縦軸は D/a^2 (s^{-1})を対数スケールでプロットしたもの、横軸は

図9 太平洋の深海底堆積物中の磁性成分を用いて得られた、惑星間塵 (IDP) 中の太陽タイプのヘリウムとネオンの拡散係数¹²⁹⁾。IDPはすべて均一な半径 a の球で様なHe, Ne濃度を持っていたと仮定した。横軸は $1000/T$ (T は絶対温度) であってあり、図の上部に対応する摂氏温度が示してある。図の右枠外には、ガスが試料から99%失われるのに要する時間を示した。実線は800℃から1200℃までのデータに最小自乗法であてはめて得られた直線。ネオンについては、抽出された ^{20}Ne の量そのものではなく、大気組成からの過剰 ^{20}Ne の量に換算してから拡散係数を求めると、やや傾きの異なる直線（図の破線）が得られる¹²⁴⁾が、結果に大きな違いは生じない。

絶対温度の逆数 $1/T$ (K^{-1})を1000倍したものである。このようなプロットをアレニウスプロット (Arrhenius plot) と呼び、単一の拡散プロセスが関与している場合にはデータが直線上に並ぶことが知られている。式で表すと、 $D = D_0 \exp(-E/RT)$ となる。ここで、 D_0 (cm^2/s)は定数 (pre-exponential factor と呼ばれる)、 E (kJ/mol)は拡散の活性化エネルギー、 $R = 8.314$ ($\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$)は気体定数、 T (K)は絶対温度である。直線の傾き ($-E/RT$) から活性化エネルギーを求めることができる。活性化エネルギーとは、拡散する分子（ここではHeあるいはNe原子）が、一つのサイトから隣のサイトに移る際に越えなければならないエネルギー障壁の高さと解釈される。

さて、図9を見ると、HeもNeも800℃以上のデータはきれいな直線上に乗っている。700℃以下の低温フラクションのデータがやや直線の上方にはずれるが、これは(1)平均よりも細粒のIDPが低温で多く脱ガスした影響が見えている、(2)700℃以下で活性化エネルギーのやや低いものへと拡散機構が変化している、という二つの可能性が考えられる。ここでは、とりあえず(1)の解釈をとることにして、直線性のよい800℃から1200℃までのデータを使って議論を進める。しかし、(2)の場合にはデータを低温側に延ばして推定した拡散係数が以下の議論よりも高くなるわけで、希ガスはIDPからますます逃げやすく

なる。したがって、後に見るように、この実験による結論（太陽タイプの He, Ne は IDP から失われる）をますます強める方向に作用する。（先に述べたように真空中で加熱したことによる試料の相変化は観察されていない^{[31], [32]}。したがって、低温部での直線性のずれは相変化によるものではない。）

D/a^2 の値がわかると、ガスがある割合まで逃げるのに要する時間が計算できる。例えば、 $D/a^2 = 0.03$ のとき 50% のガスが失われ、 $D/a^2 = 0.42$ のとき 99% のガスが失われる。ガスが 99% 失われるまでの時間を図 9 の右側に示してある。これを見ると、例えば 800°C のとき、He は約 1 日で、Ne は 30 日弱で IDP から失われることがわかる。データを低温側へ延長して計算すると、He なら 100°C、Ne でも 200°C 程度の温度で、 10^5 年以内に 99% が失われることがわかる。プレート運動の速度は 1~10 cm/year、すなわち 10^5 年で 1~10 km の速度である。一方、100°C あるいは 200°C という温度は、地下わずか 12 km あるいは 24 km 以内の深さで到達してしまう温度である^{[35], [36]}。つまり、太陽タイプの He も Ne も、沈み込みのごく初期の段階で IDP から完全に逃げ出してしまう。沈み込み帯の浅い場所でひとたび IDP の外に出た希ガスは、堆積物中の空隙に存在する海水などの流体とともに沈み込むスラブ（プレート）から絞り出され、失われてしまうに違いない。したがって、IDP に含まれる太陽タイプの He と Ne を沈み込むプレートとともにマントルまで持ち込むことは全く不可能だと結論できる。

こうして「IDP 仮説」は成り立たないことが証明された。そして地球のマントルと大気のネオン同位体組成の問題は、地球の集積、原始大気の散逸など、地球の初期史を調べる上で鍵を握る観測事実として残されることになった。

