

マンツルの融解過程のシミュレーションの現状と課題

Simulation of mantle melting processes: a review

岩森 光*

*Hikaru Iwamori**1995年9月1日受付.
1996年2月29日受理.* 名古屋大学理学部地球惑星科学科
Department of Earth and Planetary Sciences,
Nagoya University

Abstract

Melting and melt segregation in the mantle is regarded as a series of dynamic processes, involving physical and chemical interactions between the melt and the solid phases. The style of melt segregation has large effects on chemical and thermal evolution of the melting system. If porous flow through solid grain boundaries is dominant, then both chemical and thermal local equilibria between the melt and the solid are likely to be achieved. On the other hand, if channel flow through sparsely distributed ($>10\text{cm}$) melt paths in porous media or through fractures is dominant, then local chemical equilibrium is not attained owing to slow diffusion of elements in solid, while local thermal equilibrium is still achieved. Instantaneous chemical isolation of melts into channels causes fractional melting, whereas, if porous flow is dominant, trace element concentrations obey the batch melting equation in one-dimensional steady states. These predictions together with trace element and isotopic data on abyssal peridotites suggest that fast melt transportation through sparsely distributed paths such as fractures is dominant beneath mid-ocean ridges. The style of melt transport also affects the melting P-T path: chemical isolation of melts (fractional melting) decreases the degree of melting at a given potential temperature and pressure by 5-15%, compared to the case where no chemical isolation occurs (batch-type melting). The phase relation in the system with variable compositions, such as in fractional melting, can not be predicted correctly by a conventional parameterization that assumes a fixed composition of the system. The phase relation can be reproduced by solving a minimization problem of thermodynamic potentials, which is a powerful method and is now being developed, although it has some disadvantages at present.

Key words: mantle melting, melt segregation, thermodynamics, chemical composition, P-T path

1. はじめに

地球や惑星内部でのメルトの生成とそれに伴う物質・エネルギーの分化-同化過程は地球や惑星の進化に大きな影響を与える。このためメルトの生成過程について様々な角度から多くの研究がなされてきた。特に最近の約15年間に蓄積されてきたメルト-固相系の構造・流動に関する実験的・理論的研究は、メルトの生成が固相から液相への単なる相変化にとどまらず、両相が圧力勾配に応じて相対運動する動的なものであることを明かにしてきた (e.g., McKenzie, 1984; 栗田, 1986; Ribe, 1987; 藤井ほか, 1990; およびこれらの文献中の引用文献を参照)。このために、一般にはメルトの生成過程は閉じた系として扱うことはできず、メルトと固相の

間の物質・運動量・エネルギーのやりとりを含む一連の動的な過程としてとらえる必要がある。メルトは流れながら周囲の固相と反応しその組成や量・温度を変えていく。またこの相互作用は溶融の進行そのものにも影響を与える。地表付近で観察されるマグマや火成岩はこの一連の過程を積分して生みだされるものであるために、従来の静的なメルト生成のモデルによる解釈は適さない。転じてマグマや火成岩の化学組成や噴出量から地球や惑星内部でのメルトの生成の動的な過程を読み取ることも可能である。

本論ではメルトの移動・分離過程について、およびこれらの動的過程がどのように溶融に影響を及ぼすかについてレビューと議論を行なう。溶融そのものがどのような機構によって進行するか、あるいは溶融を引き起こすのに必要な物理・化学

条件がどのような場で満たされるのかは、溶融を考える上で
の前提となる重要事項である。しかし本論ではそのような
「場」については詳しくは扱わず、主に溶融の条件が満たさ
れた後の過程に焦点を絞る。まず初めに、与えられた物理・
化学条件下でのメルト-固相の平衡共存関係がどのように記
述されているかについて述べる。次にメルトの分離過程が化
学組成や溶融の温度-圧力経路に及ぼす影響について述べる。
最後に問題点と今後の課題についてまとめを行なう。

2. メルト-固相の相平衡関係

地球や惑星内部で岩石の溶融を引き起こす要因にはどのよ
うなものが考えられるだろうか。物理的な要因としては、マ
ントル対流に伴う岩石塊の断熱的圧力変化、および放射性元
素の崩壊や粘性散逸、摩擦による発熱などが重要であろう。
特に地球上の火成活動の主な場である海嶺やホットスポット
では、マントルの断熱的上昇が溶融の主な機構であると考え
られている (McKenzie and Bickle, 1988; Watson and
McKenzie, 1991)。化学的な要因の例としては H_2O の導入
による凝固点および融点の降下があげられる。この機構は沈
み込み帯における火成活動を説明する上で重要と考えられて
いる。

マントルにおいて生成されるメルトおよび残存固相の化学
組成や量を記述あるいは予測する方法として、現在主に二つ

の方法が用いられている。いずれもメルト-固相の相平衡に
関する融解実験の結果に基づいているが、定式化の方法が異
なる。一つは生成されるメルト-固相の量や化学組成を主に
温度と圧力の関数として直接パラメーター化するものである
(e.g., Klein and Langmuir, 1987; McKenzie and
Bickle, 1988; Niu and Batiza, 1991; Watson and
McKenzie, 1991; Kinzler and Grove, 1992a, b, 1993;
Langmuir et al., 1992)。例えば McKenzie and Bickle
(1988)ではまず溶融度を温度の関数として表現し(圧力依存
性は小さいとして無視している)、化学組成は分別溶融と同
型の式を使って溶融度の関数としてフィティングを行なっ
ている。この場合あてはめるべき関数の型は実際の現象と対応
する必要はなく、パラメーター化および再現時のいずれにも
それほど多量のデータや計算を必要としない適当な関数を選
ぶことができる。これらの点において直接のパラメーター化は
実用的な方法と言えるが、(i) 適当な関数を選んだために人工
的な変極点や平滑化をもたらす可能性があること、(ii) 厳
密にはパラメーター化を行なった実験系と同じ化学組成の系
のみ適用でき、系の組成が変化していくような場合の溶融
の記述(例えば分別溶融過程)には適さないこと、などの欠点
が挙げられる。図1にいくつかのパラメーター化された再現方
法と最近の溶融実験の結果の比較を示す (Baker and
Stolper, 1994)。各再現方法によって絶対値や傾向の極性が

