海洋地殻構造と地殻内熱水循環

川 田 佳 史* 島 伸 和** 沖 野 郷 子***

Review of Oceanic Crustal Structure and Seafloor Hydrothermal Circulation

Yoshifumi KAWADA*, Nobukazu SEAMA** and Kyoko OKINO***

Abstract

Seafloor hydrothermal systems are important in relation to global heat and chemical fluxes as well as the distribution of microbial communities within the oceanic crust. From a global context, low-temperature hydrothermal systems located far from the ridge axes are of great importance, because of their large covered area. Our current understandings of seafloor hydrothermal systems come mainly from high-temperature systems on fast-spreading ridges, which are assumed to be typical. Recently, observations have been conducted on high-temperature systems at slow- and ultraslow-spreading ridges. In addition, low-temperature hydrothermal systems far from the ridge axis have been investigated. These findings enable us to obtain a new view of seafloor hydrothermal systems.

This paper summarizes recent observational and modeling studies on low-temperature and high-temperature hydrothermal systems. First, we briefly plot seafloor hydrothermal systems and present some historical remarks. Then, we review the most important properties of the crustal structure such as the distribution of heat sources and permeability, which control hydrothermal circulation. These are described in terms of spreading rate. For instance, a hydrothermal system on a fast-spreading ridge is hosted by a quasi-steady magma chamber under the axis, and a system on an ultraslow-spreading ridges is hosted by long-lived tectonic faults at the axis. We also introduce recent numerical simulations both for low-temperature and high-temperature systems including the authors' studies. The main topic of current research is the pattern of circulation of both systems. High-temperature systems are controlled by the phase separation of seawater and the spatial heterogeneities of heat sources. Low-temperature systems instead are mainly affected by the local permeability structure instead. The presence of seamounts is thought to account for heat transport in the oceanic crust.

Key words : hydrothermal circulation, oceanic crust, crustal structure, permeability, numerical modeling

キーワード : 熱水循環, 海洋地殻, 地殻構造, 浸透率, 数値モデリング

* 海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域

** 神戸大学内海域環境教育研究センター

*** 東京大学海洋研究所

* Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

** Research Center for Inland Seas, Kobe University

*** Ocean Research Institute, The University of Tokyo

I. はじめに

海洋地殻は、海嶺軸の拡大に伴う火成活動でつくられた後、海洋底を1億年程度の時間スケールで水平方向に運ばれ、海溝での沈み込みでその一生を終える。この間、海洋地殻はさまざまな熱的・化学的变化を受ける。これらの変化に関わるのは、海洋地殻の内部を流れる流体の移動である。海洋地殻内に侵入した海水は、地殻を冷却し、熱水となって海底から湧き出る。この一連の活動が起こる場を海底熱水循環系と呼ぶ。

海洋地殻がつくられる場である海嶺軸には、多くの熱水循環系が存在する。1977年のガラパゴス拡大軸における海底熱水循環系の発見(Corliss *et al.*, 1979)以来、中央海嶺や島弧火山をはじめさまざまな地球科学的背景(テクトニックセッティング)の場所で熱水循環系が発見されている(例えば, Gamo, 1995; Von Damm, 1995)。火成活動に付随した熱水循環系は、温度300~400℃の高温熱水を噴出するブラックスモーカーや、そこに棲む多様な生物の存在で特徴づけられる。これらの生物の中には、熱水から供給される還元物質(硫化水素や水素)などを酸化することで生活しているものもいる。これらは、太陽からのエネルギー供給に依存しない化学合成・独立栄養の生物である。

海嶺軸から離れた後も、熱水循環は引き続いて起こる。これら非軸部の熱水循環は低温で(数~数十℃)、ほとんどの年代の海洋地殻で起こる。そこでは、軸部の高温熱水系におけるブラックスモーカーのように目視可能な現象はないが、海水と地殻を構成する岩石との間の酸化・還元勾配による化学反応が起こる場であり、軸部のものよりも大規模な微生物圏が広がっているとされる。

本小論では、海底地殻構造と地殻内で起こる熱水活動について、地球物理学的な事項をまとめる。本論文の構成は次の通りである。第II章では熱水循環の概要をまとめる。第III章では、海嶺軸で起こる熱水循環について、熱水系の性質と熱水系を生み出す地殻構造を、拡大速度依存性を中心に述べる。第IV章では、軸上の熱水系の数

値モデルについて述べる。第V章では、海嶺軸から離れた場所で起こる熱水循環の観測・モデルを紹介する。最後に第VI章で全体をまとめる。

II. 熱水循環概論

1) 歴史的な経緯

プレートテクトニクスの形成期に、地殻熱流量や水深などの観測量と海底地殻年代とを関連づけるための熱伝導モデルがつくられた。代表的なモデルに、半無限冷却モデル(half space cooling model; 例えば, Turcotte and Schubert, 2001)とプレート冷却モデル(plate cooling model; 例えば, McKenzie, 1967; Stein and Stein, 1992, 1994)がある。いずれのモデルでも、海嶺軸で高温の物質が付け加わる。付け加わった物質は海嶺軸から離れる方向に移動し、移動とともに表面から冷却される。通常、問題を簡単にするために冷却は鉛直方向にのみ起こると仮定することが多い。プレート冷却モデルでは、海洋プレートに相当する厚さ100 km程度の領域が海嶺軸で付加する。プレートの下には対流するマントルがあるとして、プレートの下面を等温と置く。もう一つの半無限冷却モデルは、プレートの厚さを無限大としたモデルである。モデル出力の一つである水深は、アイソスタシーで決まる量で、これは海洋プレート全体の平均的な温度を反映すると考えることができる。もう一つの出力である地殻熱流量は、海底表面から熱伝導で放出される熱で、この値は海底地殻最上部付近の温度分布を反映する。

