地学雑誌
Journal of Geography
114(3) 338–349 2005

地球内部の岩石鉱物

大　谷　　栄　治*

Minerals and Rocks in the Earth's Interior

Eiji OHTANI*

Abstract

The recent progress of the studies on high pressure and high temperature phase transformation of earth materials are reviewed. A brief introduction on the basis on the chemistry and mineralogy of materials composing crust and mantle is also included. Several new high pressure minerals including the post-perovskite phase of $MgSiO_3$, post-stishovite phases of SiO_2 such as $CaCl_2$ type, a-PbO_2 type phases, which are likely to exist at the core-mantle boundary has been reported. Magma is highly compressible and compatible with iron relative to coexisting minerals, indicating existence of a melt-crystal density crossover at high pressure. The dense melt may play important roles at the core-mantle boundary together with in the early magma ocean stage of the earth's evolution. We can expect existence of gravitationally stable melts in the ultra low velocity layer at the core-mantle boundary. The study of the lower mantle and core is one of the most important target in the material science of the earth.

Key words： phase transformation, Earth's interior, high Pressure, mantle, core-mantle boundary, core, magma

キーワード：相転移，地球内部，高圧，マントル，核–マントル境界，核，マグマ

I. 序　　論

1）はじめに

地球内部物質の研究は，近年目覚しい進歩を遂げ，これまでの知識を大きく塗り替えている。高温高圧安定相が次々に合成され，また天然にもこのような高圧相が発見され命名されている。ここでは，地球物質科学の基礎的な事項を紹介するとともに，最近のホットな話題についても紹介する。

II. 地球を作る物質と相転移

1）地殻を作る物質と化学組成

地殻は地球の質量の 0.3 %に過ぎず，地球の半径に比べて非常に薄いが，大気海洋とともに人間生活に影響する重要な部分である。地殻は大きく海洋地殻と大陸地殻に分けられる。海洋地殻は海洋底玄武岩からなり，その上部が堆積物の薄い層で覆われている。海洋底に現存する最古の海洋地殻の年齢は約 2 億年であり，それより古い海洋底は存在しない。これは 2 億年より前のプレー

* 東北大学大学院理学研究科
* Graduate School of Science, Tohoku University

トが，沈み込みによってマントル内部に帰ってしまったからである。このような2億年のサイクル（プレートの生産と消滅サイクル）をウイルソン・サイクルと呼ぶ。

2億年以前の海洋地殻の情報を得る事も可能である。海洋地殻はしばしば，プレートの動きに伴って沈み込まず，島弧に付加してしまうことがある。海洋地殻が付加した地層が分布する地域を付加体と呼ぶ。現在の日本列島にも太平洋プレートで押されてきた海底の泥や溶岩などが，付加し続けている。こうして海底にあった堆積物や溶岩が，既存の地殻の中に取り込まれて，一部は陸化する。付加体に加え，古い海洋地殻が陸化してしまっている場所も存在する。陸上に現れた海洋地殻と最上部マントルの層序をオフィオライトと呼んでいる。アルプス山脈，キプロス島そしてオマーンなどではかつての海洋地殻の断片が陸上に大規模に顔を出している。日本でも北海道などで見られる。

大陸地殻は，通常20～40 kmの厚さを持つ。深度に応じて，圧力や温度も変化し構成する岩石も異なっている。上部～中部地殻は，堆積岩類や花崗岩類，火山噴出物などからなり，一般に地殻の地震活動は上部地殻に限られている。大陸の上部地殻の平均化学組成に関しては，SiO_2量が64～66 wt%であり「花崗岩的」組成である事が分かった（図1）。この組成は玄武岩とハンレイ岩からなる海洋地殻と大きく異なる。花崗岩は玄武岩，それにマントル物質に比べ密度が小さいのが特徴である。下部地殻はハンレイ岩またはこれに水が加わった角閃岩などが主要な岩石になる。下部地殻においては温度圧力が高く，岩石がその圧力や温度や周辺の環境に応じた鉱物構成や組織を持つようになる。こうした作用を変成作用と呼び，こうした作用で形成された岩石を変成岩と呼ぶ。角閃岩も変成岩であり地殻の厚さ（＝圧力）や地温勾配に応じて様々な変成岩が地殻内で形成される。

大陸地殻を構成する変成岩のうち，特に高圧で形成される岩石はプレートの沈み込みにともなって，一旦，地球深部に運ばれそこで平衡に達した

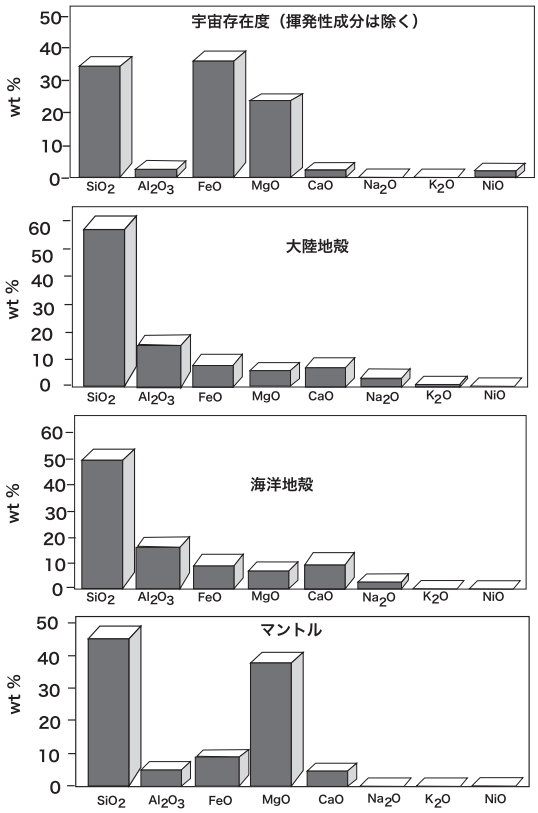

図 1　宇宙存在度，地殻，マントルの組成の比較.