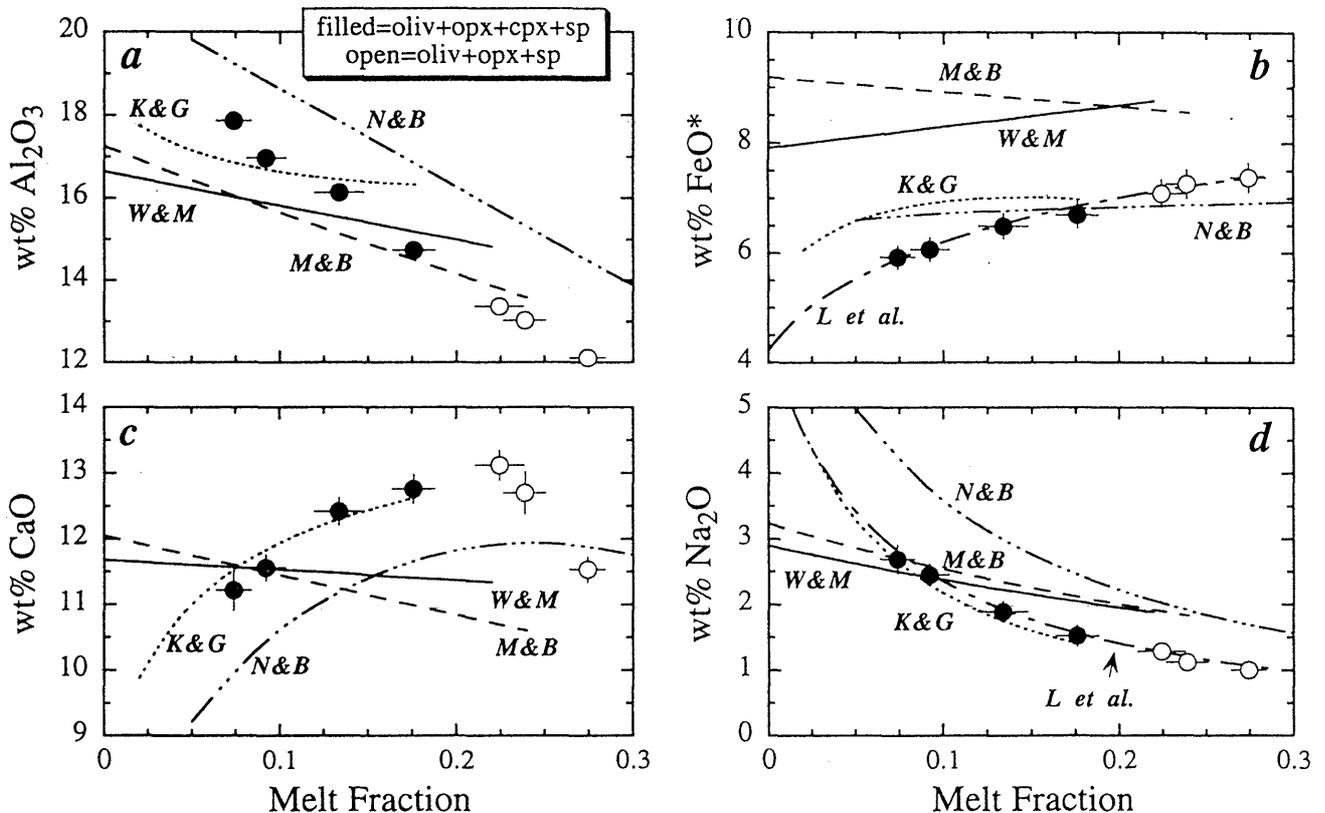


図1 1 GPaにおけるカンラン岩のバッチメルトの組成。黒丸および白丸は Baker and Stolper (1994) による実験結果で、白丸は単斜輝石を固相に欠く。曲線はパラメーター化された溶融記述方法から計算によって再現された組成トレンド。図中のラベルは、M&B=McKenzie and Bickle (1988); N&B=Niu and Batiza (1991); W&M=Watson and McKenzie (1991); K&G=Kinzler and Grove (1993); L et al.=Langmuir et al. (1992) with modifications from T.Plank. Baker and Stolper (1994) から引用 (彼らの Fig. 14)。

異なっていることが分かり、上記の (i) や (ii) を検討して再現方法を選ぶあるいは改良する必要があることを示している。

もう一つの方法は熱力学的な定式化に基づくもので、メルト-固相の量や化学組成は直接温度や圧力の関数として表されるのではなく、エネルギーおよび質量のバランスから求められる。この方法では、系の化学組成が一定に保たれない場合の相平衡も記述することができる。出現する相の種類があらかじめ特定できる場合には、各成分のそれぞれの相における自由エネルギーが等しいと置いて連立方程式をたてることができる。Barron (1972)と山崎・坂野 (1975) はこの方法を用いて1気圧下での Di-An-Ab 系内の相図の再現を試みた。山崎・坂野 (1975) は Di-An-Ab 系の3つの2成分系の実験に基づいて求められたエントロピー、融点および混合の非理想性を表現するパラメータの値から以下に示す関係式(凝固点降下の式)を用いて3成分系の相関係を再現した：

$$\ln K = \frac{\Delta S (T - T_m)}{RT} \quad (1)$$

ここで K は注目する端成分のメルトおよび固相中での活動度の比、R は気体定数、T は温度、 T_m は注目する端成分の融点、 ΔS は端成分の溶融に伴うエントロピー変化である。ここではメルトを各鉱物端成分に相当する仮想的な分子の混合溶液として扱っているため、使用されたパラメータの値は真に熱力学的に意味のある値というよりは、式 (1) を用いたときの係数と考えるのが妥当であろう。図 2 に (a) 実験に基づいて描かれた相図と (b) 計算によって再現されたものを示す。両者が比較的良く一致することがわかる。しかし実際のマンツルに相当するような多成分系では一般に固溶体の組成も複雑化し連立式の数も増すために上記のような方法で解くことは困難になってくる。また出現する相の種類があらかじめ分からない時にはこの方法は使えず、より一般的な以下のような方法が用いられている。

化学平衡のもとでは、注目する系に出現する相の種類・化学組成や量比は熱力学ポテンシャルを最小化するように決まる。圧力・温度・化学組成を指定した場合にはギブスの自由エネルギー、また圧力・エントロピー・化学組成を指定した場合にはエンタルピーが最小化される熱力学ポテンシャル、などとなる。もし出現する可能性のある相の熱力学的パラメータの値が分かっているならば、熱力学ポテンシャルの最小化問題を解くことによって相平衡関係を再現することができる(もちろんデータベースに入っていない新しい相の出現を予測することはできない)。珪酸塩メルトを含む系でのこのような試みは現在いくつかのグループによって系統的に進められつつある (e.g., Davies et al., 1994; Ghiorso and Sack, 1995)。この相平衡関係の記述の方法は熱力学の原理に沿ったものであり、様々な状況に対応してメルト-固相の相平衡関係を再現しうる。しかし前述の山崎・坂野 (1975) の場合と同様、メルト中の成分は仮想的な鉱物分子や酸化物の形で表されており、このことがどのように結果に影響を及ぼすかはまだ明かになっていない。また Baker et al. (1995) の結果を見る限り、現状の SiO_2 の再現結果は最近の溶融実験の結果よりも 3-4% 低く大きな食い違いがある。さらにこの最小化問題を解くためには多くの計算量を必要とし、後に述べるような溶融の圧力-温度経路を計算したり、マンツル対流の計算と組み合わせで使用する際に大きな困難を招き必ずしも実用的とはいえない。今後の検討と改良が必要である。なお、Ghiorso and Sack (1995) により開発された MELTS とよばれるポテンシャル最小化による相平衡計算プログラムがインターネット上で公開されている。興味のある方は Ghiorso and Sack (1995) をご参照頂きたい。

3. メルトの移動様式と化学組成

固相の結晶粒間に生成されたメルトは圧力勾配に応じて移動を始め、同時に固相も変形を起す。マンツル中でどのように流れや変形・破壊が進行していくかについてはまだ良く

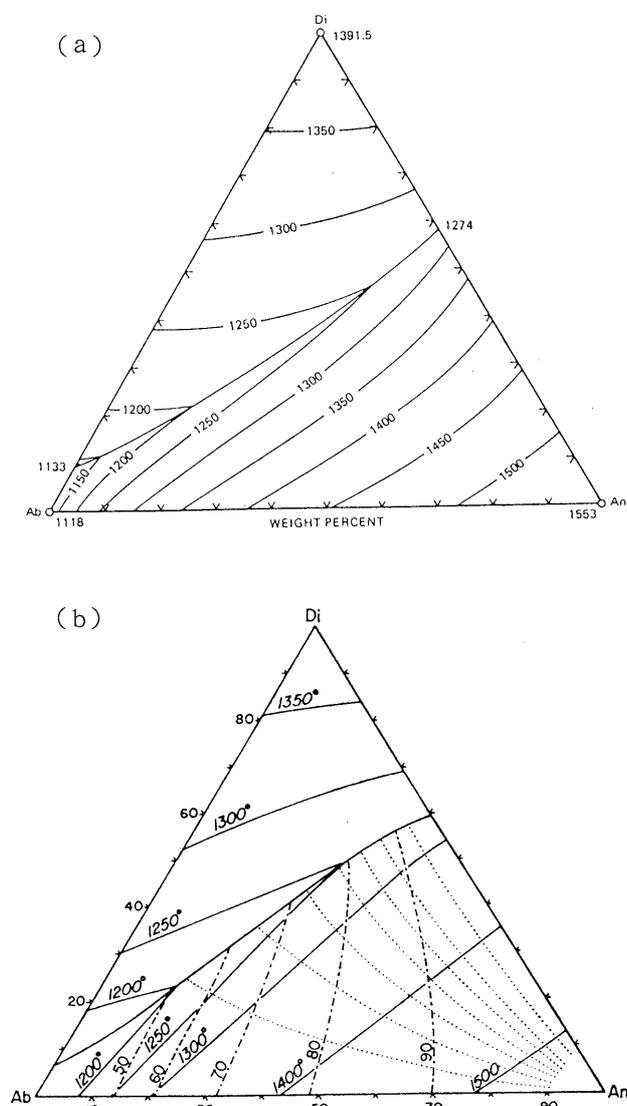


図 2 1気圧下での Di-An-Ab 系の相平衡図。(a) 実験に基づいて描かれたもの (Morse, 1980)。(b) 山崎・坂野 (1975) による計算で再現された相図。詳細は本文に。