水深は、プレートの熱拡散時間に比べ若い年代の地殻ではプレート冷却モデル・半無限冷却モデルとも共通に、年代の1/2乗で深くなる。これは観測と整合的である。年代が1億年より古い地殻では、水深が一定になるプレート冷却モデルの方が観測をより良く説明する。つまり、プレート冷却モデルは各年代の海洋プレートの平均温度を再現できるといえる。言い換えると、プレート冷却モデルは海嶺軸で形成した海洋プレートがある年代になるまでに失う熱量を正しく与えることができる。ただし、年代の古い地殻(Nagihara *et al.*, 1996)や沈み込みの近傍(本章の第2)節参照)

では、この傾向からずれることも多い。

一方地殻熱流量は、地殻年代が 65 Ma より若い場合にはいずれのモデルでも観測より有意に高い値が求まる (Stein and Stein, 1992, 1994; 図 1)。地殻熱流量の値は、堆積物のある海底直下の浅部 (数～十数 m 程度) の温度勾配を測定し、熱伝導の仮定に基づいて算出している。このため、堆積物のない海域での熱流量や、移流による熱流量が含まれていない。したがって、このことは、年代が新しい地殻の表層付近で、熱伝導以外の過程で熱が失われていることを意味する。ここで、理論モデルから推定される地殻熱流量と、観測される熱流量との差異が、海底熱水循環で運ばれる熱流量であると解釈されている。

熱モデルによる熱流量の推定値と観測される地殻熱流量との差異が熱水循環で運ばれているという描像は、陸上の地熱系を参考に、古くから提案されていた (Elder, 1965)。さらに、地殻年代による海底熱水循環の定性的な分類も、海底熱水循環系の発見前に行われていた (Lister, 1972)。また、熱水循環の熱モデルもいくつか提出されていた (Bodvarsson and Lowell, 1972; Lowell, 1975)。1977 年にはじめて熱水系が見つかったガラパゴスでは、その発見前に、熱水活動の証拠と考えられる、海水温度の異常や鉄・マンガンに富む堆積物が観測されていた (Williams *et al.*, 1974)。このように、さまざまな熱水循環系の証拠が整った場所で、熱水系が発見された。

2) 多様な熱水活動

海底熱水循環の熱源となり得るのは、海嶺軸における海底拡大に伴って上昇する深部の熱い物質すべてである (図 2)。海嶺軸の熱水系は、海嶺軸で形成した地殻数 km (厚さ 2 km 程度の玄武岩層と、その下部 4 km 程度のガブロ層の一部) を冷却する。地殻がプレート運動によって海嶺軸から離れると、軸部の熱水循環で冷却されなかった深部地殻から浅部地殻に向けて熱伝導によって熱が流入し、浅部地殻は再び暖まる (Fisher, 2004)。この過程を thermal rebound と呼ぶ。これが起こると、非軸部の浅部地殻では低温の熱水活動が再び活発化する。つまり、軸部の循環と

図 1 観測される地殻熱流量と海洋プレートの熱的進化モデルとの比較。(a) 地殻熱流量 (点) と熱モデルの解 (実線) を地殻年代に対して表したもの。(b) 観測とモデルの比。(Stein and Stein (1994) に基づく)

Fig. 1 Comparison between observed crustal heat flux and that inferred from a thermal evolution model of the oceanic crust. (a) Observed heat flux (dots) and solution of model (solid curve) with respect to crustal age. (b) Ratio of observed value to model value. (Modified from Stein and Stein (1994))

非軸部の循環との間にはギャップがある。

海嶺軸付近に点在する熱水系では高温の熱水活動と低温の熱水活動の両方が起こる。ここで高温の熱水とはおおむね 300～400℃で噴出する熱水を、低温の熱水とは数十℃の湧き出しから数℃の温度異常を含むものとする。海嶺軸から離れた場所では低温の熱水活動のみが起こる。非軸部の熱水活動は直接検知することは難しく、熱流量観測や間隙水の化学組成の測定によって間接的に推定される。温度は、地温勾配を考慮すると、数十℃程度であろうと考えられる。温度 300～400℃の熱水を噴出するブラックスモーカーに代表されるような目視可能な活動を引き起こすのは、海嶺軸付近の熱水活動である。一方で、熱や

図 2 高速拡大軸の熱水循環の概念図。海底の下には熱源がある。軸上の高温熱水循環は海嶺軸と平行な向きに起こると考えられている。海嶺軸から離れた場所で、低温の循環が起こる。二つの循環の間にはギャップがある。(Fisher (2004) に基づく)

