

解説

鉱物の相関係と地球内部の構造

赤荻正樹

(受取日：2005年4月2日，受理日：2005年5月11日)

Phase Relations of Minerals and Structure of the Earth's Interior

Masaki Akaogi

(Received April 2, 2005; Accepted May 11, 2005)

In high-pressure high-temperature conditions in the earth's interior, constituent minerals of the mantle transform to denser phases. The most abundant mineral, $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ olivine, transforms to high-pressure phases with spinel structure and $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ perovskite plus rocksalt-structured $(\text{Mg, Fe})\text{O}$ at the depths where seismic velocities suddenly increase. The equilibrium transition boundaries for the high-pressure transitions of olivine have been accurately determined by high-pressure high-temperature experiments and thermodynamic calculation based on calorimetric data. The results have been used to estimate temperature distribution in the mantle. High-pressure phase relations of pyroxenes and garnet have also been determined by high-pressure experiments and thermodynamic calculation. Combining the phase relations of the mantle minerals, constitution of the deep earth has been mostly clarified. Recent progress in high-pressure experiments has strongly suggested that Mg-rich perovskite further transforms to a denser structure near the base of the mantle.

1. 序論

人類にとって地球の深部はまだ直接手の届かない未知の世界である。人間が地球表面に穴を掘ることによって到達した深さは最深部でも約12 km (旧ソ連のコラ半島における超深度ボーリング) でしかなく、地球の半径約6400 kmに比べると、0.2%にも満たない。しかし実験室で地球深部と同じ圧力・温度を発生させ、物質の構造や物性を調べ、それらを地震学的な観測と比較することによって、今日では詳しい地球深部の描像を描くことができる。高い圧力・温度の下で地球構成物質の起こす相変化の研究は、地球深部の実態を明らかにするために重要な役割を果たす。一般に地球内部は1000~2000 Kを超えた高温状態にあるため、共存する様々な鉱物の間には相平衡が成り立つとみなして

良い。そのため鉱物の相平衡関係を平衡論的に論ずることができると考えられる。

地球内部に関する観測量の中で、直接得られ最も信頼度の高いデータは、内部を伝わる地震波の速度である。地震波は弾性体としての地球内部を伝わる弾性波である。この地震波速度の深さ方向の分布に基づいて、地球内部はFig.1のように区分されている。地球表面から平均して深さ30 kmくらいまでは地殻と呼ばれるが、この厚さは地域によって大きく異なり、海洋地域の地殻の厚さは5 km程度であり、大陸地域の下では50 km位の深さまで及ぶ。地殻の下から深さ2890 kmまでがマントルである。マントルの下が核であり、核は外核と内核に分けられる。マントルには地震波の速度が急に増加する深さがいくつかあり、顕著なものは深さが約400 kmと660 kmの二箇所にある。この二つの深

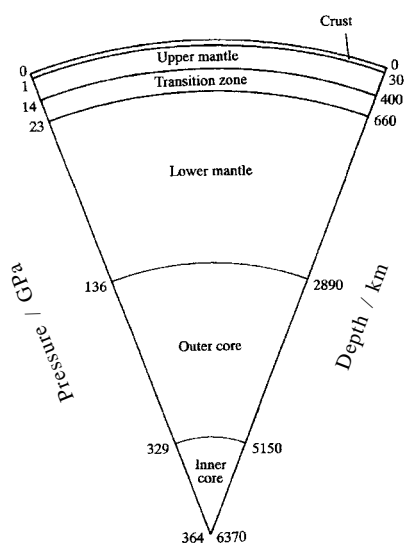


Fig.1 Layered structure of the earth. The earth consists of the crust, mantle, and core. The mantle is divided into three parts: upper mantle, transition zone, and lower mantle. The core has two parts: outer core and inner core.