Fig. 1　Solar abundance, crust and mantle compositions.

と考えられている。最近，このような変成岩の中にダイヤモンドやシリカ（SiO_2）の多形であるコーサイトが見出されている。このような変成岩は超高圧変成岩と呼ばれている。特にロシアのカザフスタン地域のコクチェタフ岩体からは微細なダイヤモンドがザクロ石の内部に取り込まれた結晶包有物として見出された（例えば, Shatsky *et al.*, 1995）。この発見は，この岩体が，かつて深さ200 km（圧力6 GPa）にも及ぶ深さにまで達し，その後隆起したという新しい知見を生んだ。最近の超高圧変成岩の研究によると堆積岩を含む大陸地殻起源の岩石も，上部マントル深くに一旦沈み込んだことが明らかになっている。大陸地殻を構成する堆積岩や変成岩の一部はプレートの沈み込みに伴って，さらにマントル深部まで運ばれてい

る可能性がある。地殻の変動はこれまで考えられていたよりもはるかにダイナミックであることが明らかになっている。

2）マントルの化学組成と鉱物組成

1．マントルの化学組成

マントルの質量は地球全体の 70 wt%，核は 30 wt%（そのうち，内核は核の約 13 wt%）である。このように，マントルは地球のケイ酸塩部分の大部分を占める。したがって，地球の組成を推定するためにはマントルの組成を知る必要がある。

マントルの化学組成はどのようにして推定できるのであろうか。マントルの化学組成は以下のような方法によって推定されている。第一の方法は（1）マントル由来の岩石にもとづいて推定する方法である。マントル由来の岩石にはマグマによって地表にもたらされたマントル捕獲岩（ゼノリス）や構造運動によって最上部マントルが露出したカンラン岩体などが知られている。マントル由来の岩石は多くはカンラン岩と呼ばれる岩石である。その中で，カルシウムやアルミニウムなどの玄武岩成分を含む未分化のカンラン岩の化学分析は，マントルを代表する組成であると考えられている（例えば, Jagoutz *et al.*, 1979）。第二の方法は（2）Ringowood（1991）によって提案されたものであり，パイロライトと呼ばれる仮想的な岩石がマントルを代表する組成と考えるものである。これは玄武岩とカンラン岩を主要元素がコンドライトの比率(例えば玄武岩：カンラン岩＝1：4（重量比））になるように混ぜ合わせたものである。これ以外に，第三の方法として（3）マグマの組成から推定する方法もある（例えば, Sun and Nebsbit, 1978）。初期地球の太古代においてマントルが大量に溶けて生じた超苦鉄質のマグマが生じた。このマグマが固まってできる岩石がコマチアイトと呼ばれ，天然に採取可能である。この岩石をつくったマグマの組成またはこれにカンラン石を加えた組成がもとのマントルの化学組成をほぼ代表していると考えられる。事実このマグマからのマントル組成の推定値と上記（1）のカンラン岩からの推定値とはよく一致している。

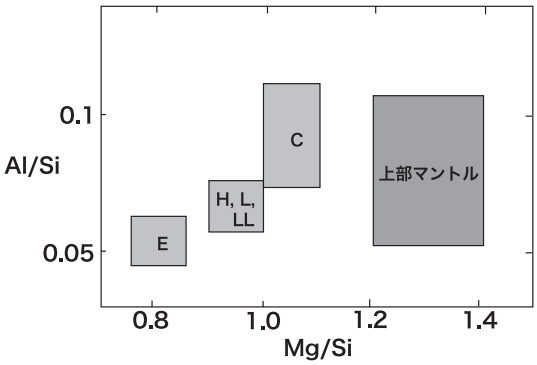

図 2　様々なコンドライトとマントル（上部マントル）の化学組成の違い.

Fig. 2　Compositional difference among various chondrites and mantle（upper mantle).

こうして求められたマントル化学組成と隕石化学組成の比較を行ったものが図 2 である。C1 コンドライト存在度や宇宙存在度においては，Mg/Si 比はほぼ 1 である。C1 コンドライトは地球を作る上で重要な材料物質であるので，本来なら親鉄元素や親銅元素以外はマントルに残り C1 コンドライトと似たような組成を持つはずである。これに対して，マントル組成の特徴は Mg/Si が 1 より大きい。これは大変重要な特徴である。このようなマントルの化学組成の特徴は，どのようにして説明できるのであろうか。現在，このような特徴を説明するには以下の三つの可能性が提案されている。すなわち，(1) Si が核に固溶しているために結果的にマントルは Si に富んでいる，(2) Mg/Si 比が 1 より大きいのは上部マントルに限られており，下部マントルは Mg/Si 比が 1 より小さい，(3)Mg に比べて Si は揮発性が高く，地球の起源物質にはもともと，宇宙存在度に比べて Si に枯渇していたなどと説明されている。

2．マントルの鉱物組成

マントルを構成する主要岩石であるカンラン岩は，約 60 %のカンラン石，そして，残りを斜方輝石，単斜輝石，そしてアルミナを含む鉱物からなる。上部マントルの鉱物構成を図 3 に示す。