Fig. 2 Illustration of seafloor hydrothermal systems near a fast-spreading ridge. A heat source is emplaced beneath the seafloor. The flow of high-temperature on-axis circulation is concentrated along the ridge axis. Low-temperature hydrothermal circulation occurs far from the axis. There is a hydrothermal activity gap between these two circulations. (based on Fisher (2004))

化学物質の輸送に関して、地球全体に占める割合が大きいの、海嶺軸から離れた場所の循環である (Elderfield and Schultz, 1996)。以下では軸部の熱水循環と、軸から離れた場所で起こる熱水循環それぞれについて概要を述べる。

海嶺軸の熱水循環は以下のように起こる。海嶺軸上あるいは軸の近くから地殻内部に温度 $2 \sim 3^\circ\text{C}$ の海水が侵入し、海水は海嶺軸上の熱源 (例えば温度 1200°C のマグマ) で加熱されて 400°C 程度の高温の熱水となり、熱水は海嶺軸上から噴出する。海水は、広大な流入域からゆっくりと地殻内部に浸入し、熱水は狭い流出域から急激に噴出すると考えられている (Lowell *et al.*, 1995)。放射性元素 (Ra) を用いることで、軸部の高温熱水の滞留時間 (流入した海水が 200°C 程度に加熱されると Ra が岩石から海水に移動するので、ここを時間の起点とする。したがって、ここでの滞留時間とは、海水が 200°C に加熱された

後、最高温度を経て、 400°C の熱水として噴出するまでの時間と定義される) は、3 年程度であると思われている (Kadko and Moore, 1988; Kadko and Butterfield, 1998)。流入域については流域面積や流動速度などよくわかっていない点が多いが、流出に比べて数桁長い時間スケールであろうと考えられている。

中央海嶺のいくつかの熱水系で、高温熱水による熱放出と低温熱水による熱放出の比はおおよそ $1:10$ と推定されている (Lowell *et al.*, 1995)。それぞれの量は、熱水噴出孔からの熱放出量の直接測定と、熱水系上部での熱水プルーム測定から得られている。つまり中央海嶺の熱水系では、ほとんどの熱は低温の熱水として放出される。なお、島弧火山の熱水系 (水曜海山) の観測では、高温熱水と低温熱水の寄与が $10:1$ と推定されており、中央海嶺での値と異なる (木下ほか, 2005)。これらの比がどのようなメカニズムで決まるかについてはまだ良くわかっていない。

以上のことから、軸上の熱水系に対する研究は、海底から噴出する熱水の性質が軸上の熱源と地殻構造 (特に浸透率) にどのように依存するかを知ることが中心となる。軸上の熱源と地殻構造は海嶺の拡大速度に強く依存するので、上の文言は、拡大速度と熱水系の性質との関連を知ること、と言い換えることもできる。

軸部から噴出する高温熱水の最高温度は、熱源の温度ではなく、それよりかなり温度が低い 400°C 程度である。この温度は水の臨界物性で決まると考えられている (Jupp and Schultz, 2000, 2004)。純水は、臨界点 (374°C , 22.1 MPa) 付近において、熱膨張率や比熱は極大値をとり、粘性率は極小値をとる。このため、臨界点付近の水は対流不安定を起こしやすく、かつ、不安定が成長して上昇流になったときその温度は変わりにくい。この性質は、塩分を含む海水でも同様である (第 IV 章 2-2 節参照)。熱水の塩濃度は幅があり、海水 (塩分約 $3.5 \text{ wt}\%$) の $0.2 \sim 2$ 倍と通常の海水とは大きく異なる (Von Damm, 1995)。この塩濃度の差異を引き起こすのは、海水の相分離 (沸騰) であると考えられている。相分離が起

けると、海水は、塩分をほとんど含まない (< 1 wt%) 相と高塩濃度 (> 30 wt%) の相に分かれる。2 相間には密度の差があるため、これらの相は重力によって相対的に移動する。このことが熱水の塩濃度を変える原因となる (第 IV 章 2-3) 節参照)。熱水系の中には、数十年にわたって海水と異なる塩濃度の熱水を噴出するものがあり (例えば, EPR 21°N; Lowell *et al.*, 1995), 塩濃度の差異の原因は相分離であると考えられている。

軸部の熱水には、高温熱水の外に低温熱水が伴う。この低温熱水は、高温熱水と海水との混合や、海水が 400°C より低い温度まで加熱されたものからなる。

海嶺軸から離れた非軸部の熱水循環を駆動するのは、地殻下部からの熱流と、海底地形や基盤岩地形の空間的コントラストでつくられる水平方向の圧力勾配である。非軸部の熱水循環の経路は地殻の浸透率に強く制約される。浸透率は岩石内の空隙率や割れ目の連結度に依存する。また、低浸透率の堆積物に覆われた地殻では、地殻内部と海とをつなぐ熱水・海水の出入り口としての、高浸透率の断層や破碎帯、海山などの分布も重要である。非軸部の熱水系の研究の中心は、地殻の浸透率と熱水循環経路との関連を探ることである。