さの面に挟まれた部分を、マントルの中の遷移層と呼んでいる。遷移層の上側のマントルを上部マントル、下側を下部マントルと呼ぶ。Fig.1から理解されるように、マントルは地球の全体積の約80%を占めている。その内下部マントルは約60%である。マントル全体、特に下部マントルの構成物質が何であり、どのような性質を持っているかは、現在の地球深部の姿を知るだけでなく、地球の進化の歴史を推定する上で重要な意味を持っている。

地球化学では、地球の平均化学組成は始源的な隕石の組成と同一とされている。それによると、核は鉄・ニッケルを主成分とする金属であり、地殻とマントルはケイ酸塩鉱物の集合体である岩石から成り立っている。地殻は地表で普通に見られる玄武岩、花崗岩などの岩石から出来ている。一方、上部マントルがケイ酸成分のより乏しい超塩基性岩から出来ていることは、火山の噴出物中に希に見出される上部マントルから地表にもたらされた岩石（超塩基性捕獲岩とよばれる）を調べることによって分かっている。マントルの平均的な化学組成として推定されているものを、主要成分についてTable 1¹⁾に示す。この組成を鉱物の量比に直すと、上部マントルの圧力温度条件で安定な主要な構成鉱物は、Table 1にあるように、 $(Mg, Fe)_2SiO_4$ オリビン（和名はカンラン石）がほぼ57 wt%、 $(Mg, Fe)SiO_3$ オルソパイロキシン（斜方輝石）が17 wt%、 $(Mg, Fe, Ca)_3Al_2Si_3O_{12}$ ガーネット（ザクロ石）が14 wt%、 $(Ca, Mg,$

Table 1 Chemical composition and corresponding mineral constituents of the upper mantle.¹⁾

Composition	wt %	Mineral	wt %
SiO ₂	45.5	Olivine	57
Al ₂ O ₃	4.6	Orthopyroxene	17
FeO	8.0	Garnet	14
MgO	38.4	Clinopyroxene	12
CaO	3.1		
Na ₂ O	0.4		
Total	100.0	Total	100

$Fe)_2Si_2O_6$ クリノパイロキシン（単斜輝石）が12 wt%である。これらの鉱物がマントルのさらに深いところでどのような相変化を起こすかを実験室で調べることによって、遷移層や下部マントルの構成物質の結晶構造や物性を解明することが可能になる。

ここで、高温高压実験の方法を簡単に説明することにしよう。高温高压発生装置を用いて出発物質を一定時間高温高压に保持し、高压下で温度を室温まで急冷し、ゆっくり減圧して1気圧室温に回収する「試料急冷法」が最も広く使われている。室温では高压相が常圧相に戻りにくい性質をここでは利用しており、多くの鉱物にこの方法が適用できる。1気圧に回収した高压相の構造をX線回折法などで調べることは容易であり、高压相の熱測定も行うことができる。近年では、試料急冷法と並んで、放射光X線を使って高温高压状態の試料を調べる「その場観察法」も広く採用されている。これは高温高压で安定な相の構造を直接調べる方法である。数GPa以上で熱測定を行うことは技術的困難が大きく、本稿で述べる圧力領域で熱測定実験は行われていない。

実験室では温度や圧力を直接測定できるが、中へ潜ることのできない地球深部の温度や圧力はどのようにして知ることができるのであろうか。圧力に関しては、各深さにおける地震波速度を使って地球内部の密度の分布を正確に決めることができるので、それに基づいて各深さでの圧力が決められている（詳細は文献²⁾を参照）。一方、地球深部の温度は推定しにくい物理量であり、後に述べるように、実験室で精密に決められた相平衡図を使って深さ400 km付近や660 km付近の温度を±200 K程度の確度で決めることができる。しかし、それ以外の深さの温度はまだ誤差が大きく、例えば下部マントルと核の境界面についての温度の見積もりには、今日でも研究者によって1000 K以上の違いがある。

2. マントルにおけるオリビンの相転移
- 高温高压実験と熱力学計算 -

上部マントルで安定な鉱物の内、(Mg, Fe)₂SiO₄オリビンが最も多く、先に述べたように全体の約60%を占める。オリビンはMg₂SiO₄成分とFe₂SiO₄成分の固溶体であるが、Mg₂SiO₄成分がおおよそ90 mol%である。そのため、まずMg₂SiO₄組成でオリビンを代表させ、その高温高压下の相転移について述べることにしよう。Mg₂SiO₄は一気圧でオリビン構造(α型と呼ばれる)であり、約14 GPaで変型スピネル構造(β型)に転移し、さらに18 GPa付近でスピネル構造(γ型)に転移する。これらの結晶構造ではどれも、Mgが酸素原子によって6配位に囲まれた位置にあり、Siは4配位位置にある。高压で安定な鉱物の結晶構造については文献³⁾に詳しい。Mg₂SiO₄のα-β相転移とβ-γ相転移に伴って、モル体積がそれぞれ約8%、2%減少する。高温高压実験でこのα-β-γ相転移を調べた例をFig.2(a)に示す。⁴⁾ 相平衡図中のマークはその圧力温度条件でα、β、γの各相が安定であることを示す。このような多数のデータ点の一つひとつ決めていくことによって相転移境界線を決定することが、通常の高圧実験の手法である。