分かっていない点が多いが、いくつかの可能性が提案されている。一つは固相の結晶粒界に沿っての浸透流であり、この場合はメルトのネットワークの連結度（すなわちメルト-固相の分布形態）によって流れの効率が大きく変わる。マンツルの主要構成鉱物のうち、カンラン石はメルトに比較的ぬれ易くその割合が大きいと高い連結度が達成されうるが、同じ量のメルトが存在しても輝石の割合が大きいと連結度は低くなる (Toramaru and Fujii, 1986)。多種の粒界を考慮した浸透モデルによると、スピネルレールズライトの場合カンラン石が63体積%以上存在すれば0.8体積%のメルトで広範なネットワークが形成されると予想されている (Nakano and Fujii, 1989)。実際のマンツルでどの位の溶融度でネットワークが広範に形成されメルトが効率良く移動・分離し始めるかは、非静水圧による変形の影響など更に複雑な要素があり検討が必要である (藤井ほか, 1990)。最近の部分溶融したカンラン岩の変形実験によると、変形の進行中はメルトのネットワークが構造平衡下よりも形成されやすいという報告もある (Jin et al., 1994)。従ってマンツル中で生成されたメルトは $\ll 1\%$ の体積を占めるだけでも移動しうる可能性があり、逆に数十体積%のメルトが固相から分離せずに留まっている状況は考えにくい。

メルトのネットワークが形成されるとメルトは固相の圧密を伴いながら移動を始める。その様子は通常のダルシーの法則のようにメルトの粘性や浸透率（メルト-固相の分布形態によって決まる）と同時に固相の変形特性によっても影響される (e.g., McKenzie, 1984)。重力下での1次元~3次元の流れの発展の様子は主に数値計算によって調べられてきた (e.g., Richter and McKenzie, 1984; Scott and Stevenson, 1984; 1986; Wiggins and Spiegelman, 1995)。その結果、初めランダムに配置されたメルトは媒質の変形と浸透率の時空変化によってメルトに富む部分（3次元の場合、球状のポケットや重力方向に伸びたチャンネル (Wiggins and Spiegelman, 1995)）を形成しながら孤立波的に上方に伝播していくことが明かとなった。さらに溶融-固化を考慮した場合にも浸透流中でメルトに富む領域が生成され伝播していくことが示されている (e.g., Spiegelman, 1993)。従って実際のマンツルの溶融に際して、メルトの浸透流はある程度極在化することが予想される。

マンツルにおける浸透流の極在化はこのような物理的な機構だけでなく、メルト-固相の化学反応によっても形成され得ることが指摘されている (Kelemen et al., 1995)。その機構は、非平衡なメルトが流入することにより輝石が選択的に溶融し、浸透率の極在化をもたらすというものである。オフィオライト岩体中に浅部マンツルで形成されたと考えられる主にカンラン石からなる脈が見いだされているが、この脈がそのような極在化の化石ではないかという考えがある (Kelemen and Dick, 1995)。しかし固相が比較的容易に変形し得るアセノスフェア深部においては、化学的に産み出されるメルト分率の高い部分を維持することは難しいと予想され、この機構が有効かどうかはまだ分からない。

これまでは浸透流とその極在化について述べてきた。この

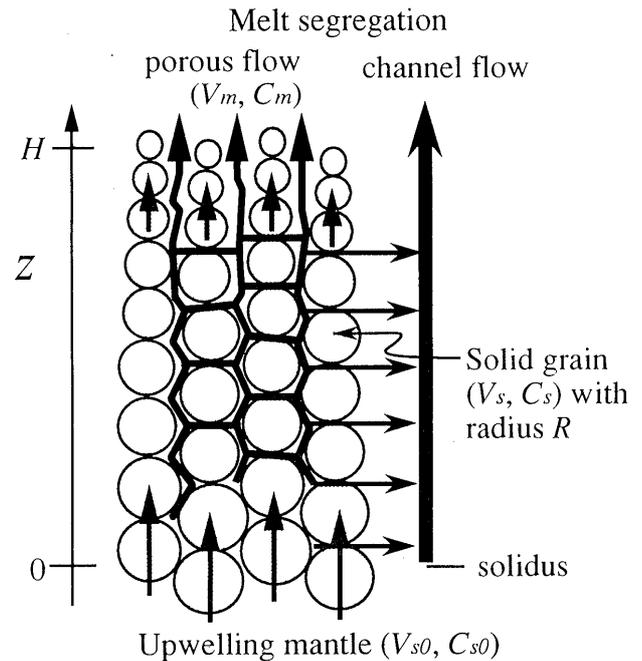


図3 1次元定常的に上昇・融解するマンツル柱。Zは鉛直方向の座標、Hは溶融するマンツル柱の高さ、 V_{s0} と C_{s0} は溶融前の固相の上昇速度と注目する元素の濃度、 V_s と C_s は溶融しつつある固相の上昇速度と注目する元素の濃度、 V_m と C_m はメルトの上昇速度と注目する元素の濃度、Rは結晶粒径である。生成されたメルトは浸透流として上昇しながら結晶粒と反応する。反応は界面での平衡を仮定し、結晶内での拡散によって律速される。このモデルでは、メルトはこの浸透流の系から様々な深さで化学的に孤立したまばらな通路（チャンネル）に吸い込まれ運ばれ得ると考える。Iwamori (1993b)より引用。

ほかに効率的で重要と考えられているメルトの移動様式として割れ目の中の流れが挙げられる (e.g., Nicolas, 1986)。この場合にも初め粒間に生成されたメルトは浸透流として割れ目に運ばれなくてはならないが、ひとたび割れ目に流入した後は高速で移動すると予想される。メルトと固相の密度差によって駆動される平板間のポワズイユ流れを仮定すると、1mmの巾の割れ目でも300m/yearと上記の浸透流よりも100倍以上の上昇速度となる (Iwamori, 1994)。

残念ながらもどのような条件が満たされるとどの移動様式が卓越するかは分かっておらず、またマンツル中での実際の移動様式についての直接的な観測もない。しかし次に述べるように、メルトの移動様式はメルトが生成されてから移動する間にどの位周囲の固相と化学反応を起こすかに大きな影響を与える。転じてメルトや固相の化学組成から移動様式について制約を与えることができる。

今、図3に示したような1次元定常的に上昇・断熱融解するマンツル柱を想定する。生産されたメルトは浸透流として、あるいはよりまばらなチャンネル（浸透流中の極在化した流れや割れ目に対応する）を通して固相から分離していく。メルトは上昇しながら固相と化学反応を行なうが、その反応は固液界面で平衡を達成すると仮定した固相内元素拡散に律