アルミナを含む鉱物は上部マントルの温度圧力条件にしたがって，斜長石，尖晶石（スピネル），

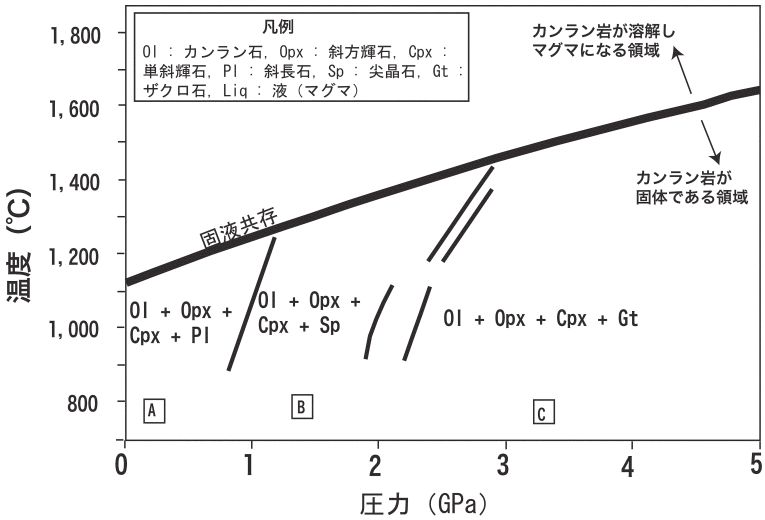

図 3　上部マントルを構成するカンラン岩の鉱物構成．圧力の増加とともにアルミナを含む鉱物が（A）斜長石（Pl），（B）尖晶石（Sp），（C）ザクロ石（Gt）へと変化する．

Fig. 3　Mineralogical constitution of peridotite in the upper mantle. The aluminous phases change from (A) plagioclase (Pl) through (B) spinel (Sp) to (C) garnet Gt.

ザクロ石と変化し，それぞれ斜長石カンラン岩（図 3 の A），尖晶石カンラン岩（図 3 の B），ザクロ石カンラン岩（図 3 の C）と呼ばれている（MacGregor, 1974）。最上部マントルは一般に尖晶石カンラン岩からなるが，高温部は斜長石カンラン岩，そしてより高圧の深部の上部マントルはザクロカンラン岩からなる。マントルを構成するカンラン岩は，しばしば玄武岩マグマやキンバライトマグマの噴出にとともなって捕獲岩（ゼノリス）として地表にもたらされている。これらの捕獲岩の多くは尖晶石カンラン岩やザクロ石カンラン岩である。

日本でもこうしたマントル捕獲岩を採集できる。秋田県の男鹿半島に一の目潟とよばれる湖がある。これはかつての火山活動でできた火口湖である。一の目潟の周辺には，火山活動で噴出した岩石が堆積している。その中に日本列島の下部地殻（角閃岩など）を作る岩石やマントル捕獲岩（尖晶石カンラン岩など）も存在するのである。

3）マントルにおけるマグマの発生

日本列島は火山列島である。火山から噴出するマグマは，どこで作られるのであろうか？　ほとんどのマグマは地殻および上部マントルで発生する。玄武岩は，マントルのカンラン岩の一部が溶けて生じる（図 3）。図 3 の太線より下の温度圧力条件ではカンラン岩は溶けずに固体のままである。太線の条件になると，カンラン岩が溶け出し玄武岩マグマを生成する。ただし，太線の上では溶けた部分と溶け残った鉱物が共存する。こうしたマントル物質の融解は地下数十 km くらいで起き，そこからマグマが地表に到達する。中央海嶺などでは海洋地殻が薄く，マグマは数 km から数十 km の深さで発生し海底に噴出する。固体であるマントルを溶かすためにはきっかけが必要である。日本列島のような環境では，沈み込むプレートから供給される水がマントルの融点を下げマグマを発生させている。

4）マグマの密度：マグマと結晶の密度逆転と地球内部の分化

地球の内部で生じたマグマが上昇し噴火するのは，地殻や上部マントルに比べてマグマが軽いためである。しかし，上部マントル深部ではマグマ

とマントル物質の密度が等しくなり，さらに深部ではマグマの方がマントルの岩石よりも重くなる。すなわち，上部マントル下部で生じたマグマは沈んでしまい地表に噴出できない。これは，一般にマグマは鉱物よりも縮みやすく，しかも重い鉄成分は鉱物に比べてマグマに濃集するために，上部マントル下部の圧力では，マントル鉱物に比べて大きな密度をもつようになるからである。マグマがやわらかく縮みやすいのは，高温高圧においてマグマの構造がより高密度のものに変化するためであると考えられている。このような構造変化はアルミニウム原子やシリコン原子の周りの酸素の配位数が増加したり，酸素–金属–酸素間の結合角の減少などが原因であると考えられている。

このようなマグマの性質は，初期地球のマグマオーシャンにおける分化作用に大きく影響した可能性がある。マグマオーシャンの深さが 400 km を超えるような深いマグマオーシャンでは，マグマの密度が増加して，これと共存するカンラン石とマグマとの密度逆転が生じる（図 4）。結晶化したカンラン石は分離沈降せず上部マントルに集積する。これが上部マントルの化学組成がコンドライト隕石よりもカンラン石に富んでいる理由であるとの考えが提案されている（Ohtani, 1985; Agee, 1998）。

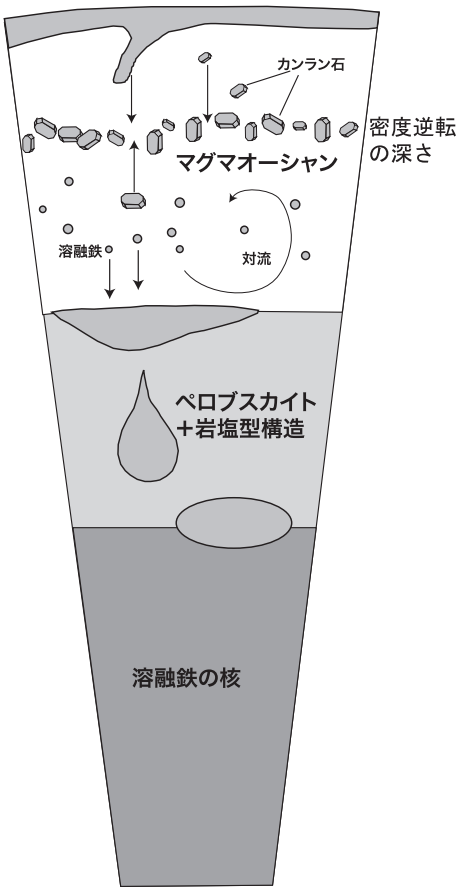

図 4　マグマオーシャンの固化に伴うマントルの分化.
マグマオーシャン内部ではカンラン石とマグマの密度逆転が起こり得る．このような密度逆転は，上部マントルをカンラン石に富ませる働きをする．

Fig. 4　Fractionation of the mantle due to solidification of magma ocean.
Density crossover between olivine and magma occurs in the deep magma ocean. Olivine enriched upper mantle can be formed by the density crossover.