一方、高圧相転移を熱力学で取り扱い、次のように相転移境界線を計算することができる(詳しくは文献⁵⁾を参照)。α-Mg₂SiO₄とβ-Mg₂SiO₄が平衡にある温度圧力条件(P, T)では、ギブスエネルギーの差は0である。

$$\Delta G(P, T) = G_{\beta}(P, T) - G_{\alpha}(P, T) = 0 \quad (1)$$

ギブスエネルギーの圧力微分は(∂G/∂P)_T = Vであるので、式(1)は以下のように書き直せる。

$$\Delta G(P, T) = \Delta G(P_0, T) + \int_{P_0}^P \Delta V(P, T) dP = 0 \quad (2)$$

ΔG(P₀, T)は圧力P₀(=1気圧)、温度Tでのα-Mg₂SiO₄とβ-Mg₂SiO₄のギブスエネルギーの差、ΔV(P, T)は圧力P、温度Tでの体積差である。さらにG = H - TSを使って式(2)を書き直すと、

$$\Delta G(P, T) = \Delta H(P_0, T) - T\Delta S(P_0, T) + \int_{P_0}^P \Delta V(P, T) dP = 0 \quad (3)$$

となる。ここでΔH(P₀, T)とΔS(P₀, T)は1気圧、温度Tでのα相-β相に伴うエンタルピー変化、エントロピー変化である。一般に高圧相と低圧相のエンタルピー変化は、それぞれの相を一定組成の高温の溶媒に溶解したときの溶解熱を測定してその差を取るによって求める。ケイ酸塩の場合は、900~1100 Kのある一定温度に保たれた熱量計の中で、2PbO・B₂O₃溶媒へ試料を溶解したときの溶解熱を測る。⁶⁾ 著者らはこの高温溶解熱測定法によって多くのケイ

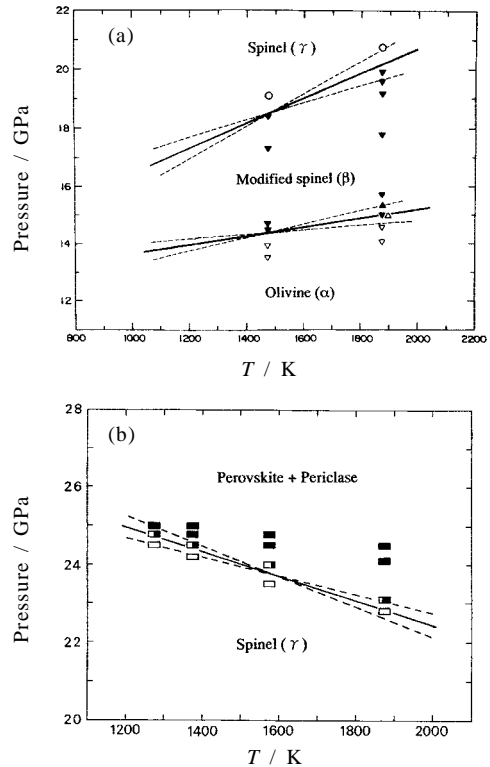


Fig.2 (a) α-β-γ phase transitions of Mg₂SiO₄ and (b) phase transition of γ-Mg₂SiO₄ to MgSiO₃ perovskite plus MgO periclase. Symbols stand for the runs by high-pressure experiments. Solid lines represent the calculated transition boundaries using measured enthalpies, and dashed lines the uncertainties of the calculated boundaries.