8. まとめにかえて

本論文では、地球内部における太陽タイプのネオンの発見とその解釈をめぐる議論を中心に、私見をまじえつつレビューを行った。さまざまな議論を行ってきたが、現在では地球内部におけるネオン同位体組成が太陽タイプであることはもはや疑う余地はない。ただ、それが何を意味しているかについては、議論のわかれるところである。筆者は原始大気の散逸（ハイドロダイナミック・エスケープ）の際の質量分別効果により地球大気のネオン同位体組成が重くなったという説がいちばんもっともらしいと考えているが、地球に不均一集積（いわゆる“Late Veneer”による「プラネタリータイプ」のネオンの付加）があったという説も完全に否定することはむずかしい。本文でも述べたように、ネオンだけでなくすべての希ガスを統一的に説明できるかどうかの一つの鍵である。また実験的な面からは、地球内部に太陽タイプの Ar や Xe が存在するのかどうかを確認することは非常に重要だと思われる。

本稿は主として「地球の大気とマントル」と「ネオン」に焦点をあてたレビューになっている。しかしながら、明らかに問題はそこにとどまるものではなく、太陽系の中で地球や他の惑星がどのように形成されてきたかという大きな問題につながっている。したがって、重要性を認識しながら本稿ではほとんど触れられなかった問題も多い。例えば他の惑星（金星や火星）の大気組成との比較は地球の形成を考える上で非常に重要であろう。また、Xe は、地球と太陽・隕石間に見られる大きな同位体分別の点からも、 ^{244}Pu や ^{129}I などの消滅核種を用いた年代学的な観点からも重要である。また隕石特有の“Phase-Q”と呼ばれる成分については、重い希ガス、特に Xe について重要だと思われるが、それが太陽系星雲ガスとどのような関係にあるのか、あるいは関係がないのか、そして地球の希ガスにどの程度の寄与をしているものなのかなども興味ある問題である。

謝 辞 本稿を書く機会を与えていただいた、九州大学の高岡宣雄教授、国立科学博物館の島 正子博士、その他日本質量分析学会の多くの方々に感謝します。また大学院在学中からの指導をはじめ、た

えず研究面で励ましていただいた小嶋稔東京大学名誉教授、兼岡一郎東京大学教授に感謝します。オーストラリア ANU の本田勝彦博士には貴重なコメントとともに ANU における最新の研究成果や文献を教えていただきました。また東京大学の長尾敬介教授からは貴重なコメントをいただくとともに、編集に際していろいろとお世話になりました。ここに感謝いたします。

文 献

- 1) H. Brown, in "The Atmospheres of the Earth and Planets," ed. by G. P. Kuiper, Univ. of Chicago Press, Chicago (1952), p. 258.
- 2) A. G. W. Cameron, *Space Sci. Rev.*, **15**, 121 (1973).
- 3) E. Anders and M. Ebihara, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 2363 (1982).
- 4) E. Anders and N. Grevesse, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 197 (1989).
- 5) M. Ozima and F. A. Podosek, "Noble Gas Geochemistry," Cambridge Univ. Press, Cambridge (1983).
- 6) F. Begemann, H. W. Weber, and H. Hintenberger, *Astrophys. J.*, **203**, L155 (1976).
- 7) Y. Hamano and M. Ozima, in "Terrestrial Rare Gases," ed. by E. C. Alexander, Jr. and M. Ozima, Japan Scientific Soc. Press, Tokyo (1978), p. 155.
- 8) G. Turner, *J. Geol. Soc., London*, **146**, 147 (1989).
- 9) P. Eberhardt, O. Eugster, and K. Marti, *Zeitschrift für Naturforschung*, **20a**, 623 (1965).
- 10) J. Geiss, F. Buehler, H. Cerutti, P. Eberhardt, and C. H. Filleaux, Apollo 15 Preliminary Scientific Report (1972), Chapter 15.
- 11) M. Ozima, *Rev. Geophys.*, **32**, 405 (1994).
- 12) I. McDougall and M. Honda, in "The Earth's Mantle: Composition, Structure and Evolution," ed. by I. Jackson, Cambridge University Press (in press).
- 13) H. Crag and J. E. Lupton, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**, 369 (1976).
- 14) D. Phinney, J. Tennyson, and U. Frick, *J. Geophys. Res.*, **83**, 2313 (1978).