III. 地球内部の相転移

1）マントル物質の相転移

地球内部は高温高圧の条件にある。常圧で安定な物質でも高温高圧下では不安定となり結晶構造が変化することがある。このような変化を相転移という。常温で安定な石墨（グラファイト）は高温高圧条件ではダイヤモンドになる。これは相転移の典型的な例である。グラファイトとダイヤモンドは同じ化学組成をしているが異なった鉱物なので多形の関係にある。

また，上部マントルの主要鉱物であるカンラン石の高圧相にはそれぞれ変形スピネル構造を持つウォズレアイト（wadsleyite）やスピネル構造を持つリングウッダイト（ringwoodite）がある。リングウッダイトはさら高圧のもとでマグネシオブスタイト（Mg, Fe）O とペロブスカイト（Mg, Fe）SiO_3 に分解する。これはポストスピネル転移とも呼ばれている。この転移の相境界は高温では低圧側に相境界が移動し負の勾配を持つことが知られている。こうした鉱物の相変化を圧力や温度との関係で表す。これを相平衡図という。この相平衡図は高温高圧実験や熱力学的な計算で決る

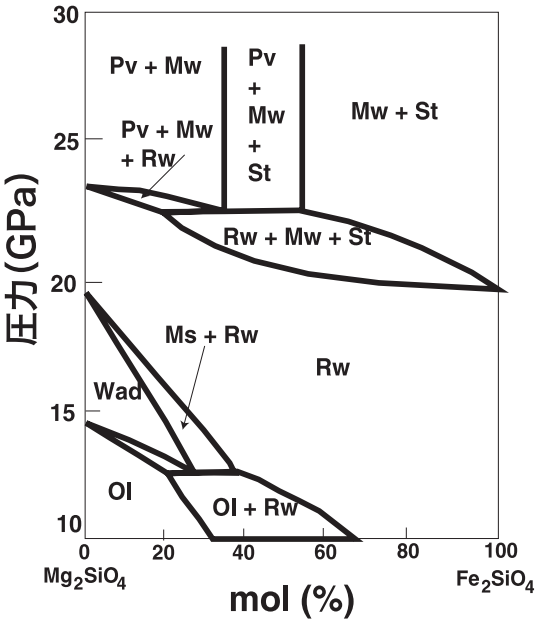

図 5　Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4 系の 1100℃における相平衡図.

Fig. 5　Phase diagram of Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4 at high pressure and 1100℃.

ことができる。図 5 に Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4 系の相平衡図を示す。このようなカンラン石の多形のほかに，上部マントルを構成する鉱物であるザクロ石（ガーネット）は高温高圧のもとで輝石成分（$MgSiO_3$）を固溶しシリカに富んだ組成になる。このようなザクロ石は，メージャライトと呼ばれている。ザクロ石に輝石成分が溶け込む反応は輝石 - ザクロ石転移と呼ばれている。この反応は上部マントル下部からマントル遷移層全体にわたって緩やかに進行する。

下部マントル最上部においては，メージャライトはさらに相転移し，アルミナを含むペロブスカイト構造に転移することが知られている。このような相転移をポストガーネット転移と呼ぶ。この転移境界は，ポストスピネル転移と異なり正の勾配を持つ。ポストガーネット転移は，平均的なマントルの温度分布によれば，リングウッダイトの分解圧力よりも高圧で生じる。一方，沈み込むプレート内部のように低温のマントルでは，ポストガーネット転移はリングウッダイトの分解圧力よりも低圧で生じる。

詳細な高温高圧実験で予測したマントル内部の鉱物変化は，実際の観測（この場合，地震波速度分布）と対応づけられている。マントルには 410 km と 660 km に二つの地震波速度の不連続面が存在する（図 6）。この二つの不連続面では，縦波速度 Vp，横波速度 Vs，密度 ρ が不連続に増加する（例えば, Dziewonski and Anderson, 1981）。410 km の地震波速度不連続面はカンラン石からウォズレアイトへの相転移に対応し，660 km の地震波速度不連続面はリングウッダイトのマグネシオブスタイトとペロブスカイトへの分解反応に相当するものと考えられている。これらの相転移境界の温度圧力が地震学的に観測されている地震波速度の不連続面と深さと対応付けることが可能になっている。地震学的に観測される二つの不連続面での縦波速度，横波速度，密度の増加は，上記の相転移にともなう変化によって近似的には説明されている。また，マントル遷移層には，深さ 550 km 付近に小さな速度の増加が認められることもある。この不連続はウォズレアイトからリングウッダイトへの相転移に対応すると説明されているが，観測されない場所も多くそれほどはっきりしていない。

最近の実験結果によると，単調で相転移が存在しないと考えられてきた下部マントルにいくつかの相転移が存在することが明らかになってきた。下部マントルを構成する主要な鉱物はマグネシオブスタイトとペロブスカイトである。最近の高圧条件のメスバウア分光測定によると，マグネシオブスタイトは下部マントル内部で高スピン状態から低スピン状態に相転移することが明らかになってきた。この相転移によって，マグネシオブスタイトの圧縮特性が変化し，また鉄マグネシウムの元素分配にも影響する可能性が示唆されている（Badro *et al.*, 2003; Lin *et al.*, 2005）。また，下部マントル最下部において，ペロブスカイト相が高圧のポスト・ペロブスカイト相に転移することが，わが国の研究者によって明らかにされた（Murakami *et al.*, 2004; Oganov and Ono,