酸塩高圧相のエンタルピーを測定してきた。エントロピーは各相の熱容量C_pを極低温から測定し、C_p/Tを温度で積分することによって決められる。最も信頼できるエントロピーの測定は断熱法によるが、高圧相の場合、数gから数十gの試料を合成することが困難であることが多いため、断熱法でエントロピーが測定されている高圧鉱物はSiO₂の高圧相(コーサイト^{7,8)} スティショバイト⁷⁾)などに限られている。そのためエンタルピーだけが測定され、エントロピーの測定がされていない高圧相が多い。この時には、高温高压実験で決められた相境界線の上で、平衡であると考えられるある一点の温度圧力(P, T)を、測定されたΔH(P₀, T)、ΔV(P, T)と共に式(3)に代入してΔS(P₀, T)を求めることがよく行われる。Fig.2(a)では、1473 Kでのα-β相転移の平衡相転移圧力を14.4 GPa、β-γ相転移の平衡相転移圧力を18.5 GPaとしてエントロピー変化を求め、相境界線を計算した。⁵⁾ 実線はエンタルピー値から計算された相境界線であ

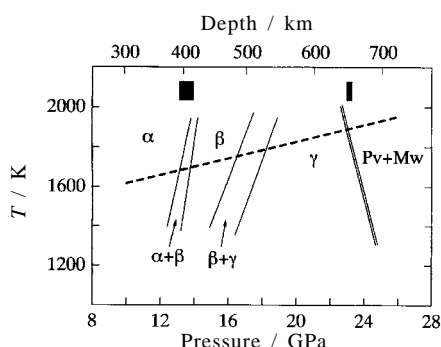


Fig.3 Phase transition boundaries of $(Mg_{0.9}, Fe_{0.1})_2SiO_4$: α β γ and γ perovskite + magnesio-wustite. Shaded areas indicate the depth ranges where seismic velocities abruptly increase. A dashed line represents the estimated temperature profile.

り、点線はエンタルピーの誤差を考慮した相境界線の勾配の変化を表す。この図に示すように、計算で求めた相境界線は高温高压実験⁴⁾による α β 相転移、 β γ 相転移のデータ点をほぼ満足している。このように熱量測定法によるエンタルピー変化の実測値が高温高压実験の結果とほぼ一致する場合には、高温高压実験による圧力温度の信頼性が高く平衡の相関係を示していることを意味する。

さらに高压になると、スピネル型の γ - Mg_2SiO_4 はペロブスカイト型 $MgSiO_3$ と岩塩型 MgO （ペリクレス）に分解する。Fig.2(b)には、22 ~ 25 GPa 付近で起こるこの反応の高温高压実験⁹⁾によるデータと熱量測定によるエンタルピー変化から計算された相境界線¹⁰⁾が示されている。実線と点線の意味はFig.2(a)と同じである。Fig.2(a), Fig.2(b)ではそれぞれの相転移境界線が一本の直線で示されているが、先に述べたように、実際のマントルではオリビンはほぼ $(Mg_{0.9}, Fe_{0.1})_2SiO_4$ 組成を持つ固溶体である。そのため、 Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 系の α , β , γ 相と $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$ 系ペロブスカイトのエンタルピー測定を行い、これらの系の高圧相平衡関係を熱力学的に計算した。^{5,11)} その結果を使って、 $(Mg_{0.9}, Fe_{0.1})_2SiO_4$ 組成の相境界線として表したものをFig.3^{5,11)}に示す。この図では、固溶体の効果によって、 α β 相転移の相境界線は、二相共存領域 ($\alpha + \beta$) をはさむ α $\alpha + \beta$ β の二本線になる。 β γ 相転移についても同様である。一方Fig.3に示すように、 $(Mg_{0.9}, Fe_{0.1})_2SiO_4$ 組成の γ 相がペロブスカイト型 $(Mg, Fe)SiO_3$ と岩塩型 $(Mg, Fe)O$ （マグネシオウスタイトと呼ばれる）に分解する転移では、 γ 型+ペロブスカイト型+岩塩型の三相共存領域が極めて狭いことが高温高压実験⁹⁾と熱測定実験¹¹⁾から明らかにされている。