速されると考える。この時、メルトと固相がどの位反応し得るかはメルトの通路の配置間隔, d , に強く依存する(浸透流の場合は結晶粒径が, またチャンネルの場合はその水平方向の配置間隔が d に相当する)。現実的な溶融条件にたいして $d \ll 10\text{cm}$ の時, 上昇中のメルトが化学的に周囲の固相と平衡になることがスケール解析や数値計算によって明らかとなった (Iwamori, 1992, 1993a; Spiegelman and Kenyon, 1992)。従って化学的局所平衡はまばらな通路に対しては成立せず, メルトはチャンネル中を周囲の固相から化学的に隔離されたまま移動し得る。均質な浸透流の場合でも結晶粒径が大きくかつ注目する元素の拡散が遅い場合(例えば拡散係数が $< 10^{-20} \text{ m}^2/\text{s}$)には局所平衡が成立しない可能性があり, その非平衡の程度によってメルトと固相の化学組成は大きな影響を受ける (Iwamori, 1993a, b)。仮にバックグラウンドとしての浸透流中で局所平衡が成立する場合でも, メルトの一部が化学的に隔離されたチャンネルを通して運ばれる場合, そのメルトの分量, S , によってメルトと固相の化学組成は大きく変化しうることが分かった (Iwamori, 1993b, 1994) :

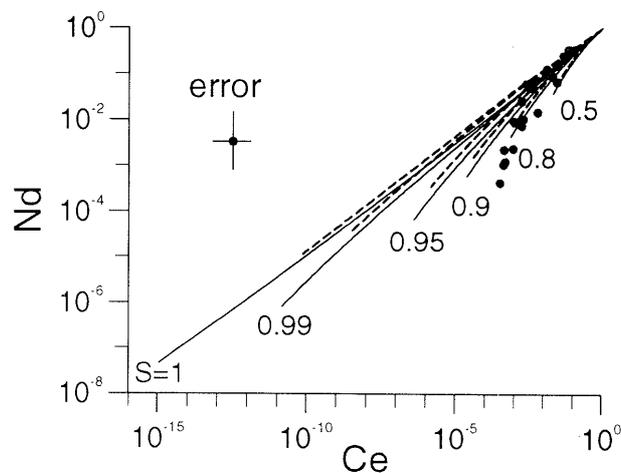
$$\frac{C_m}{C_{\infty}} = \frac{1}{D^0} \left[\frac{D^0}{(1-S-D^m)X + D^0} \right] \frac{1-D^m}{1-S-D^m} \quad (2)$$

ここで C_m , C_{∞} はメルトおよび源岩中での元素濃度, D^0 , D^m は源岩およびメルトモードに対する全岩分配係数, X は溶融度を表す。 $S=1$ の時, 生成される微量のメルトはただちに系から化学的に隔離される条件に対応し, 式(2)は分別溶融の式と一致する。 $S=0$ の時は浸透流としてメルトと固相は分離していくにもかかわらず, 式(2)はバッチ溶融の式に一致する。これは生産されたすべてのメルトが流れながら固相と再平衡に達するからである。

図4はこのモデルにより予測されるメルトの抜けた後の残存物(固相と粒間に残るメルトの合計)の化学組成を示したものである (Iwamori, 1993b)。この例では液相濃集元素である Ce と Nd の濃度を枯渇したマンツルの濃度で規格化した値として示してある。各図の右上から出発し, 溶融度が上がりメルトが分離されるにつれて残存物中のこれらの元素濃度は低くなる(各予測曲線の左下で25%の溶融度に対応する)。図4(a)には局所化学平衡を仮定してさまざまな S に対応する予測曲線が描かれているが, S が大きい程分別溶融に近くなるため濃度が低くなりかつ Nd に比べより分配係数の小さい Ce に乏しくなることが分かる。図には海嶺の火成活動の様々な溶融度の残存物と考えられているドレッジされたカンラン岩の化学組成 (Johnson et al., 1990) も黒丸で示されており, $S=0.8$ の予測(生産されたメルトの約80%が化学的に系から隔離)に良く対応する。溶融度が大きくなるにつれて S が1から0.8に減少しているようにも見えるが, 図中に示された誤差を考慮するとそこまでの分解能はない。いずれにしても局所平衡を仮定した時には, 海嶺下では生産されたメルトの多くが化学的に系から隔離されて上昇してきたことを示している。

生産されるメルトが系から効率良く分離される場合, Ce

(a) $Q=10^4, \tau=0$ (local equilibrium)



(b) $Q=10^4, S=1$ (complete suction)

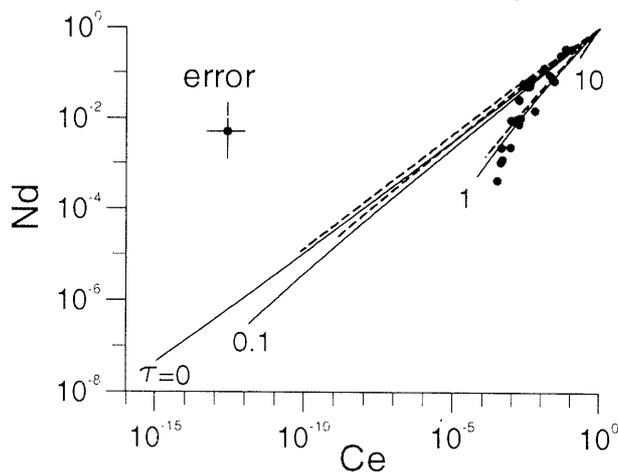


図4 図3のモデルから予測されるメルトの抜けた後の残存物(固相と粒間に残るメルト)のCeとNdの濃度変化。枯渇したマンツルの濃度で規格化した値として示してある。溶融度が上がりメルトが分離されるにつれて残存物中のこれらの元素濃度は低くなる(各予測曲線の左下で25%の溶融度に対応する)。 Q はメルトの分離の効率に対応する無次元数でマンツルの条件ではおよそ $10^3 - 10^5$ である (Iwamori, 1993a)。 (a) 局所化学平衡を仮定した時のさまざまな S (化学的に隔離されるメルトの分量) に対応する予測曲線(実線はスピネルカンラン岩のみの25%溶融, 点線はガーネットカンラン岩の10%溶融と引き続き起こるスピネルカンラン岩の15%溶融に対応)。黒丸は海嶺の火成活動の残存物と考えられている海嶺付近からドレッジされたカンラン岩の化学組成 (Johnson et al., 1990) を表す。 (b) 非平衡性を考慮した $S=1$ の時の予測曲線 ($\tau=0$ は局所平衡, τ が大きい程拡散が遅く非平衡性が大きい場合に対応)。 Iwamori (1993b) より引用。

や Nd のように比較的拡散の遅い元素に対しては局所平衡は成立しないかもしれない (Iwamori, 1993b)。言い換えると, 瞬間的な平衡と分離を要求する完全な分別溶融は成立し難い。この場合には図4中のデータを説明するためには, さらに多

くのメルトが系から隔絶されて運ばれる必要がある (i.e.; $S > 0.8$). 図4 (b)は非平衡性を考慮した $S=1$ の時の予測曲線を示している. 元素の液相-固相分配が固相内拡散に律速される場合には, 非平衡性は無次元化された特性時間 (拡散に要する時間/上昇に要する時間の比), τ , によって定量的に表現される (Iwamori, 1993a, b) :

$$\tau = \frac{R_0^2 V_{s0}}{D_s H}$$

ここで R_0 は溶融前の結晶粒径, V_{s0} は溶融前の固相の上昇速度, D_s は固相内での元素の拡散係数, H は溶融するマントル柱の高さである. $\tau=0$ は局所平衡, τ が大きい程拡散が相対的に遅く非平衡性が大きい場合に対応する. 黒丸で示したカンラン岩の組成は $\tau=1$ の予測にはほぼ対応する. 従って, 局所平衡の成立するかどうかにかかわらず, 海嶺下ではまばらに分布するチャンネルを通してメルトが輸送されていることが明かとなった. さらに U, Th, Ra, Pa の放射非平衡を考慮した計算結果から, 海嶺下ではザクロ石の安定領域から溶融が始まりメルトはその特徴を失うことなく化学的に隔絶されたまま上昇してきたこと, およびその輸送に要した時間は数千年以下であること, が指摘された (Beattie, 1993; Iwamori, 1994). これは浸透流としては説明できないほど速いメルトの流れを意味している. そのような通路の実体としては今のところ割れ目が最も妥当であると思われる.