海嶺軸部の熱水循環による冷却が及ばない地殻深部からの熱が熱伝導によって浅部に流入し、かつ非軸部では低温の熱水循環が弱くなるため、プレート年代が増加するほど地殻熱流量は熱伝導モデルの値に近づいていく。地殻年代 65 Ma で観測値と理論値が重なるため、この年代で循環がほぼ停止することが示唆される (例えば, Stein and Stein, 1994)。しかし、実際には 65 Ma より古い地殻でも熱水循環があることもわかっている。例えば、地殻年代 106 Ma の場所で、平均値からのずれが ± 20% 程度の熱流量異常が観測されている (Noel and Hounslow, 1988)。この熱流量異常は、堆積物の下部の玄武岩の地形変化だけでは説明できず、熱対流を考慮することではじめて説明できる (Fisher and Von Herzen, 2005)。このほかに、日本海溝の海側のプレート年代 135 Ma の場所で、熱モデルから推定される

地殻熱流量の 2 倍以上の大きさを持つ局所的な熱流量異常が観測されている (Yamano *et al.*, 2008)。興味深いことに、この場所では低い熱流量異常はほとんど観測されていない。この熱流量異常の原因は、最近発見されたプチスロットによる熱源の供給や沈み込みに伴う割れ目の形成のために引き起こされた水の流れであろうと考えられている。一般に、沈み込む直前の地殻では熱流量異常がみられることが多い。高い熱流量異常が観測される場所には、日本海溝のほかに南海トラフの室戸沖がある (Yamano *et al.*, 2003)。一方、低い熱流量異常が観測される場所もあり (例えば、チリ沖など)、これは熱水循環の結果であると解釈されている (例えば, Langseth and Silver, 1996; Grevenmeyer *et al.*, 2005; Kummer and Spinelli, 2008)。

3) 浸透率

地殻の浸透率は、熱水の流量や循環パターンを制約する上で最も重要な物性値である。何桁にもわたって変化する浸透率を正確に推定することが、循環を理解するためには本質的である。特に重要なのは、熱水が主に流れる領域である、堆積物の下にある玄武岩の浸透率を求めることである。

3-1) 浸透率の空間的な変化

海底地殻の浸透率の測定は、海嶺軸部では高温のため海底掘削が困難なため、主に海嶺軸から離れた場所にある掘削孔を用いてその場の測定により求められている。浸透率を測定するためには、掘削孔が堆積物を貫いて玄武岩まで達していることが重要である。海嶺軸の近くで測定が行われた数少ない例外は、堆積物に覆われた海嶺軸にある、Middle Valley の熱水系 (Juan de Fuca Ridge) である。この熱水系では、約 270°C の熱水を噴出する熱水マウンドの中心から約 50 m 離れた場所および約 1.6 km 離れた場所にそれぞれ掘削孔がある。これら 2 箇所の掘削孔内部の圧力を用いて、玄武岩の最上部付近の浸透率は $10^{-10} \sim 10^{-12} \text{ m}^2$ と推定されている (Stein and Fisher, 2001)。

海洋地殻の浸透率は、深さ方向に変化する。

最上部の堆積物は浸透率が低い。例えば遠洋性の堆積物の場合、浸透率は空隙率に依存して 10^{-14} m^2 (海底付近) から 10^{-18} m^2 (海底下数十 m より深部) 程度の範囲である (Spinelli *et al.*, 2004)。海底付近では空隙率が大きいために堆積物の浸透率は大きい。海底下数十～100 m より深い場所では、圧密のために堆積物の浸透率は急激に低下する。玄武岩層では、最上部 200～300 m までは $10^{-10} \sim 10^{-12} \text{ m}^2$ と高浸透率であるが、それより深い 300～1500 m の範囲では浸透率は低下して 10^{-16} m^2 程度になる (図 3a; Fisher, 1998)。以上をまとめると、高浸透率の玄武岩最上部の領域が、その上下を低浸透率の層に挟まれている。熱水は主にこの高浸透率の領域を流れると考えることができる。

玄武岩の最上部 200～300 m の範囲の高浸透率領域では、地殻年代が増えるほど浸透率が系統的に小さくなるが、いくつかの掘削孔で得られたデータを総合することで得られている (図 3b; Becker and Davis, 2003)。地震波速度もまた地殻年代とともに増大することも知られており、これは、浸透率の減少を空隙率の減少と見なせば整合的である。また、これらの観測は、地殻年代が古いほど熱水循環が弱くなることも整合的である。

3-2) 浸透率の測り方

われわれが知りたい浸透率は熱水流動の空間スケールでの浸透率であり、これはその場観察で求める必要がある。なぜなら、浸透率は、測定する空間スケールによって何桁も異なる値を持つためである (例えば, Becker and Davis, 2003)。一般に、測定する空間スケールが大きいほど浸透率は大きく見積もられる。岩石片スケールの浸透率は、例えば、岩石片の両端に圧力差をかけて流量を測ることで得ることができる。これは土壌や堆積物の浸透率を測る方法と同じである。一方地質学的スケールでの浸透率は、以下で示すように、主に掘削孔を用いたその場観察で得る。岩石片スケールの浸透率は、その場観察で求めた場合に比べて、極端に小さい値となる。このような違いが生じるのは、地質学的な空間スケールでの熱水流