Fig.3の上方には、地震波速度の急激な増加の起こる深さ400 km 付近の領域と深さ660 kmの領域が、影を付けた印で示されている。これらの地震波速度の急増は、 $(Mg_{0.9}, Fe_{0.1})_2SiO_4$ オリビンの α β 相転移と γ 型 ペロブスカイト型+岩塩型への分解によると考えられている。図のように、400 km 付近の地震波速度の急激な立ち上がりが390 km から起こるとすると、 α $\alpha + \beta$ 相転移の相境界線によって、この深さの温度が約1670 K と読み取ることができる。また深さ660 kmの地震波速度の急増するところでは、 γ 型 ペロブスカイト型+岩塩型の相境界線から、その深さの温度を約1870 K と見積もることができる。このようにして、高温高压実験と熱力学計算によって決められた相平衡境界線を使って、二箇所の深さの温度を決めることができるので、それによって推定される温度分布をFig.3に点線で示してある。地震波速度の急増の起こる深さと相境界線の誤差によって、このような温度の見積もりには ± 200 K 程度の不確定さを伴う。しかしこのような地球深部の温度を正確に推定する方法は他には存在せず、相平衡図を用いるこの方法が今日では最も信頼できる方法である。 β γ 相転移の起こる500 ~ 520 km 付近にも小さな地震波速度の増加が観測されることがある。これは、 β γ 相転移の体積減少が他の二つの転移より小さいことに対応していると考えられる。最近では、平均して660 kmにある地震波速度の急増する深さが地域によって10 ~ 20 km 程度浅くなったり深くなったりすることが観測されており、その深さの変動と γ 型 ペロブスカイト型+岩塩型の相境界線を使って、地域ごとの温度の変動を求める研究もなされている。

次に Mg_2SiO_4 オリビンの相転移境界線の勾配に注目してみよう。Fig.2(a), Fig.2(b)に示すように、 α β 相転移と β γ 相転移の相境界線の勾配は正であるが、 γ 型 ペロブスカイト型+岩塩型の相境界線の勾配は負である。高压相と低压相が平衡にある相平衡境界線の勾配 dP/dT は、クラウジウス-クラペイロンの式で、次のように表される。

$$dP/dT = \Delta S(P, T)/\Delta V(P, T) \quad (4)$$

ここで $\Delta S(P, T)$ と $\Delta V(P, T)$ は平衡にある2相の圧力 P , 温度 T におけるエントロピー変化と体積変化である。高压相の方が低压相よりモル体積が常に小さいので、体積変化はどれも負であるため、勾配が正であることは $\Delta S(P, T)$ が負であることを示し、反対に勾配が負であることは $\Delta S(P, T)$ が正であることを意味する。

地球内部の科学にとって相転移境界線の勾配の正負は大きな意味を持つ。プレート・テクトニクスの名で知られているように、地球の表層は厚さ100 km 程度のプレートと呼ばれる堅い岩石で出来た多数の板で覆われ、大陸や海洋はそのプレートの上に乗っている。これらのプレートが年

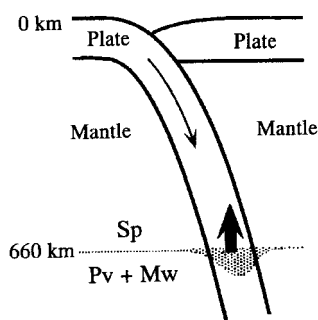


Fig.4 A schematic drawing of subducting plate into the mantle. In the normal mantle, spinel (γ -phase, Sp) dissociates into perovskite (Pv) and magnesiowustite (Mw). A shaded part indicates the area where spinel is present due to lower temperature in the plate than in the surrounding mantle.

間数cmから数十cmの速さで相互に動いており、この動きに伴って生じる歪エネルギーが地震の発生によって解消されることは良く知られている。多くのプレートは他のプレートの下に潜り込み、マントル深部まで沈み込んで行く。Fig.4はそのような沈み込むプレートの断面を描いた図である。地表にあるプレートは温度が低く、マントル中に潜って行っても、岩石の低い熱伝導率のため、プレート内の温度は同じ深さの周囲のマントルよりも数百度低い。そのため、通常は深さ660 km (23 GPa) で起こる γ ペロブスカイト型+岩塩型の相転移は、その相境界線の負勾配のために、プレート内部では660 kmより数十km深いところで起こることになる。 γ 相はペロブスカイト型+岩塩型より約10%密度が低いので、プレートが沈み込んで行っても、Fig.4の灰色部分には相対的に軽いスピネル型相が常に存在することになる。このスピネル型相の部分には周囲に比べて浮力が働き、図から分かるように、プレートが660 kmより深く沈み込むことを妨げる役割をする。そしてその役割の大きさは γ 型ペロブスカイト型+岩塩型の相境界線の勾配、すなわち $\Delta S(P, T)$ と $\Delta V(P, T)$ によって決められる。一方、 α β 相転移と β γ 相転移の相境界線の勾配は正であり、逆にプレートの沈み込みを促進する。そのため、全体としてみると、プレートはやや抵抗を受けながらも、660 kmより深い下部マントルにまで沈み込んでゆくことになる。プレートの沈み込みはマントルの物質移動の一環であり、これについてコンピュータ・シミュレーションによる多くの研究がなされている。それらの研究によって、ここに述べたように、鉱物の相転移境界線の勾配の大小がマントルでの物質循環に大きな影響を及ぼすことが今日では明確になっている。