ハワイやアイスランドのようなプリュームに対応する玄武岩にも放射非平衡が見いだされており同様の議論が適用された (e.g., Iwamori, 1994) が, 海嶺よりも全般に非平衡の程度が小さく, メルトの移動様式に定量的な制約を与えることはできていない. また沈み込み帯の火成活動に対してもまだ制約が与えられておらず, 今後の課題の一つである.

4. メルトの移動様式と溶融の温度-圧力経路

溶融しつつある系の組成はメルトの分離が進行するにつれて変化し溶融の進行に影響を及ぼし得る. 前節で議論されたような海嶺下で起こっていると考えられる分別型の溶融では, メルトが化学的に効率良く系から隔絶されるため, 系は次第にメルト成分に枯渇しソリダス・リキダス温度が上昇, メルトを生産しにくくなると考えられる. しかし2節で述べたように, 従来よく用いられてきた系の化学組成を固定してメルトと固相の組成・量を直接温度・圧力の関数として表す方法では, 分別溶融など系の組成が変化していく場合の溶融 (例えば海嶺下) を記述するのに適さない. このために天然のマントルカンラン岩に相当するような多成分系での分別溶融の温度・圧力・溶融度・化学組成の経路はほとんど調べられてこなかった. 最近になって熱力学の定式化および熱力学ポテンシャルの最小化問題に立ち戻って多成分系のメルトを含む相平衡を再現する方法が開発され (Ghiorso and Sack, 1995), 分別溶融のマントルカンラン岩の溶融経路が議論されるようになってきた.

Asimow et al. (1995) はこの方法を用いて断熱減圧に伴うマントルのバッチおよび分別融解過程を計算した. 特に

ザクロ石-スピネル-斜長石カンラン岩の転移付近の溶融の進行に注目し, 転移付近では溶融率が低下することを見いだした. しかし, (i) メルトを各鉱物端成分に相当する分子や単純な酸化物の混合溶液と仮定していること, (ii) Cr など相関係に大きな影響を及ぼす元素が含まれていないこと, などから実際にどの位正確にマントルの溶融を再現するかはまだ検証されていない. また各減圧のステップごとに熱力学ポテンシャルの最小化問題を解かねばならず計算量が多いという難点がある.

Iwamori et al. (1995) は様々な融解過程に適用しうる溶融のエネルギー収支についての近似的なモデルを提案した. このモデルでは図3のような1次元定常的に上昇・断熱融解するマントル柱を想定する. 生産されたメルトは浸透流としてあるいはよりまばらなチャンネルを通して固相から分離していく. 前節での化学組成についてのスケール解析と同様の議論から, 現実的な溶融条件に対して移動するメルトが周囲の固相と熱的に局所平衡となるには, メルトの通路の間隔が $d \ll 10^3$ m であればよい (Iwamori et al., 1995). 従って1次元定常的に上昇するマントル中ではメルトの移動様式によらず熱的な局所平衡は達成されると考えられる. この場合, メルト-固相の2相流系に対応するエントロピーの保存は次のように表すことができる (Iwamori et al., 1995) :

$$\frac{dX}{dP} = \frac{-\frac{C_p}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial P} \right) + \frac{X \alpha_m}{x \rho_m} + \frac{(1-X) \alpha_s}{\rho_s}}{\Delta S + \frac{C_p}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial X} \right)_p} \quad (3)$$

ここで X は溶融度, ρ_m と ρ_s はメルトと固相の密度, ΔS は溶融に伴う単位質量当たりのエントロピー変化, α_m と α_s はメルトと固相の温度膨張率, C_p は定圧比熱 (メルトと固相で同じ値を仮定). この式では局所的な熱平衡と共にエネルギーの散逸は無いと仮定している. 式(3)はメルトと固相が相対運動しない系の溶融を記述する式 (McKenzie, 1984) と全くおなじである. 1次元定常状態では生産されたすべてのメルトが上昇の間に固相と熱的に再平衡に達し, メルトと固相の流れによって運ばれる熱量の合計は相対的な流れの有無によらず等しくなるからである.

断熱溶融の温度-圧力経路はメルトの移動様式によらず式(3)を積分することによって求められるが, メルトの分離・導入による系の化学組成の変化の影響は式中の各パラメータの値として見積る必要がある. 残念ながら様々な化学組成の系に対応する各パラメータの値, 特に ΔS , $(\partial T / \partial X)_p$, $(\partial T / \partial P)_x$ は詳細には分かっていない. Iwamori et al. (1995) は分別型の融解に対応する $(\partial T / \partial X)_p$, $(\partial T / \partial P)_x$ の近似的な見積かたを Hirose and Kawamura (1994) の段階的なバッチ溶融実験の結果に基づいて提案した. カンラン岩の完全な分別溶融の場合, 溶融開始温度はバッチ溶融と同じであるが最後に残る固相はフォルステライトであるために液相線は高温側に移る. Iwamori et al. (1995) はバッチ溶融と分別溶融の圧力-温度-溶融度の関係を各々

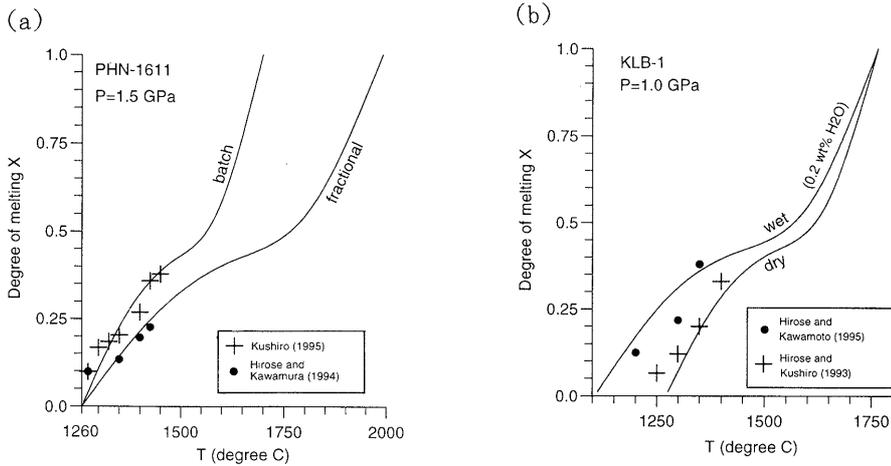


図5 様々な溶融条件に対応する温度 (T) - 溶融度 (X) 関係. 曲線はモデルによる予測, 黒丸とプラスは実験結果を表す. (a) 1.5 GPaにおけるバッチおよび分別溶融に対応. (b) 1.0 GPaにおける無水および H₂O を 0.2% 含む条件での溶融に対応. Iwamori et al. (1995) より引用.