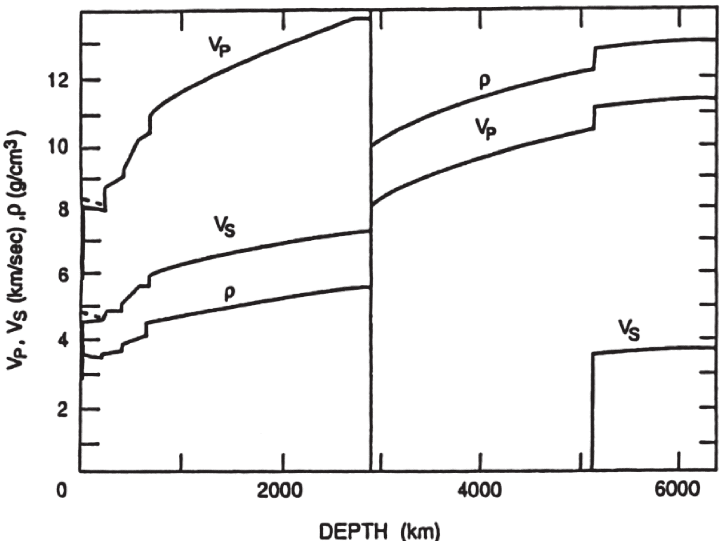

図 6　地球内部の密度分布，地震波速度分布に関する PREM モデル（Dziewonski and Anderson, 1981）.

Fig. 6　Density and seismic wave velocity profiles in PREM（Dziewonski and Anderson, 1981）.

2004）。この相転移によって 2 ～ 3 %の密度の増加が期待され，この相によってマントル最下部の D" 層が説明できると考えられている。

2）地震波速度の不連続面と温度・圧力標準

地球内部の地震波速度構造は鉱物の相転移境界と対応づけられることが多い。すでに述べたように 410 km と 660 km の地震波速度の不連続面はカンラン石のウォズレアイトへの転移，カンラン石の高圧多形のリングウッダイトの分解に対応づけられ，これらの対応にもとづいて，地球内部の温度を推定する試みがなされてきた（例えば，Akaogi and Ito, 1993）。

近年，高温高圧研究分野において，高温高圧下での圧力スケールの研究が進展した。これは，放射光からの強力 X 線を利用することが可能になり，高温高圧のもとで X 線回折実験が行われ，物質の体積の温度圧力変化が直接測定可能になったことによる。物質の体積（または密度）の温度・圧力による変化様式を表す式を状態方程式という。圧力の見積もりの基準になる物質（圧力標準物質）としては塩化ナトリウム（NaCl），金（Au），白金（Pt），マグネシア（MgO）などがある。これらの物質の状態方程式にもとづいて，地球科学的に重要なカンラン石のウォズレアイトへの転移やリングウッダイトの分解反応境界の精密測定が行われた。このような研究によると，リングウッダイトの分解反応の境界は，660 km の不連続とは一致せず約 50 km 程度低圧側に存在することが明らかになった（Irifune *et al.*, 1998）。このずれは，この相転移境界の決定に用いられた金の圧力スケール（Anderson *et al.*, 1989）が高温で圧力を低く見積りすぎていることに起因することが明らかになっている。また，高圧下における温度スケールも確立しているとは言えず，マントル遷移層以深の温度圧力条件を定量的に評価することはいまだに困難である。20 ～ 30 GPa 付近 1000 ～ 2000 K 程度の条件では，少なくとも ± 1 GPa 程度の圧力の不確かさがあるのが現状である。

さらに核マントル境界や核の圧力は 135 GPa から 360 GPa にも及んでいる。このような条件では，室温においてさえも使用する圧力スケール

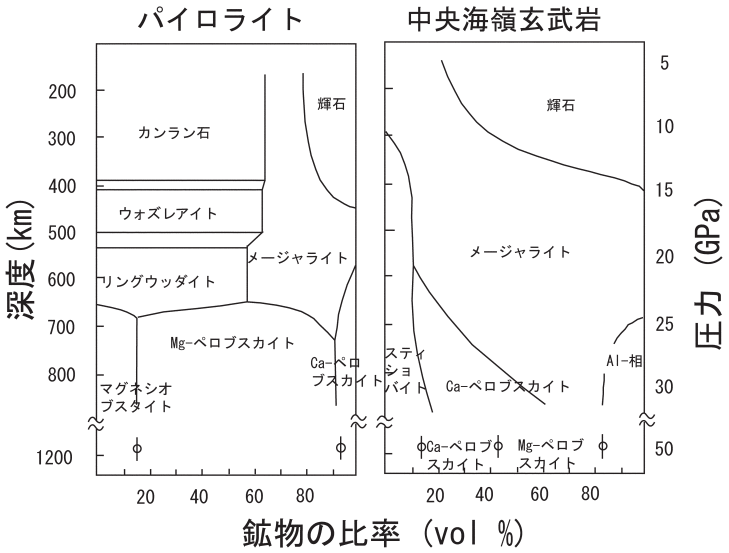

図 7　始源的マントル（パイロライト）と中央海嶺玄武岩（MORB）を構成する鉱物の圧力（深さ）による変化.

Fig. 7　Pressure dependency of minerals compositing primitive mantle (pyrolite) and mid oceanic ridge basalt (MORB).