- 15) T. K. Kyser and W. Rison, *J. Geophys. Res.*, **87**, 5611 (1982).
- 16) R. Poreda and F. R. Brozolo, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**, 277 (1984).
- 17) B. M. Kennedy, M. A. Lynch, J. H. Reynolds, and S. P. Smith, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1251 (1985).
- 18) M. Honda, J. H. Reynolds, E. Roedder, and S. Epstein, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12507 (1987).
- 19) M. Ozima and S. Zashu, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 19 (1988).
- 20) P. Sarda, T. Staudacher, and C. J. Allègre, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **72**, 357 (1988).
- 21) B. Marty, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, 45 (1989).
- 22) H. Hiyagon, M. Ozima, B. Marty, S. Zashu, and H. Sakai, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1301 (1992).
- 23) M. Honda, I. McDougall, D. B. Patterson, A. Doulgeris, and D. A. Clague, *Nature*, **349**, 149 (1991).
- 24) M. Honda, I. McDougall, D. B. Patterson, A. Doulgeris, and D. A. Clague, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 859 (1993).
- 25) P. J. Valbracht, T. Staudacher, A. Malahoff, and C. J. Allègre, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 399 (1997).
- 26) M. Moreira, T. Staudacher, P. Sarda, J.-G. Schilling, and C. J. Allègre, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, 367 (1995).
- 27) S. Niedermann, *Meteoritics*, **31**, A98 (1996).
- 28) T. Staudacher and C. J. Allègre, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **93**, 210 (1989).
- 29) T. Staudacher, P. Sarda, and C. J. Allègre, *Chem. Geol.*, **89**, 1 (1990).
- 30) R. J. Poreda and K. A. Farley, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 129 (1992).
- 31) P. J. Valbracht, M. Honda, T. Matsumoto, N. Mattielli, I. McDougall, R. Ragettli, and D. Weiss, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **138**, 29 (1996).
- 32) M. Honda, D. B. Patterson, I. McDougall, T. Falloon, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 135 (1993).
- 33) M. W. Caffee, G. B. Hudson, C. Versko, E. C. Alexander, Jr., G. R. Huss, and A. R. Chivas, *Lunar Planet. Sci.*, **XIX**, 154 (1988).
- 34) S. Xu, S. Nakai, H. Wakita, and X. Wang, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 4675 (1995).
- 35) H. Hiyagon, 質量分析, **37**, 325 (1989).
- 36) K. C. Condie, "Plate Tectonics and Crustal Evolution," 3rd Ed., Pergamon Press, Oxford (1989), p. 61.
- 37) J. E. Lupton, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **11**, 371 (1983).