図 3 上部海洋地殻の浸透率. (a) 浸透率深さ分布. ここで深さは基盤岩の上面からの距離を表す. 浸透率は、最上部 200～300 m で最も大きく、それ以降では非常に小さい. (b) 最上部 300 m の浸透率と地殻年代との関連. 浸透率は、地殻年代が増加すると急激に小さくなる. 数字は ODP 掘削孔の名前を表す. (Fisher (1998) と Becker and Davis (2003) に基づく)

Fig. 3 Estimated permeability of upper oceanic crust. (a) Depth variation. Here depth is measured with reference to the top of the basaltic layer. Permeability is large within at the uppermost 200–300 m, and is small at greater depths. (b) Permeability within the uppermost 300 m with respect to the crustal age. Permeability decreases with increasing age. Numbers denote ODP drilling sites. (based on Fisher (1998) and Becker and Davis (2003))

動に寄与する空隙が、空間的にまばらに存在する割目であることを示唆する。岩石片などの小さな空間スケールでは、このような割目は除外されるため、浸透率が小さく求まる。

図 4 海洋地殻最上部の浸透率を推定するためのさまざまな方法. (a) 二つの掘削孔の間の圧力差と熱水噴出孔の流量を用いる方法. (b) 露岩からの距離によって潮汐に対する応答の遅れがあることを利用する方法. (c) 一つの掘削孔から注水しもう一つの掘削孔で圧力応答をみる方法. (d) 地震時の圧力変化をみる方法. (e) 掘削孔内に圧力をかけその変化をみる方法. (f) 地殻熱流量を堆積物上面の温度分布に焼き直して、推定される対流速度を用いる方法.

Fig. 4 Several methods of estimating the permeability of the upper part of the oceanic crust. (a) Using pressure difference between two drilled holes and discharge hydrothermal flux. (b) Using phase lag of tidal response among several holes. (c) Using pressure change in a hole after injecting water into another hole. (d) Using post-seismic pressure change in a hole. (e) Using pressure relaxation (so-called packer test). (f) Using crustal heat flux (temperature contrast at sediment-basalt interface is interpreted as flow strength of thermal convection).

堆積物を貫いて玄武岩まで達した掘削孔を用いて、さまざまな方法でその場観察による浸透率の測定が行われている。浸透率の測定は、主に圧力に対する応答を調べることで行われる。この方法には、定常的な方法と非定常的な方法がある。さらに、間接的ではあるが、熱の情報からも浸透率を推定することができる。これらのさまざまなその場観察の方法で求めた推定値は、おおよそ同程度になる。以下、いくつかの方法について述べる。

はじめに、複数の掘削孔の定常的な圧力から浸透率を求める方法を紹介する（図 4a; Stein and Fisher, 2001）。まず孔内の圧力が静水圧であると仮定して、圧力を熱水の流動が起こる玄武岩最

上部まで延長する。掘削孔間の圧力差は、水平方向の流れを駆動する。次に、玄武岩内の熱水の流れが熱水噴出口に対して軸対称であると仮定する。さらにこの流れがすべて中心の熱水噴出口から海底に噴出すると考える。このとき、熱水の流量を知ることができれば、圧力差をダルシーの法則に代入することより浸透率を求めることができる。

海洋潮汐に対する周期的な掘削孔圧力の応答からも、浸透率を求めることができる（図 4b; Davis *et al.*, 2000）。潮汐による海底面での水圧変化は、海底面から離れるほど遅れて伝わる。浸透率が小さいほど距離に対する遅れは大きい。原理的には深さ方向の潮汐応答の違いから浸透率を求めるこ

とができるが、実用的には、露出した岩盤からの距離が異なる複数の掘削孔の応答を調べる。露出した岩盤は海洋潮汐の影響を直接受ける一方、堆積物に覆われた岩盤では、直上からの海洋潮汐の影響は堆積物に妨げられ、むしろ露出した遠くの岩盤からの影響を受ける。そこで、露出した岩盤からの距離を、深さ方向の応答に読み替えることができる。

掘削孔の一部をせき止めて水圧をかける、という非定常的な方法でも浸透率を推定することができる（図 4c）。最も代表的なのは、加えた水圧が岩盤を伝わって緩和する際の時定数から浸透率を得る方法である（Becker, 1989）。この方法では、孔の周りの狭い領域の浸透率がわかる。もし水圧をかけた範囲に割れ目があれば、浸透率は極端に大きく見積もられることになる。地震時の間隙水圧変化が緩和する時間スケールからも、同様にして浸透率を見積もることができる（図 4d; Davis *et al.*, 2001）。

一つの掘削孔に水を注入して、もう一つの掘削孔での圧力変化をみることで浸透率を推定することができる（図 4e; Fisher *et al.*, 2008）。ただし、この方法で浸透率を得るには、注入した水の量が正確にわかっている必要がある。この方法は、陸上でも井戸を用いて行われることが多い。

温度の情報を使うことで浸透率を推定することができる（図 4f; Davis and Becker, 2002）。まず堆積物上で面的に温度勾配を測定し、得られた温度勾配を用いて温度を深さ方向に外挿する。このことで、堆積物と玄武岩の境界付近の温度分布が得られる。次に、透水層の幾何学形状や流体の物性量を与え、浸透率をパラメータとして熱対流の数値計算を行うことで、この温度分布をつくるために必要な玄武岩内での熱対流の速度および玄武岩の浸透率を推定することができる。