間で 10 GPa を超える不確かさがあることが判ってきた（例えば, Akahama *et al.*, 2002）。地球の深部のより正確な情報をえるためには，圧力スケールの確立が急務の課題になっている。

3）沈み込む海洋地殻の相転移

海洋地殻は，主に玄武岩で構成されている。この玄武岩はプレートの沈み込みに伴って，高温高圧のもとで様々な相転移をする。沈み込むプレートが，地下深所でどのような物質に変わっていくか，やがて沈み込んだ物質がどうなるのかは，相転移を研究する事で明らかになる。玄武岩質海洋地殻の相転移の様式を図 7 に示す。

輝石や斜長石を主要成分とする玄武岩は約 2 GPa でザクロ石，輝石，石英の多形からなるエクロジャイト（瑠輝岩）になる。さらに上部マントル下部において輝石がザクロ石に固溶することによってメージャライトを主成分鉱物とするザクロ石岩に転移する。マントル遷移層の下部から下部マントル最上部でさらに（Mg, Fe）SiO_3 組成のペロブスカイト，$CaSiO_3$ 組成のペロブスカイト，アルミナ相，ステイショバイト等からなる高密度相の集合体に相転移する。さらに，最近の研究によると，ステイショバイトは，さらに下部マントル中部で $CaCl_2$ 型の構造を持つ相に転移し，下部マントル下部では αPbO_2 型の相に相転移する。また（Mg, Fe）SiO_3 組成のペロブスカイトは，下部マントル最下部においてポスト・ペロブスカイト相に転移することが明らかにされている（Murakami *et al.*, 2004; Oganov and Ono, 2004; Ono *et al.*, 2005）。

マントルの平均的な温度分布においては，660 km の地震波不連続面付近でマントル物質（ハルツバージャイトとパイロライト）と海洋地殻物質（堆積物と中央海嶺玄武岩）の間に密度の逆転が存在し，海洋地殻物質が周囲のマントルに比べて軽くなる（図 8）。したがって，比較的高温のスラブにおいては，海洋地殻成分が沈み込むことができずマントル遷移層の下部に集積する可能性がある。一方，さらに冷たいスラブにおいては，海洋地殻物質とマントル物質との密度逆転が起こらず，相転移の存在にかかわらず常に海洋地殻物質がマントル物質よりも重くなる。このよう

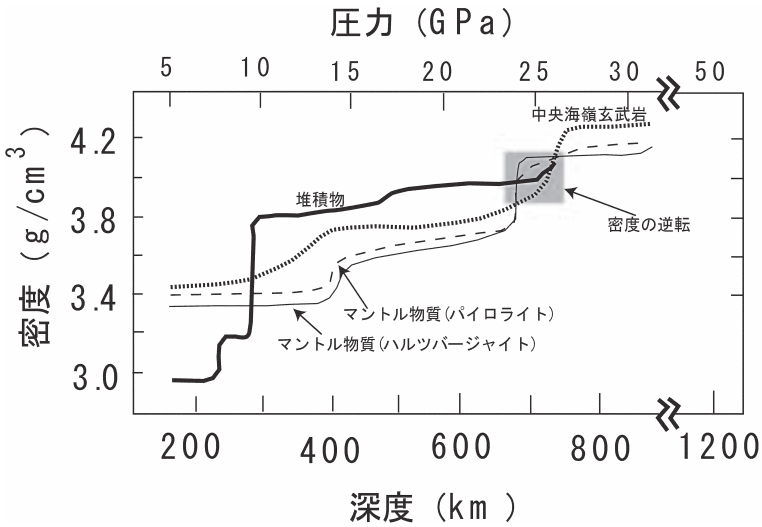

図 8　プレートを構成するマントル物質（パイロライト, ハルツバージャイト）と中央海嶺玄武岩の密度関係.

Fig. 8　Density relation between the mantle material（pyrolite, harzbergite）and the mid oceanic ridge basalt.

なスラブでは海洋地殻の分離とマントル遷移層への集積は起こりにくく，海洋地殻は下部マントルに沈み込みやすい。スラブは，その温度によって多様な振る舞いをしている可能性がある。

4）ダイヤモンドから地球内部を読む

1. ダイヤモンドに含まれる高圧鉱物

ダイヤモンドは地球深部の高温高圧の条件で作られる。地球深部で形成されたダイヤモンドが，なぜ地表にあり，我々が手にする事ができるのであろうか？　ダイヤモンドは南アフリカやカナダなどの鉱山で採掘される。この鉱山はキンバライトと呼ばれる火山岩で構成されている。ダイヤモンドは，このキンバライトの中に含まれている。キンバライトは，もともとマントルの中で発生したマグマである。多くの水や二酸化炭素を含み，マントルから地表に一気に噴出したマグマが固まったものである。キンバライトを作るマグマがマントルを移動する時に，通り道にあったダイヤモンドを捕獲し地表にもたらしたのである。

このダイヤモンドのあるものは地球の深部 400 キロメートルから 1000 キロメートルのマントル遷移層や下部マントルを構成する鉱物を包有物として含む。これらの鉱物は，まさに地下からダイヤモンドというカプセルに入れられて地表にもたらされたわけである。ダイヤモンド結晶の中にはマグネシオウスタイト，$MgSiO_3$ 輝石，$CaSiO_3$ ウォラストナイト，メージャライトなどが見出されている。これらのうち $MgSiO_3$ や $CaSiO_3$ は低圧で安定な結晶構造を有しており，下部マントルを構成する $MgSiO_3$ ペロブスカイトおよび $CaSiO_3$ ペロブスカイトが低圧相に変化したものであると考えられている。一方，マグネシオブスタイトは下部マントルの重要な鉱物であり，メージャライトはマントル遷移層の主要構成物である。

2. 新しいダイヤモンド起源論：マントル遷移層胚胎仮説

ダイヤモンドは，アフリカ，カナダなどの大陸地殻だけで見られるキンバライト中から発見されてきた。そのために厚い安定な大陸地殻とキンバライトとダイヤモンドは切りはなせない関係にあり，ダイヤモンドは古い安定大陸地殻の下にある厚いリソスフィアにおいて生成したものであると考えられてきた。ところが最近，意外な地域から