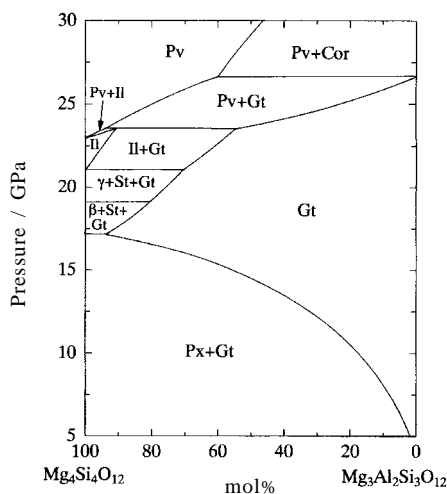


Fig.5 Phase relations in the system $Mg_4Si_4O_{12}$ - $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ at 1900 K: Px, pyroxene; Gt, garnet; St, stishovite; β , β - Mg_2SiO_4 ; γ , γ - Mg_2SiO_4 ; Il, ilmenite; Pv, perovskite; Cor, corundum.

3. マントル岩石の相変化

前節ではマントル中のオリピンの相転移を詳しく述べたが、マントルにはオリピン以外にオルソパイロキシン、クリノパイロキシン、ガーネットが合計約40%を占めている。これらの鉱物も高温高压下で相変化を起こす。上部マントルのオルソパイロキシンは $MgSiO_3$ 成分以外に少量の $FeSiO_3$ 成分を含み、クリノパイロキシンも $MgSiO_3$ 成分以外に $CaSiO_3$ 成分と少量の $FeSiO_3$ 成分を含む。またガーネットの組成は $(Mg, Fe, Ca)_3Al_2Si_3O_{12}$ であるが、主要な成分は $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ である。ここで最も多いマグネシウムで二価陽イオンを代表させることにして、二種類のパイロキシンの組成を $MgSiO_3$ とし、ガーネットの組成を $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ とみなすことは可能であろう。これら端成分の組成式では、酸素原子と金属原子の数は3:2である。そのため高压下では同じ構造になりうる。実際に $MgSiO_3$ パイロキシンは高温高压下でガーネット型 $Mg_3(MgSi)Si_3O_{12}$ に転移し、 $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ ガーネットと固溶体を作る。さらに高压になると、この $Mg_4Si_4O_{12}$ - $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ 系ガーネット固溶体の一部がイルメナイト型固溶体に転移し、より高压ではペロブスカイト型固溶体になる。これらの一連の複雑な相転移の様子をFig.5¹²⁻¹⁶⁾に示す。上部マントルのパイロキシンとガーネットの組成をそれぞれ $Mg_4Si_4O_{12}$ と $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ と近似するとき、両者のモル比は約3:2になる。そこで、Fig.5で $Mg_4Si_4O_{12}$ 成分が60 mol%の組成の相変化を考えることにしよう。まず約5 GPa以上で $Mg_4Si_4O_{12}$ パイロキシンが

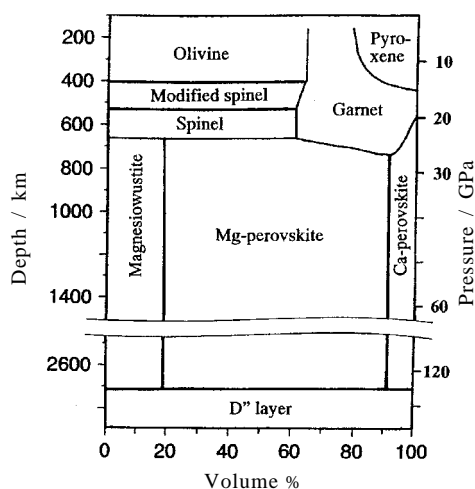


Fig.6 Mineralogical constitution of the earth's mantle. Proportions of minerals are shown in volume %. In the transition zone at depths of 400 ~ 660 km, most of minerals transform to denser phases. In the D'' layer, a CaIrO₃-structured phase is suggested to be stable rather than Mg-rich perovskite.