III. 海嶺軸部の熱水循環：観測

海嶺軸付近の熱水系の性質は、拡大速度に依存した地殻構造に制約される。この章では、まずはじめに熱水循環に関連の深い地殻構造（熱源と浸透率構造）が、拡大速度とどのように関連するか

spreading rate	40 mm/yr		20 mm/yr	
	fast	slow	ultraslow	
heat source	steady magma chamber	temporal magma chamber	mantle exposure serpentinization	
permeability	sheeted dike		detachment fault	
flow pattern	along-axis		along-fault	
size & presense	small & many		large & small number	
time-scale	short		long	

図 5 拡大速度で分類した海嶺軸上の熱水系の特徴。

Fig. 5 Properties of on-axis hydrothermal systems with respect to spreading rate.

を述べる。次に、これらの地殻構造が軸部の熱水系の性質にどのような違いを生むかを述べる（図 5）。以下では、拡大速度を「高速」「低速」「超低速」の三つに分類する。ここで、「高速」と「低速」の境界を両側拡大速度 40 mm/yr とする。これより低速の拡大軸では、定常的なマグマだまりが観測されない。実際には、両側拡大速度 40 ~ 90 mm/yr の範囲では高速拡大軸の特徴を持つ場所と低速拡大軸の特徴を持つ場所が混在する（通常の文献ではこの範囲を「中速」と表現することもある）。また「低速」と「超低速」との定義は両側拡大速度 20 mm/yr とする。これより低速の拡大軸では、地殻生産量が急激に減少する。

1) 熱水系の規模・頻度

海嶺軸に沿った熱水プルーム（軸上における海水の熱・化学成分・温度・濁度などの異常）の測定が、さまざまな海嶺に対して行われている。熱水プルーム出現率は、活動的な海嶺軸の割合を示す指標であると考えられることができる量である。両側拡大速度が 40 mm/yr より大きい高速拡大の海嶺では拡大速度とプルーム出現率の間に比例関係がおおむね成り立つが、これより遅い拡大速度を持つ海嶺では場所によるばらつきが大きい（図 6a; Baker and German, 2004）。例えば、Southwest Indian Ridge (SWIR; 両側拡大速度

図 6 海嶺の拡大速度と熱水系の性質との間の関連。図中のアルファベットは海嶺軸の名前を表す (MAR = Mid-Atlantic Ridge; RR = Raykjanes Ridge; Gakkel = Gakkel Ridge; nEPR = northern East Pacific Rise; sEPR = southern East Pacific Rise; JdFR = Juan de Fuca Ridge; SWIR = Southwest Indian Ridge; SEIR = Southeast Indian Ridge). (a) 海嶺軸に沿った熱水プルームの出現率. (b) 熱水系の頻度. (c) 地殻形成量で規格化した熱水系の頻度. (d) 熱水系から放出される熱量. (e) 噴出物の量. (f) 中軸下のマグマだまり上面の深さ. (Sinton *et al.* (2002) と Baker and German (2004) に基づく)

Fig. 6 Relationships between seafloor spreading rate and various properties of hydrothermal systems. Letters denote names of ridges or rises (MAR = Mid-Atlantic Ridge; RR = Raykjanes Ridge; Gakkel = Gakkel Ridge; nEPR = northern East Pacific Rise; sEPR = southern East Pacific Rise; JdFR = Juan de Fuca Ridge; SWIR = Southwest Indian Ridge; SEIR = Southeast Indian Ridge). (a) Plume incidence along ridge axis. (b) Number of sites along 100 km of ridge axis. (c) Number of sites normalized to crustal formation rate. (d) Heat flux of single hydrothermal site. (e) Volume of erupted material. (f) Depth of axial melt lens. (Modified from Sinton *et al.* (2002) and Baker and German (2004))

11 mm/yr) では比例関係に乗るが、北大西洋の Gakkel Ridge (両側拡大速度 8.5 mm/yr) ではプルーム出現率は極めて高い。また、ホットスポットの影響を受けた海嶺では、拡大速度に関わらず、プルームの出現率が極めて低い。

熱水系の存在度 (単位海嶺軸長さあたりの熱水系の数) は、ばらつきが大きいものの、拡大速度とともに増加する傾向を持つ (図 6b)。低速拡大軸では、比例関係から予想されるよりも多くの熱水系が存在することがわかる。このことは、地殻

形成量で規格化した熱水系の存在度を調べることでより明瞭にみてとれる (図 6c)。つまり、海洋地殻の形成量で規格化すると、遅い拡大速度の海嶺ほど多くの熱水系を有するといえる。