- 38) A. Zindler and S. Hart, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 493 (1986).
- 39) H. Hiyagon and M. Ozima, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2045 (1986).
- 40) P. Eberhardt, J. Geiss, H. Graf, N. Grogler, M. D. Mendia, M. Morgli, H. Schwaller, and A. Steller, Proc. 3rd Lunar Sci. Conf. (1972), p. 1821.
- 41) D. C. Black, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 347 (1972).
- 42) W. F. Dietrich and J. A. Simpson, *Astrophys. J.*, **231**, L91 (1979).
- 43) R. A. Mewaldt, J. D. Spalding, and E. C. Stone, *Astrophys. J.*, **280**, 892 (1984).
- 44) J.-P. Meyer, *Astrophys. J. Suppl.*, **57**, 173 (1985).
- 45) J.-P. Benkert, H. Baur, P. Signer, and R. Wieler, *J. Geophys. Res.*, **98**, 13147 (1993).
- 46) L. Alaerts, R. S. Lewis, J. Matsuda, and E. Anders, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 189 (1980).
- 47) R. S. Lewis, Tang M., J. F. Wacker, E. Anders, and E. Steel, *Nature*, **326**, 160 (1987).
- 48) M. Tang and E. Anders, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1235 (1988).
- 49) R. S. Lewis, *Lunar Planet. Sci.*, **XXV**, 793 (1994).
- 50) G. Huss and R. S. Lewis, *Meteoritics*, **29**, 791 (1994).
- 51) E. Anders and E. Zinner, *Meteoritics*, **28**, 490 (1993).
- 52) E. Anders, in "Meteorites and the Early Solar System," ed. by J. F. Kerridge and M. S. Matthews, Univ. Arizona Press, Tucson (1988), p. 927.
- 53) D. C. Black and R. O. Pepin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **6**, 395 (1969).
- 54) M. H. A. Jungck and P. Eberhardt, *Meteoritics*, **14**, 439 (1979).
- 55) P. K. Swart, M. M. Grady, C. T. Pillinger, R. S. Lewis, and E. Anders, *Science*, **220**, 406 (1983).
- 56) E. Zinner, Tang M., and E. Anders, *Nature*, **330**, 730 (1987).
- 57) Tang M. and E. Anders, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1221 (1988).
- 58) S. Amari, R. S. Lewis, and E. Anders, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 459 (1994).
- 59) R. S. Lewis, S. Amari, and E. Anders, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 471 (1994).
- 60) S. P. Smith, J. C. Huneke, R. S. Rajan, and G. J. Wasserburg, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 627 (1977).
- 61) R. Wieler, E. Anders, H. Bauer, R. S. Lewis, and P. Signer, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 1709 (1991).
- 62) R. Wieler, E. Anders, H. Bauer, R. S. Lewis, and P. Signer, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 2907 (1992).
- 63) R. Wieler, in "Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry," ed. by J. Matsuda, Terra Sci. Pub. Company, Tokyo (1994), p. 31.
- 64) R. S. Lewis, B. Srinivasan, and E. Anders, *Science*, **190**, 1251 (1975).
- 65) K. Nagao, N. Takaoka, and O. Matsubayashi, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 82 (1979).
- 66) K. Nagao, N. Takaoka, and O. Matsubayashi, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 175 (1981).
- 67) S. N. Rama and S. R. Hart, *Science*, **147**, 737 (1965).
- 68) G. W. Wetherill, *Phys. Rev.*, **92**, 907 (1954).
- 69) H. Hünemohr, Dr. Thesis, Johannes-Gutenberg Univ., Mainz, Germany (1989).
- 70) I. Yatsevich and M. Honda, *J. Geophys. Res.*, **102**, 10291 (1997).
- 71) D. Heymann, M. Dziczkaniec, and R. Parma, Proc. 7th Lunar Planet. Sci. Conf. (1976), p. 3411.
- 72) M. Honda, I. McDougall, and D. Patterson, *Lithos*, **30**, 257 (1993).
- 73) D. B. Patterson, M. Honda, and I. McDougall, in "Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry," ed. by J. Matsuda, Terra Sci. Pub. Company, Tokyo (1994), p.179.
- 74) S. Sasaki, *Icarus*, **91**, 29 (1991).
- 75) D. M. Hunten, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1481 (1979).
- 76) D. M. Hunten, R. O. Pepin, and J. C. G. Wacker, *Icarus*, **69**, 532 (1987).
- 77) D. M. Hunten, T. M. Donahue, J. C. G. Wacker, and J. F. Kasting, in "Origin and Evolution of Planetary and Satellite Atmospheres," ed. by S. K. Atrea, J. B. Pollack, and M. S. Matthews, Univ. Arizona Press, Tucson (1989), p. 386.
- 78) 阿部 豊, "惑星の科学," 清水幹夫 (編), 朝倉書店, 東京 (1993), 第1章.
- 79) C. Hayashi, K. Nakazawa, and Y. Nakagawa, in "Protostars and Planets II," ed. by D. C. Black and M. S. Matthews, Univ. Arizona Press, Tucson (1985), p. 110.
- 80) M. Sekiya, K. Nakazawa, and C. Hayashi, *Prog. Theor. Phys.*, **64**, 1968 (1980).
- 81) M. Sekiya, K. Nakazawa, and C. Hayashi, *Prog. Theor. Phys.*, **66**, 1301 (1981).
- 82) C. Hayashi, K. Nakazawa, and H. Mizuno, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 22 (1979).
- 83) S. Sasaki, in "Origin of the Earth," ed. by H. E. Newsom and J. H. Jones, Oxford Univ. Press, New York (1990), p. 195.