ダイヤモンドが発見され話題になっている。

大陸地殻の岩石である石灰岩や堆積岩を原岩とする変成岩中にダイヤモンドが見出されたのである。これは，大陸地殻の岩石が上部マントル深部のダイヤモンドの安定な深さにまで運び込まれたことを示している。このような岩石は，プレートの沈み込みとともに大陸地殻さえもが上部マントルに運ばれ，それが再度隆起して地表に露出したことを示すものである。このように地殻の運動はこれまで予想されてきたものよりもはるかにダイナミックであることがわかってきた。

このような大陸起源の超高圧変成岩とともに，最近，包有物としてメージャライトなどマントル遷移層や下部マントル鉱物を含むダイヤモンドがアフリカ，ブラジル，シベリアなど様々な地域から発見されている。このことは，ダイヤモンドが厚い大陸地殻の底で生成するというこれまでの説に反して，さらに深いマントル遷移層で生成したものがかなりあることを示している。さらに，新たなダイヤモンドの産状も報告されている。ハワイから産出する玄武岩マグマ中の捕獲岩やオントンジャワにあるマライタ島から産するマントル捕獲岩の中から微細なダイヤモンドが報告されており，従来のダイヤモンド成因論を再検討する時期に来ている（Collerson *et al.*, 2000; Wirth and Rockholl, 2003）。

IV．地球中心部のフロンティア：地球中心核を探る

1）核マントル境界では何が起こっているのか

核マントル境界の厚さ約 200 km の領域は D" 層と呼ばれている。この領域の異常構造は地域によって違いがあるが，縦波速度で見ると，ある地域では地震波速度が最上部で急上昇し，深さとともに減少する特徴がある。また，この領域は，地震波速度の異常のみならず，横波速度の異方性も報告されている。このような複雑な地震波速度の異常の原因については，十分な説明がまだなされていない。核マントル境界付近の温度圧力条件での下部マントル物質の相転移，核からの熱エネルギーの流入による大きな温度勾配，下部マントル物質と核物質の反応，沈みこんだプレートの堆積による組成および低温度異常などが地震波速度異常の原因と考えられている。

地球内部を伝搬する地震波を用いて 3 次元的な地球内部構造の不均質性を得る手法は，地震波トモグラフィーと呼ばれている。最近の地震波トモグラフィーの研究によると，マントル内部には大きな不均質構造が見出され，ユーラシア大陸の下部の核マントル境界付近は，周りに比べて地震波速度が速い異常が認められる。そこには相対的に低温の物質が存在していることが示唆されている。また，南太平洋のトンガ諸島およびアフリカ大陸の下の核マントル境界は周りに比べて地震波速度に低速度の異常が認められている。ここは高温の異常域と解釈されており，高温の固体のマントル物質の上昇流が存在するものと考えられている。この上昇流をスーパープルームと呼ぶこともある。

2）ポスト・ペロブスカイト

最近，最下部マントルに相当する温度圧力条件で下部マントルを構成するペロブスカイト相が，構造の異なる相（ポスト・ペロブスカイト相）に相転移することが，わが国の研究者によって見出された（Murakami *et al.*, 2004）。これは，高温・高圧条件を発生し，放射光の強力な X 線を導入することによって，核マントル境界の条件に近い 120 GPa，2000 K の極端条件で X 線回折実験を行い発見されたものである。この相の存在は，その後，世界のいくつかの研究グループによっても確認されている。この新しい相は，従来知られていたペロブスカイト相に比べて 2 ～ 3 %ほど密度が大きい。

この相とペロブスカイト相との境界は，正確には決定されていないが，比較的大きな正の勾配を持っている可能性が指摘されている。そして，このポスト・ペロブスカイト相は D" 層のうち，沈み込み帯直下にある低温部分にのみ存在し，プルームが上昇していると考えられている高温部には存在しない可能性がある。ポスト・ペロブスカイト相の安定領域の決定，諸物性の解明は今後の重要な課題となっている。

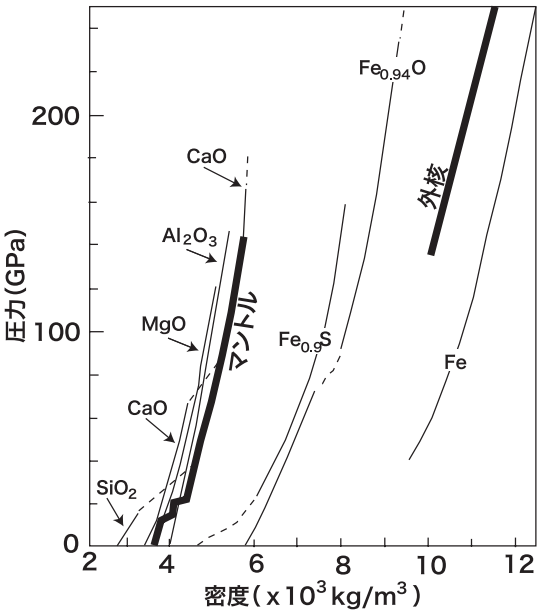

図 9　地球中心核と金属鉄の密度の比較.

Fig. 9　Comparison between densities of the core and metallic iron.

3）地球中心核

地球の中心部の状態を解明するためには，地震波や地球磁場の観測とともに，超高圧実験によって地球の中心部の温度圧力を再現し，そこでの地球物質の振る舞いを調べる必要がある。図 9 に地球中心核の密度と鉄の密度を比較した。この図に示すように，核の密度は Fe-Ni 合金よりも小さい。したがって，密度を小さくするため，核には軽元素が存在するものと考えられている。核に含まれる軽元素の候補としてイオウ，酸素，ケイ素，水素などである。これ以外に炭素，マグネシウムなどの可能性も指摘されている。どのような軽元素がどの程度核に含まれているのかについてはよくわかっていない。それは初期地球の核形成過程に依存している。核形成が比較的低温で酸化的な環境で進行したならば，イオウ，酸素，水素などが核の主要な軽元素として核に入りうる。これに対して，高温で還元的な条件で核の分離が進行すると Si が核に入る可能性がある。核の軽元素の種類と存在量を明らかにするためには，実際の地球中心核の条件での鉄軽元素合金の密度とともに地震波速度を決定することが必要である。