一つの熱水系から放出される熱は、拡大速度が小さいほど大きい (図 6d)。例えば、高速拡大軸の Juan de Fuca Ridge (JdFR; 両側拡大速度 60 mm/yr) や East Pacific Ridge (EPR; 両側拡大速度 100 mm/yr) では、一つの熱水系の熱放出量は 100 ～ 数 100 MW の範囲である。このことと、ブルームの出現率が拡大速度に比例することを考慮すると、高速拡大軸の熱水系が運ぶ熱は、厚さ 2 km の近く (軸部で形成するマグマだまりより浅部に相当) が固結・冷却する際に放出される熱に相当することがわかる (本章の 2-1) 節参照)。拡大軸で形成される地殻の厚さが 6 km であるとする、熱水系が運ぶ熱は海嶺軸での地殻形成に伴って付加した熱の 1/3 にすぎない。一方、低速拡大軸の Mid-Atlantic Ridge (MAR; 両側拡大速度 25 mm/yr) では、一つの熱水系の熱放出量は数 100 ～ 数 1000 MW に及ぶ。また、拡大速度が小さいにも関わらずブルーム出現率が大きい Gakkel Ridge では、3600 MW 程度の熱放出量が推定されている熱水系も存在する (Baker *et al.*, 2004)。ただし、熱放出量の測定は誤差が大きいことと、低速拡大軸の熱水系で非定常性が強い (活動の最盛期や減衰期などさまざまなステージにある熱水系が混在している) ことに注意が必要である。高速拡大軸に比べて熱水系が大規模でブルームの出現度が高い低速拡大軸では、少なくとも、地殻形成に伴って付け加わる熱の 1/3 以上が熱水系で運ばれると考えられる。つまり、熱水系が運ぶ熱の量を拡大速度で規格化すると、低速拡大軸は高速拡大軸に比べて効率がよいといえる。

個々の熱水系の大きさを硫化物マウンドの大きさで定義すると、熱水系の大きさは拡大速度が小さいほど大規模になる傾向がある (Hannington *et al.*, 1995)。低速拡大軸には MAR の TAG 熱水系のように大きな硫化物マウンドを伴うものがある。この硫化物マウンドは一回の活動に伴ってで

きたものではなく、繰り返し起こる活動で形成した硫化物が積み重なってできたようである。実際、TAG の硫化物の年代を測定すると複数の活動期があったことがわかる。一方、高速拡大軸の熱水系には大規模な硫化物マウンドではなく、小規模な熱水チムニー群が存在する。継続的な観測によると、個々のチムニーは 10 年程度の短期間で移ろいゆくようである。硫化物を形成する玄武岩と高温熱水との間の化学反応が拡大速度によらずに共通だとすれば、硫化物の大きさは熱水系の寿命の指標となる。

以上の熱水系の特徴をまとめてみる。高速拡大軸では、熱水系への熱のインプットが地殻形成量に比例すると考えることで、上記のさまざまな観測を整合的に説明することができる。例えば、個々の熱水系の規模が同じであると仮定すれば、ブルームの出現率や熱水系の存在度が拡大速度に比例することは自然であろう。これらの比例関係が成り立つことから、高速拡大軸の熱水系の活動はおおむね定常的であるといえる。一方、低速拡大軸では、地殻形成量 (熱の供給量に等しい) で規格化したときの熱水系の活動度は、拡大速度が小さくなるほど大きくなる。このことは、拡大速度が小さいほど熱水系が海嶺軸に供給された熱を放出する効率が高くなることを意味する。この原因は、後で述べるように、拡大速度が小さい領域での地殻形成様式が高速拡大軸のものと異なることにある。

上にまとめた熱水系の規模と拡大速度との関連は、火成活動の規模と噴火間隔の観点からも考察することができる。海嶺軸で起こる一回の火成活動で形成した噴出物の量をまとめた結果によると、拡大速度が小さくなると噴出物の量は急激に大きくなる (図 6e; Sinton *et al.*, 2002)。この噴出物の量から、噴火間隔を推定することができる。EPR や JdFR といった高速拡大軸では、水平方向に広がる溶岩流がみられ (厚さ 10 m 程度、水平方向の広がり数十 km²)、この噴出物の体積が一回の火成活動の噴出物であると考えられる。一方、低速拡大軸の MAR では、円錐状の海山 (平均的には直径 1 km、高さ 200 m 程度) が多数観

察され、これらの火山一つあたりの体積を一回の火成活動での噴出物の量と考える (Smith and Cann, 1992)。

噴出物の量に対する見積もりを拡大速度と関連づけると、噴火間隔を推定することができる。噴出物の量を (1 回の噴出物をつくりだした拡大軸の長さ) $\times$ (ダイクの深さ) $\times$ (拡大速度から見積もった 1 年あたりの平均地殻形成量) で割ると、噴出物の体積が海嶺拡大で形成した地殻の量の何年分に相当するかがわかる。ここでは、この時間スケールを噴火間隔であると仮定して噴火間隔を見積もると、EPR (拡大速度 150 mm/yr) では 6.5 年、JdFR (同 60 mm/yr) では 13.4 年、MAR (同 24 mm/yr) では 590 年となる (Sinton *et al.*, 2002)。噴出物の量が拡大速度に依存することに対応して、海嶺拡大速度が小さいほど一回の噴火当たり付け加わる熱量は急激に大きくなる。このことは、拡大速度が小さくなると熱水系の活動度が増加することや、熱水系の規模が大きくなることと整合的である。