- 84) T. J. Ahrens, J. D. O'Keefe, and M. A. Lange, in "Origin and Evolution of Planetary and Satellite Atmospheres," ed. by S. K. Atrea, J. B. Pollack, and M. S. Matthews, Univ. Arizona Press, Tucson (1989), p. 328.
- 85) M. A. Lange and T. J. Ahrens, *Icarus*, **51**, 96 (1982).
- 86) Y. Abe and T. Matsui, *J. Geophys. Res.*, **91**, E291 (1986).
- 87) Y. Abe and T. Matsui, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3081 (1988).
- 88) M. Sekiya, K. Nakazawa, and C. Hayashi, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 197 (1980).
- 89) S. Sasaki and K. Nakazawa, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **89**, 323 (1988).
- 90) K. Zahnle, J. F. Kasting, and J. B. Pollack, *Icarus*, **84**, 502 (1990).
- 91) S. Sasaki and K. Nakazawa, *Icarus*, **85**, 21 (1990).
- 92) R. O. Pepin, *Icarus*, **92**, 2 (1991).
- 93) A. G. W. Cameron, *Icarus*, **56**, 195 (1983).
- 94) G. W. Wetherill, *Science*, **228**, 877 (1985).
- 95) G. W. Wetherill, in "Origin of the Moon," ed. by W. K. Hartmann, R. J. Phillips, and G. J. Taylor, Lunar and Planetary Institute, Huston (1986), p. 519.
- 96) W. K. Hartmann, in "Origin of the Moon," ed. by W. K. Hartmann, R. J. Phillips, and G. J. Taylor, Lunar and Planetary Institute, Huston (1986), p. 579.
- 97) A. G. W. Cameron, in "Origin of the Moon," ed. by W. K. Hartmann, R. J. Phillips, and G. J. Taylor, Lunar and Planetary Institute, Huston (1986), p. 609.
- 98) K. A. Farley and R. J. Poreda, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, 325 (1993).
- 99) D. B. Patterson, M. Honda, and I. McDougall, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 705 (1990).
- 100) D. B. Patterson, M. Honda, and I. McDougall, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 749 (1991).
- 101) H. Mizuno, K. Nakazawa, and C. Hayashi, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 202 (1980).
- 102) C. L. Harper and S. B. Jacobsen, *Science*, **273**, 1814 (1996).
- 103) E. Anders and T. Owen, *Science*, **198**, 453 (1977).
- 104) H. Wänke, *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **A303**, 287 (1981).
- 105) G. Dreibus and H. Wänke, *Icarus*, **71**, 225 (1987).
- 106) M. Ozima and K. Nakazawa, *Nature*, **284**, 313 (1980).
- 107) K. Zahnle, J. B. Pollack, and J. F. Kasting, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2577 (1990).
- 108) G. Igarashi and M. Ozima, *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites*, **1**, 315 (1988).
- 109) D. E. Brownlee, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **13**, 147 (1985).
- 110) W. Hunter and D. W. Parkin, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, **255**, 382 (1960).
- 111) R. S. Rajan, D. E. Brownlee, D. Tomandl, P. E. Hodge, H. Farrar, and R. A. Britten, *Nature*, **267**, 133 (1977).
- 112) A. O. Nier and D. J. Schlutter, *Lunar Planet. Sci.*, **XX**, 790 (1989).
- 113) C. T. Olinger, M. Maurette, and R. M. Wacker, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **100**, 77 (1990).
- 114) A. Ya. Krylov, B. A. Mamyrin, Yu. I. Silin, L. V. Khabarin, *Geochem. Int.*, **10**, 202 (1973).
- 115) M. Ozima and M. Takayanagi, *Nature*, **311**, 448 (1984).
- 116) S. Amari and M. Ozima, *Nature*, **317**, 520 (1985).
- 117) H. Fukumoto, K. Nagao, and J. Matsuda, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2245 (1986).
- 118) M. Takayanagi and M. Ozima, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12531 (1987).
- 119) S. Amari and M. Ozima, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1087 (1988).
- 120) A. O. Nier, D. J. Schlutter, and D. E. Brownlee, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 173 (1990).
- 121) J. Matsuda, M. Murota, and K. Nagao, *J. Geophys. Res.*, **95**, 7111 (1990).
- 122) D. L. Anderson, *Science*, **261**, 170 (1993).
- 123) C. J. Allègre, P. Sarda, T. Staudacher, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**, 229 (1993).
- 124) H. Hiyagon, *Science*, **263**, 1257 (1994).
- 125) B. K. Esser and K. K. Turekian, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1383 (1988).
- 126) K. A. Fahley, *Nature*, **376**, 153 (1995).
- 127) F. M. Stuart, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **122**, 245 (1994).
- 128) C. J. Allègre, P. Sarda, T. Staudacher, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **122**, 249 (1994).
- 129) H. Hiyagon, in "Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry," ed. by J. Matsuda, Terra Sci. Pub. Company, Tokyo (1994), p. 67.
- 130) H. Craig, *Science*, **265**, 1892 (1994).

- 131) H. Hiyagon, *Science*, **265**, 1893 (1994).
- 132) H. Hiyagon, in "Volatiles in the Earth and Solar System," AIP Conference Proceedings, **341**, ed. by K. A. Farley, Amer. Inst. Phys., New York (1994), p. 284.
- 133) H. L. Carslaw and J. C. Jager, "Conduction of Heat in Solids," 2nd Ed., Clarendon Press, Oxford (1959).
- 134) J. Crank, "The Mathematics of Diffusion," 2nd Ed., Clarendon Press, Oxford (1975).
- 135) H. Martin, *Geology*, **14**, 753 (1986).
- 136) M. Cools, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **105**, 715 (1993).

Keywords: Atmosphere, Mantle, Noble gas, Neon, Solar-type neon, Hydrodynamic escape, Mass fractionation