4）外核を対流させる熱源

地球中心核は大きく内核，外核に分けられる。外核は液体であり対流し地球磁場を作り出している。対流を起こすためには熱エネルギーが必要である。外核の対流を駆動する核内部の熱源には以下のようなものが考えられている。(1) 初期地球の核形成期の核の分離・沈降にともなう重力エネルギー，(2) 内核の結晶化に伴う潜熱，(3) K, U，Th などの放射性元素の熱源が核内部に存在する可能性などである。これらのうち（1）および（2）が主要な熱源と考えられている。地球の地殻とマントル（ケイ酸塩部分）に存在する U と Th の総量は原始的な隕石である C1 コンドライトの存在量と似ている。したがって，金属鉄部分には U と Th はなくても良い。一方 K は地殻とマントルには C1 コンドライトの 20 %程度しか含まれていない。この K の欠乏は，K が揮発性元素であり地球を形成した微惑星がすでに K に枯渇していたと考えるのが一般的である。しかしながら，K が地球中心核に存在する可能性が古くから指摘されてきた。高温高圧のもとで最近の高温高圧研究の結果，核を構成する金属鉄中に K が十分溶け込むことが明らかにされ，(3) の可能性がにわかに注目されている。核にほんの 100 ppm 程度の K が存在すると核の対流運動にともなう抵抗損失を補うのに十分な熱エネルギー源となり得る（平尾ほか, 2005）。

謝　辞

本研究を進める上で東北大学大学院理学研究科の近藤忠助教授，鈴木昭夫博士，寺崎英紀博士には共同研究を通してお世話になりました。ここで謝意を表します。

文　献

Agee, C.B. (1998): Phase transformations and seismic structurein the upper mantle and transition zone. *Rev. Mineral.*, **37**, 165–203.

Akahama, Y., Kawamura, H. and Singh, A.K. (2002): Equation of state of bismuth to 222 GPa and comparison of gold and platinum pressure scales to 145 GPa. *J. Appl. Phys.*, **92**, 5892–5897.

Akaogi, M. and Ito, E. (1993): Heat capacity of $MgSiO_3$ perovskite. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 105–108.
Anderson, O.L., Isaak, D.G. and Yamamoto, S.(1989): Anharmonicity and the equation of state for gold. *J. Appl. Phys.*, **65**, 1534–1543.
Badro, J., Badro, Fiquet, G., Guyot, F., Rueff, J.-P., Struzhkin, V.V. Vankó, G. and Monaco, G. (2003): Iron Partitioning in Earth's Mantle: Toward a Deep Lower Mantle Discontinuity. *Science*, **300**, 789–791.
Collerson, K.D., Hapugoda, S., Kamber, B.S. and Williams, Q. (2000): Rocks from the Mantle Transition Zone: Majorite-Bearing Xenoliths from Malaita, Southwest Pacific. *Science*, **288**, 1215–1223.
Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L. (1981): Preliminary Reference Earth Model (PREM). *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297–356.
平尾直久・大谷栄治・近藤　忠・遠藤徳明・久芳聡子・鈴木俊明（2005): 核-マントル境界における金属鉄と珪酸塩鉱物間のカリウム分配実験，高圧力の科学と技術．**15**，特別号，33.
Irifune, T., Nishiyama, N., Kuroda, K., Inoue, T., Isshiki, M., Utsumi, W., Funakoshi, K., Urakawa, S., Uchida, S., Katsura, T. and Ohtaka, O. (1998): The postspinel phase boundary in Mg_2SiO_4 determined by *in situ* X-ray diffraction. *Science*, **279**, 1698–1700.
Jagoutz E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, K., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. and Wanke, H. (1979): The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 2031–2050.
Lin, J.F., Struzhkin, V., Jacobsen, S.D., Hu, M., Chow, P., Kung, J., Liu, H., Mao, H.K. and Hemley, R.J. (2005): Spin transition of iron in magnesiowüstite in the Earth's lower mantle. *Nature*, **3825**, 377–380.
MacGregor, I.D. (1974): The system MgO-Al_2O_3-SiO_2: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. *Amer. Mineral.*, **59**, 110.
Murakami, M., Hirose, K., Kawamura, K., Sata, N. and Ohishi, Y. (2004): Post-Perovskite Phase transition in $MgSiO_3$. *Science*, **304**, 855–858.
Oganov, A.R. and Ono, S. (2004): Theoretical and experimental evidence for a post-perovskite phase of $MgSiO_3$ in Earth's D" layer. *Nature*, **430**, 445–448.
Ohtani, E. (1985): The primordial terrestrial magma ocean and its implication for the stratification of the mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **38**, 70–80.
Ono, S., Ohishi, Y., Isshiki, M. and Watanuki, T. (2005): *In situ* X-ray observations of phase assemblages in peridotite and basalt compositions at lower mantle conditions: Implications for density of subducted oceanic plate. *J. Geophys. Res.*, **110**, B02208, doi:10.1029/2004JB003196.
Ringowood, A.E. (1991): Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2083–2110.
Sun, S.S. and Nebsbitt, R.W. (1978): Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from rare earth elements. *Contr. Mineral. Petrol.*, **65**, 301–325.
Shatsky, V.S., Sobolev N.V. and Vavilov M.A. (1995): Diamond-bearing metamorphic rocks from Kokchetav massif (Northern Kazakhstan). Coleman, R.G. and Wang, X. eds.: *Ultra High Pressure Metamorphism*. Cambridge Univ. Press, 427–455.
Wirth, R. and Rocholl, A. (2003): Nanocrystalline diamond from the Earth's mantle underneath Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **211**, 357–369.

（2005 年 11 月 14 日受付，2005 年 22 月 28 日受理）