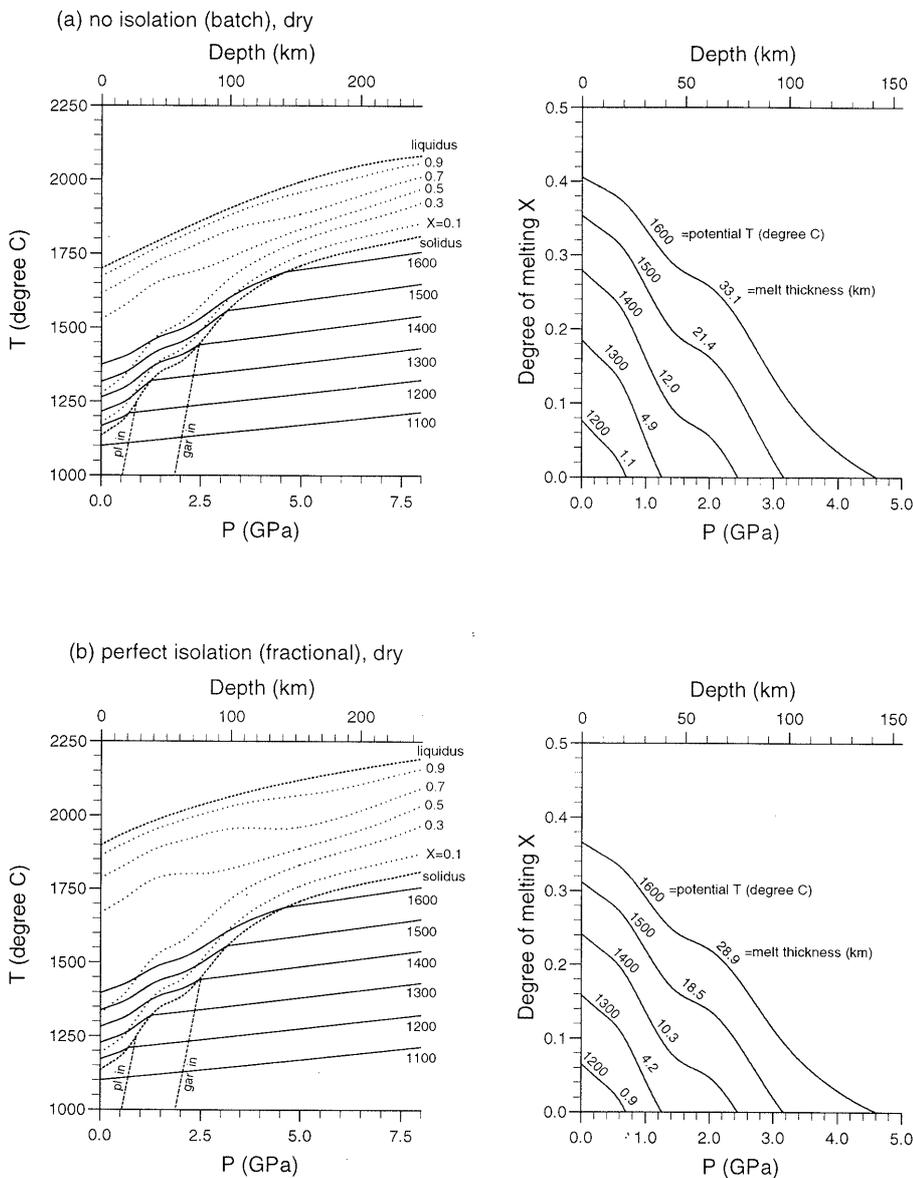


図6 ポテンシャル温度 1100 から 1600 度に対応する無水カンラン岩の等エントロピー融解経路. 式 (3) を積分することによって描かれる. (a) メルトは溶融する系から化学的に隔離されず平衡を保った場合 (バッチ型の溶融). メルトの分離が浸透流のみによって起こる場合にはこの溶融経路をたどる. (b) メルトは溶融する系から化学的に隔離される (分別溶融). 全てのメルトがチャンネルを通して運ばれる場合に相当する. Iwamori et al. (1995) より引用.

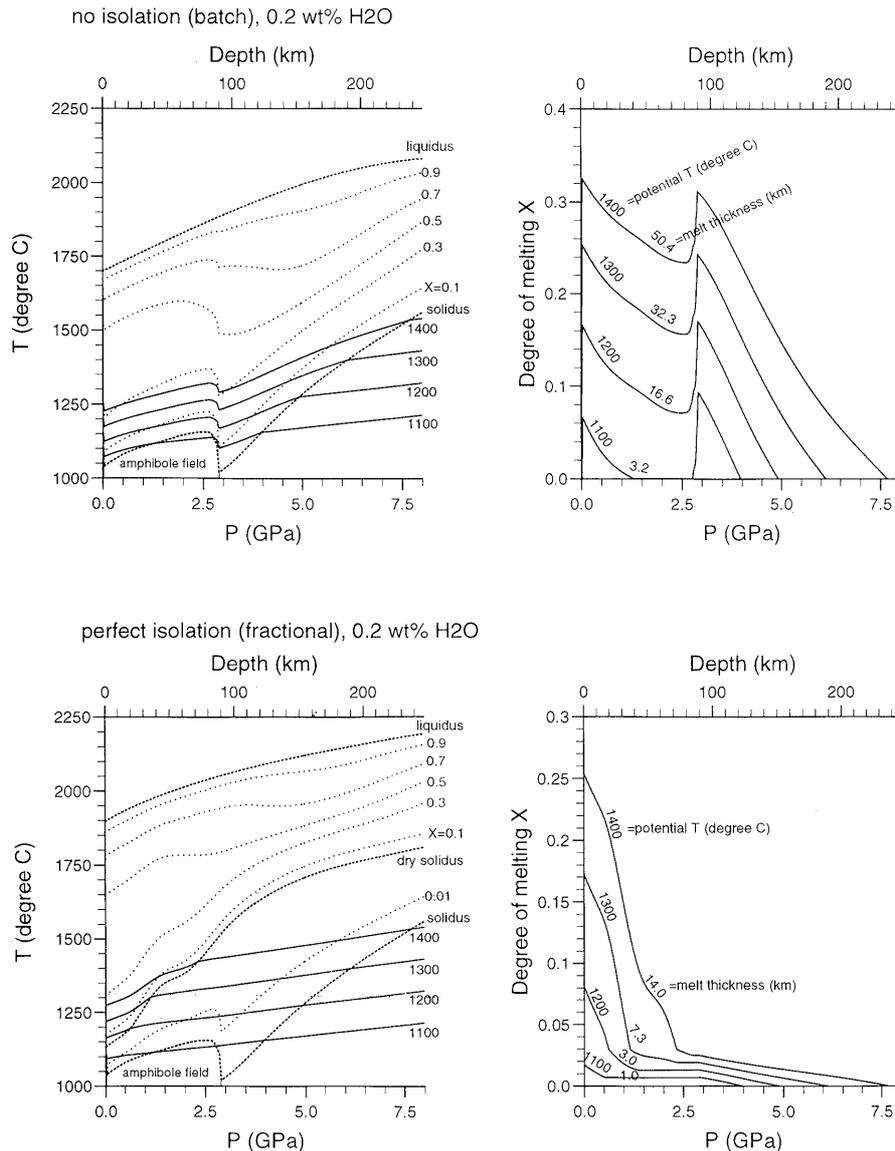


図7 ポテンシャル温度 1100 から 1400 度に対応する 0.2% の H_2O を含む時のカンラン岩の等エントロピー融解経路。他の条件は図6と同様。

の固相線と液相線の間で規格化した場合、溶融度の低い部分ではほぼ同じ関係を示すことを指摘した (図5 (a))。これは Hirose and Kawamoto (1995) による H_2O を含む系 (不飽和) についてもあてはまる (この場合固相線が低温側に移る; 図5 (b))。図5において実験データと単純なモデルからの予測曲線とは反り具合など細部では一致していないが、およそのエネルギー収支を考察するうえでは十分である。この関係を使って $(\partial T / \partial X)_P$, $(\partial T / \partial P)_X$ を見積り、様々な条件 (バッチ-分別および無水-含水) のマンツルの断熱融解経路を描くことができる (図6, 7)。無水の時、分別溶融では同じマンツルポテンシャル温度・圧力でバッチ溶融に比べ5-15%生産されるメルト量が少なくなり、逆にある量のメルトを生産するには分別溶融のほうが高いポテンシャル温度が必要となる。例えば7 kmの厚さの海洋地殻を産み出すにはバッチ溶融を仮定すると1320度、分別溶融なら1350度が必要である (図6)。