Mg₃Al₂Si₃O₁₂ に富むガーネット中に固溶してゆき、15 GPa で完全に一相のガーネット固溶体が形成される。さらに高圧になると、ガーネット固溶体の一部がイルメナイト固溶体になるが、約27 GPa で一相のペロブスカイト固溶体に転移する。このペロブスカイト固溶体は、ペロブスカイト型 MgSiO₃ に Al₂O₃ 成分が固溶したものである。この系のガーネット固溶体¹²⁾ イルメナイト固溶体¹⁵⁾ ペロブスカイト固溶体¹⁶⁾ のエンタルピーが測定され、それらのデータを使って相境界線が熱力学的に計算されている。Fig.5 の相境界線は、高温高圧実験と熱力学計算の両方の結果に基づいている。

先に述べたオリピンの相転移とパイロキシン、ガーネットの相転移を組み合わせると、上部マントルの岩石が相変化によって遷移層と下部マントルでどのような鉱物の組み合わせになるかを推定することができる。Fig.6 には、そのようにして推定したマントル構成鉱物の深さに対する変化が示されている。すなわち、深さ400 ~ 660 km の遷移層において主要な構成鉱物が相の変化を起こす結果、下部マントルでは MgSiO₃ に少量の FeSiO₃ 成分と Al₂O₃ 成分を固溶したペロブスカイト相が最も豊富に存在する鉱物であり、ついで岩塩型 (Mg, Fe)O (マグネシオウスタイト) が主要な鉱物である。なお上部マントルで (Ca, Mg, Fe)₂Si₂O₆ クリノパイロキシンと (Mg, Fe, Ca)₃Al₂Si₃O₁₂ ガーネットに含まれていたカルシウム成分は、遷移層でガーネットに固溶

し、さらに約20 GPa 以上ではペロブスカイト型 CaSiO₃ としてガーネット固溶体から分離し、下部マントルの深部まで安定に存在することが超高温実験で確かめられている。以上では、マントル中の鉱物の組成を Mg₂SiO₄, MgSiO₃, Mg₃Al₂Si₃O₁₂ などに単純化して議論してきたが、平均的なマントルの組成かそれに近い化学組成を持つ天然の超塩基性岩を試料にした高温高圧実験によって、それらの岩石の相関係を調べる研究も盛んに行われてきた。¹⁷⁻¹⁹⁾ その結果明らかになった相変化は Fig.6 とほぼ同様である。

下部マントルが外核に接する深さ2890 km からすぐ上の厚さ数百 km の部分は D'' 層と名づけられている。この層では、地震波速度の増加率が小さく、特異な地震学的特徴を示すことが古くから知られていた。この層の物質科学的な実態については多くの議論がされてきた。例えば、先に述べたプレートの一部がマントル中を沈み込み、マントルの底に堆積しているとの説や、核の金属とマントルのケイ酸塩との反応などの説である。最近、2000 付近、圧力約125 GPa で、MgSiO₃ ペロブスカイト相が従来知られていなかった相転移を起こすことが超高温実験²⁰⁾ によって明らかにされた。この高圧相は CaIrO₃ の常圧相と同じ結晶構造を持っていることが、高圧 X 線回折データの解析や第一原理計算から示された。^{20,21)} この新しい高圧相では、Mg と Si の配位数がそれぞれ8 と6 であり、MgSiO₃ ペロブスカイトと同じである。これらの研究から、D'' 層に最も多い鉱物は、MgSiO₃ に富むペロブスカイトではなく、CaIrO₃ 型のマグネシウムケイ酸塩である可能性が高いと考えられる。このペロブスカイト型 CaIrO₃ 型の相転移境界線²⁰⁾ は実験によって正の勾配を持つと推定されたが、その正確な決定や CaIrO₃ 型 MgSiO₃ の物性測定は今後の重要な課題である。

謝 辞

この小論を書くことを勧めて下さった編集委員長の小國正晴教授と、分かりやすい解説にするために適切なコメントを寄せられた匿名の査読者に感謝致します。

文 献

- 1) A. E. Ringwood, *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*, McGraw, p.618 (1975).
- 2) A. Dziewonski and D. L. Anderson, *Phys. Earth Planet. Inter.* **25**, 297 (1981).
- 3) 松井義人, 坂野昇平, 岩波講座「地球科学」4巻, p.1 (1979).
- 4) T. Katsura and E. Ito, *J. Geophys. Res.* **94**, 15663 (1989).
- 5) M. Akaogi, E. Ito, and A. Navrotsky, *J. Geophys. Res.* **94**, 15671 (1989).

鉱物の相関係と地球内部の構造

- 6) 赤荻正樹, 「熱量測定・熱分析ハンドブック」, 日本熱測定学会編, 丸善, p.52 (1998).
- 7) J. L. Holm, O. J. Kleppa, and E. F. Westrum, *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 2289 (1967).
- 8) T. Atake, N. Inoue, H. Kawaji, K. Matsuzaka, and M. Akaogi, *J. Chem. Thermodyn.* **32**, 217 (2000).
- 9) E. Ito and E. Takahashi, *J. Geophys. Res.* **94**, 10637 (1989).
- 10) M. Akaogi and E. Ito, *Geophys. Res. Lett.* **20**, 1839 (1993).
- 11) M. Akaogi, H. Kojitani, K. Matsuzaka, T. Suzuki, and E. Ito, Properties of Earth and Planetary Materials at High Pressure and Temperature, edited by M. H. Manghnani and T. Yagi, Am. Geophys. Union, p.373 (1998).
- 12) M. Akaogi, A. Navrotsky, T. Yagi, and S. Akimoto, High-Pressure Research in Mineral Physics, edited by M. H. Manghnani and Y. Syono, Am. Geophys. Union, p.251 (1987).
- 13) T. Gasparik, *J. Geophys. Res.*, **95**, 15751 (1990).
- 14) A. Kubo and M. Akaogi, *Phys. Earth Planet. Inter.* **121**, 85 (2000).
- 15) M. Akaogi, A. Tanaka, and E. Ito, *Phys. Earth Planet. Inter.* **132**, 303 (2002).
- 16) M. Akaogi and E. Ito, *Phys. Earth Planet. Inter.* **114**, 129 (1999).
- 17) E. Takahashi and E. Ito, High-Pressure Research in Mineral Physics, edited by M. H. Manghnani and Y. Syono, Am. Geophys. Union, p.427 (1987).
- 18) T. Irifune, *Island Arc* **2**, 55 (1993).
- 19) Y. Nishihara and E. Takahashi, *Earth Planet. Sci. Lett.* **190**, 65 (2001).
- 20) M. Murakami, K. Hirose, K. Kawamura, N. Sata,

and Y. Ohishi, *Science* **304**, 855 (2004).

21) A. Oganov and S. Ono, *Nature* **430**, 445 (2004).

要 旨

地球内部の高温高压状態では、構成鉱物は相転移を起こし、密度の高い構造に転移する。マントルでは複数の地震波速度が急増する深さがあり、これらの深さでマントルに最も豊富に存在する(Mg, Fe)₂SiO₄オリビンがスピネル構造を経て、ペロプスカイト型(Mg, Fe)SiO₃と岩塩型(Mg, Fe)Oに分解する。これらの高压相転移に関する平衡相境界線は、高温高压実験によって、また熱測定データに基づく熱力学計算により、正確に決められており、それからマントルの温度分布が推定された。またオリビンに次いで豊富に存在するパイロキシンとガーネットの高压相関係も高压実験と熱力学計算により解明されており、これらを総合してマントル遷移層と下部マントルの構成物質がほぼ明らかにされている。最近の超高压実験では、マグネシウムに富むペロプスカイトがマントル最下部でさらに相転移を起こすことが強く示唆されている。

赤荻正樹 Masaki Akaogi
学習院大学理学部化学科, Dept. of
Chemistry, Gakushuin Univ., TEL. 03-
3986-0221 ext.6462, FAX. 03-5992-
1029, e-mail: masaki.akaogi@gakushuin.
ac.jp
研究テーマ: ケイ酸塩鉱物の高压相平衡,
熱化学
趣味: 歴史書やノンフィクションを読む
こと