一般に断熱減圧が進行する場合は融解が進行するが、 H_2O の存在下では断熱減圧によって逆に固結する場合がある (図

7)。これは角閃石の安定領域がある狭い圧力範囲で縮退し、負の温度-圧力勾配をもった固相線が出現するからである。この場合、メルトが溶融系から化学的に隔離されずに上昇すると (例えばバッチ溶融や1次元浸透流; 図7 (a))、メルトは2.9-2.7および0 GPa付近で断熱固結する。一方、分別型の溶融の場合には減圧に伴う溶融はある圧力範囲で停止し圧力がある値まで低下した所で再び溶融が起こる (図7 (b))。ポテンシャル温度1200度の例では、断熱的に上昇してきたマンツル物質の溶融は2.7 GPa (深さ約90 km) の所で一度停止し、1.3 GPa (約40 km) の所から溶融を再開することになる。

これまででは上昇流に伴う断熱減圧を想定して議論を進めてきたが、逆に断熱増圧が進行する場合、2.9-2.7および0 GPa付近ではメルトが生産される可能性がある。これは下降流の卓越しかつ H_2O が存在すると考えられる沈み込み帯のマンツルウエッジような場所で重要かもしれない。

以上のような H_2O 存在下での断熱減圧や増圧に伴う複雑な溶融の振る舞いを考慮して、図8に沈み込み帯で溶融の起

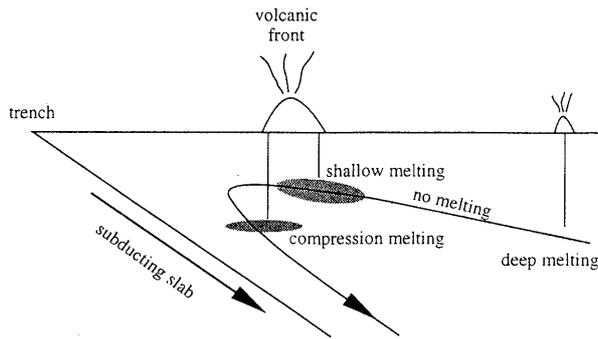


図8 沈み込み帯での、可能なマンツルの流れのパターンと溶融の起こる場所を示した模式図。図7のモデルに基づいて描かれている。

こりうる場所をマンツルの流れと関連付けて模式的に示した。まず背弧側からの緩やかな上昇流に沿って溶融が起こる可能性が指摘される。この時メルトが上方に分離されると (i.e., 分別溶融), 図8に示したように溶融の起こらない場所を挟んで2つの溶融領域が形成される可能性がある: 背弧側のより深い位置で少量のメルトを生産する場所, および火山フロントの下付近のより浅い位置でメルトを生産する場所である。これは火山フロントから背弧にかけてマグマ中のアルカリ元素の濃度が高くなることと調和的であり, またしばしば火山弧において認められる平行する火山列の成因となっている可能性がある。しかしこれらの領域は上面から効率的に冷却される場所であり (i.e., 断熱的ではない), 本当に溶融が起こるかどうかは流れ-熱輸送-溶融を同時に考慮して調べる必要がある。沈み込み帯において溶融の可能性のあるもう1つの場所は下降流中での2.7-2.9 GPaに相当する領域である(図8)。この領域で溶融が起こりうるかどうか, 沈み込むプレートからの冷却の効果を考慮して調べていく必要がある。

以上の議論は, 図5に示された分別型の溶融とH₂Oを含む溶融に関する数少ない実験結果と近似的なモデルに依存している。分別型の溶融とH₂Oを含む溶融に関する大まかな特徴は以上のモデルで再現されていると考えられるが, 定量的な議論のためには今後さらに実験的・理論的な制約が必要である。

5. まとめと今後の課題

メルトの生成過程は固液の相変化と共に両相の相対的な流れを伴う動的な過程である。マンツル中での効率的なメルトの上昇様式としては, 固相の結晶粒界に沿っての浸透流とよりまばらに分布するチャンネル(浸透流中の極在化した流れや割れ目など)を通しての移動が提案されている。どちらの場合も上昇するメルトと周囲の固相は熱的に平衡に達すると考えられるが, 化学的平衡はチャンネルの間隔が10cm以上の場合には達成されず, その場合チャンネルの中を流れるメルトは化学的に周囲の固相から隔離されたまま上昇することになる。メルトと固相の化学組成は浸透流中での局所平衡の程度およびチャンネルによって運ばれるメルトの分量によって大きな変化を示す。海嶺付近からドレッジされたカンラン岩

の微量元素組成は, 海嶺下で生産されたメルトの80%以上が化学的に隔離されたまま上昇してきたことを示している。Raなどの放射非平衡が海嶺玄武岩に観察されることから, メルトは数千年以内に分離・上昇してきたと推定され, そのような通路の実体としては割れ目が最も妥当と考えられる。現在のところ部分溶融体の中でどのような条件の時にどのようにして割れ目などのチャンネルが発達するのかは分かっていない。この問題はメルトの分離・上昇だけではなく, 相分離を伴う様々な現象(例えば初期地球におけるコアの形成過程)においても重要な問題であり, その物理過程の解明が望まれる。

メルト-固相の相対運動は系の化学組成や熱量の変化をもたらす(すなわち開放系である)ため, 両相の平衡関係はそのような変化に適用できる方法で記述される必要がある。熱力学ポテンシャルの最小化問題を解くことによって相平衡関係を再現しようとする最近の試みは, 相平衡の原理に根ざした有効な方法の一つである。しかし現時点では精度が余り高くなく, 計算量も多いことから応用範囲が限られる。またメルト中の成分は仮想的な鉱物分子や酸化物の形で表されており, この仮定がどのような誤差を生むかは分かっていない。元素分配やメルトの構造・熱力学的性質に関する実験的・理論的研究の結果と突き合わせながら改善していくべきであろう。

メルト-固相の相対運動が速い場合には, 固相内での遅い元素拡散に律速されて両相の間で完全な化学平衡が成立しない可能性がある。非平衡性がメルト-固相の化学的進化におよぼす影響は大きいにもかかわらず, 元素拡散の精密な測定(温度-圧力-組成の依存性を含む)や機構の解明はまだ十分とはいえない。

メルト生成の場の問題は本論では扱わなかった基本的な問題である。メルト生成の場と生成過程との間の相互作用が弱い場合には, 場と生成過程とを独立に見積った後に重ね合わせれば現象を再現することができる。マンツル対流に伴う上昇流領域は溶融を引き起こす主要な場の一つと考えられるが, メルトの生成によって密度(メルト自身および残留固相の密度)や放射性元素の分布(U, Th, Kはいずれもメルトに濃集しやすい元素である)が時間的・空間的に変化し, 溶融と対流の間で相互作用が働く(e.g., Scott, 1992; Ogawa, 1994)。このため, 単純に場と生成過程を重ね合わせただけでは予測や再現が不正確となる恐れがあり, 溶融過程とマンツル対流は組み合わせて考えていかななくてはならないであろう。この点は地球や惑星の構造や熱史をたどる上でも重要な今後の研究課題である。

本論を通して述べてきたようにメルトの生成を理解する上では, 原子レベルから地球・惑星規模の対流までの様々なスケールで研究されるべき課題は多い。しかし徐々に理解を深めていけば, 最終的には地球や惑星の形成・進化の歴史の上で火成作用の果たしてきた役割をより具体的に明かにできると期待される。

謝 辞

本論を書く機会を与えていただいた佐藤博明, 本多了, 佐野有司の各氏に深く感謝いたします。また日頃から多くの助言を頂いている佐藤博明氏, Dan McKenzie 氏, 名古屋大学地球惑星科学科の皆様, および丁寧な査読と助言を頂いた高田亮氏と匿名の査読者に心から感謝致します。

引 用 文 献

- Asimow, P.D., Hirschmann, M.M., Ghiorso, M.S., O'Hara, M.J. and Stolper, E.M., 1995, The effect of pressure-induced solid-solid phase transitions on decompression melting of the mantle, *Geochim. Cosmochim. Acta*, submitted.
- Baker, M.B. and Stolper, E.M., 1994, Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 2811-2827.
- Baker, M.B., Hirschmann, M.M., Ghiorso, M.S. and Stolper, E.M., 1995, Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations, *Nature*, **375**, 308-311.
- Barron, L.M., 1972, Thermodynamic multicomponent silicate equilibrium phase calculations, *Am. Mineral.*, **57**, 809-823.
- Beattie, P., 1993, Uranium-thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite, *Nature*, **363**, 63-65.
- Davies, A., Wood, B., Barry, T., Dinsdale, A. and Gisby, J., 1994, The thermodynamics of mineral-melt equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, *Mineral. Mag.*, **58A**, 213-214.
- 藤井 直之・中野 司・伊東 敬祐, 1990, 部分溶融体中の液相分布, *火山*, **35**, 27-39.
- Ghiorso, M.S. and Sack, R.O., 1995, Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures, *Contr. Mineral. Petrol.*, **119**, 197-212.
- Hirose, K. and Kushiro, I., 1993, Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, 477-489.
- Hirose, K. and Kawamura, K., 1994, A new experimental approach for incremental batch melting of peridotite at 1.5 GPa, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2139-2142.
- Hirose, K. and Kawamoto, T., 1995, Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, 463-473.
- Iwamori, H., 1992, Melt-solid flow with diffusion-controlled chemical reaction, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 309-312.
- Iwamori, H., 1993a, Dynamic disequilibrium melting model with porous flow and diffusion-controlled chemical equilibration, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **114**, 301-313.
- Iwamori, H., 1993b, A model for disequilibrium mantle melting incorporating melt transport by porous and channel flows, *Nature*, **366**, 734-737.
- Iwamori, H., 1994, ²³⁸U-²³⁰Th, ²³⁵U-²³¹Pa disequilibria produced by mantle melting with porous and channel flows, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **125**, 1-16.
- Iwamori, H., McKenzie, D. and Takahashi, E., 1995, Melt generation by isentropic mantle upwelling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **134**, 253-266.
- Jin, Z.-M., Green, H.W. and Zhou, Y., 1994, Melt topology in partially molten mantle peridotite during ductile deformation, *Nature*, **372**, 164-167.
- Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B. and Shimizu, N., 1990, Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, *J. Geophys. Res.*, **95**, 2661-2678.
- Kelemen, P.B. and Dick, H.J.B., 1995, Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon, *J. Geophys. Res.*, **100**, 423-438.
- Kelemen, P.B., Whitehead, J.A., Aharonov, E. and Jordahl, K.A., 1995, Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle, *J. Geophys. Res.*, **100**, 475-496.
- Kinzler, R.J. and Grove, T.L., 1992a, Primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 1. experiments and methods, *J. Geophys. Res.*, **97**, 6885-6906.
- Kinzler, R.J. and Grove, T.L., 1992b, Primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 2. applications, *J. Geophys. Res.*, **97**, 6907-6926.
- Kinzler, R.J. and Grove, T.L., 1993, Corrections and further discussion of the primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 1 and 2, *J. Geophys. Res.*, **98**, 22339-22347.
- Klein, E.M. and Langmuir, C.H., 1987, Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *J. Geophys. Res.*, **92**, 8089-8115.
- 栗田 敬, 1986, 火山の根としての部分溶融層, *火山*, **30**, s55-s72.
- Kushiro, I., 1995, Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond, *AGU Geophys. Monogr.*, in press.
- Langmuir, C.H., Klein, E.M. and Plank, T., 1992, Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges, In Morgan, J.P., Blackman, D.K. and Sinton, J.M., eds., Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges, *AGU Geophys. Monogr. Ser.* **71**, 183-280.
- Morse, S.A., 1980, *Basalts and phase diagrams*, Springer-Verlag, New York, 493p.
- McKenzie, D., 1984, The generation and compaction of partially molten rock, *J. Petrol.*, **25**, 713-765.
- McKenzie, D. and Bickle, M.J., 1988, The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere, *J. Petrol.*, **29**, 625-679.
- Nakano, T. and Fujii, N., 1989, The multiphase grain control percolation: its implication for a partially molten rock, *J. Geophys. Res.*, **94**, 15653-15661.
- Nicolas, A., 1986, A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites, *J. Petrol.*, **27**, 999-1022.
- Niu, Y. and Batiza, R., 1991, An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting, *J. Geophys. Res.*, **96**, 21753-21777.
- Ogawa, M., 1994, Effects of chemical fractionation of heat-producing elements on mantle evolution inferred from a numerical model of coupled magmatism-mantle convection system, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **83**, 101-127.
- Ribe, N.M., 1987, Theory of melt segregation: a review, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **33**, 241-253.
- Richter, F.M. and McKenzie, D., 1984, Dynamical models for melt segregation from a deformable matrix, *J. Geol.*, **92**, 729-740.
- Scott, D.R., 1992, Small-scale convection and mantle melting beneath mid-ocean ridges, In Morgan, J.P., Blackman, D.K. and Sinton, J.M., eds., *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*, AGU

- Geophys. Monogr. Ser. **71**, 327-352.
- Scott, D.R. and Stevenson, D.J., 1984, Magma solitons, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 1161-1164.
- Scott, D.R. and Stevenson, D.J., 1986, Magma ascent by porous flow, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9283-9296.
- Spiegelman, M., 1993, Physics of melt extraction: theory, implications and applications, *Trans. Roy. Soc. London*, **342**, 23-41.
- Spiegelman, M. and Kenyon, P., 1992, The requirements for chemical disequilibrium during magma migration, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 611-620.
- Toramaru, A. and Fujii, N., 1986, Connectivity of melt phase in a partially molten peridotite, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9234-9252.
- Watson, S. and McKenzie, D., 1991, Melt generation by plumes: a study of Hawaiian volcanism, *J. Petrol.*, **32**, 501-537.
- Wiggins, C. and Spiegelman, M., 1995, Magma migration and magmatic solitary waves in 3-D, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1289-1292.
- 山崎 正男・坂野 昇平, 1975, 数値計算による状態図の作製とその天然の結晶作用研究への応用, Ab-An-Di系の場合, 岩鉱, **70**, 368-375.

(要旨)

岩森 光, 1996, マンツルの融解過程のシミュレーションの現状と課題, 地質学論集, **46**, 1-11.

(Iwamori H., 1996, Simulation of mantle melting processes: a review. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **46**, 1-11.)

マンツルにおける溶融とメルトの分離は, メルト-固相の物理的・化学的な相互作用を含む一連の動的な過程であると考えられている。メルトの分離過程は溶融しつつある系の化学的および熱的進化に大きな影響を及ぼす。固相の結晶粒界に沿っての浸透流が卓越するときは化学的および熱的な局所平衡は成立しやすいが, まばらに分布 (>10cm) するチャンネル (浸透流中の極在化した流れや割れ目) を通してメルトが輸送されるときには, 熱的な局所平衡は成立するが, 固相中の元素拡散が遅いため化学的な局所平衡は達成されない。生成されたメルトが瞬間的にチャンネルに入り化学的に系から隔絶されると分別溶融が起こる。一方, 浸透流として輸送される場合には1次元定常状態では微量元素組成はバッチ溶融の式で表される。これらのモデル予測結果と深海底のカンラン岩の微量および玄武岩の同位体組成からは, 海嶺下では割れ目のようなまばらな通路を通しての速いメルトの輸送が卓越していることが示唆される。メルトの輸送様式は溶融の温度-圧力経路にも影響を及ぼす。あるポテンシャル温度・圧力のもとで生成されるメルト量は, メルトが化学的に隔絶される場合 (すなわち分別溶融), 化学的に隔絶されない場合 (バッチ型の溶融) に比べて5-15%減少する。分別溶融のように融解の進行に伴って化学組成が変化する系の相平衡は, 従来のように系の化学組成を固定して記述する方法では正確に再現されない。熱力学ポテンシャルの最小化問題を解くことによって相平衡を再現する方法は, まだ改良の余地があるものの近年進められつつある有効な方法であり, 今後発展して行くと考えられる。