2) 熱水系の熱源

熱水系が熱を得る様式は、拡大速度によって異なる (例えば, Cannat *et al.*, 2004)。高速拡大軸の熱水系は、火成活動に伴って存在することが多い。これらの熱水系の下部にはマグマだまり (Axial magma chamber; AMC) が存在し、熱水系を駆動する熱源はこのマグマだまりである。一方、低速拡大軸には、定常的なマグマだまりは存在しないことが多い。これらの熱水系の下部には、正断層が発達していることが多く、熱水系を駆動するのは、断層の深部にある熱い岩石であると考えられる。拡大速度が中程度の海嶺では、熱源としてマグマだまりと断層が混在する。拡大速度が非常に遅い場合、断層がマントル岩を海底の近くまで露出させることで、マントルのカンラン岩と海水との間で起こる化学反応も熱水系の熱源となり得る。以下、高速拡大軸の熱水系と低速拡大軸の熱水系の熱源について説明を行う。

2-1) 速い拡大速度を持つ海嶺

両側拡大速度 40 mm/yr 以上の高速拡大軸では、軸の下部に反射面 (マグマだまりの上面) が

観測されることが多い (例えば, Detrick *et al.*, 1987)。マグマだまりは海嶺軸に沿って連続的に分布するのではなく、断続的に分布する (Singh *et al.*, 1998)。拡大速度が小さくなるとマグマだまりは深くなる (Chen and Morgan, 1996; 図 6f)。

海嶺軸の下部に供給される熱を、以下の三つに分けてみよう: (1) 地殻浅部 (マグマだまりより浅い部分) におけるメルトの固結による潜熱および冷却, (2) 下部地殻におけるメルトの固結による潜熱および冷却 (熱はマグマだまりを経由して浅部地殻の熱水循環で運ばれるか、あるいはガブロ層を流れる熱水循環で運ばれる), (3) 海嶺軸で形成されるよりもさらに深部の海洋プレートが冷却する際の熱。ここで、海嶺軸上の熱水系が運ぶことができる熱は主として (1) と (2) で、非軸部の熱水系は (3) の熱を運ぶ。

以上を念頭に、速い拡大速度を持つ海嶺の、軸部付近の熱バランスを考えてみよう。JdFR の 1 つの熱水系が放出する熱放出量 (約 100 MW) と海嶺軸に沿ったプルーム存在度 (約 0.2) とを掛け合わせると、海嶺軸 1 km あたりの熱放出量は約 20 MW/km となる (Baker and German, 2004)。一方、マグマだまり (約 2.7 km) より浅い部分の海底地殻に相当するマグマが固結・冷却するときに放出される熱 (上記の (1) に相当する) も同程度となる。海嶺軸 1 km あたりのマグマの形成量は $V = 60 \text{ mm/yr} \times 2.7 \text{ km} \times 10^3 \text{ m}^3/\text{km} = 5.1 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$ である。単位体積のマグマが固結するときの潜熱は $\rho L = 3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3 \times 4 \times 10^5 \text{ J/kg} = 1.2 \times 10^9 \text{ J/m}^3$, 単位体積の岩石が 1200°C (融点温度) から 0°C まで冷却されるときに放出される熱は $\rho C_p \Delta T = 3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3 \times 10^3 \text{ J/kg/K} \times 1.2 \times 10^3 \text{ K} = 3.6 \times 10^9 \text{ J/m}^3$ である。ここで、 ρ は玄武岩の密度、 L はマグマ固結の潜熱、 C_p は玄武岩の定圧比熱、 ΔT は冷却の際の温度差である。したがって、海嶺軸 1 km あたりの総熱放出量は $V\rho (L + C_p \Delta T) = 24 \text{ MW/km}$ となる。すなわち、海嶺軸の方向に平均すると、熱のバランスはほぼ定常的であると考えられる。興味深いことに、JdFR に

限らず「速い」海嶺では、拡大速度に関わらず、マグマだまり上面より浅い部分が固結・冷却する際に放出される熱は 24 MW/km 程度である。これは、拡大速度が大きくなるとマグマだまりの深度が浅くなることによる。熱ブルーム観測から見積もられた熱放出量と、熱バランスから見積もられた熱放出量が同程度であることは、海嶺軸の熱バランスを考える上での目安となる。しかし上の議論は、時間スケールを考えると問題もある。一回の活動で貫入するダイクの幅は高々数 m (German and Lin, 2004) であり、このダイクの熱拡散時間は 1 年程度にすぎない。例えば、厚さ $\delta = 5$ m, 熱拡散率 $\kappa = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の物質が熱伝導で冷却する典型的な時間は $\delta^2/\kappa = 0.8$ 年程度である。マグマだまり上面より上の部分のみの熱が高温熱水系を維持するのではないことに注意が必要である。

地殻深部が固結する際の熱（上記の (2)）の運び方に関して、大きく分けて 2 種類の考え方がある。二つのモデルでは、下部地殻の形成の仕方が異なる。海嶺軸での地球物理学的観測に基づいた gabbro-glacier モデルでは、すべての深さの下部地殻が一つの深さにあるマグマだまりでつくられる（例えば、Chen and Morgan, 1996; 図 7a）。このモデルでは、一定の深さにあるメルトレンズが固結する際の潜熱は、すべて軸部での熱水循環で放出される。深部地殻は熱水循環で間接的に冷却された後、非軸部に移動する。一方、オフィオライトの岩石学的観察に基づいた multiple-sill モデルでは、ある深さの下部地殻はその深さにあるメルトレンズでつくられる (Keleman *et al.*, 1997; 図 7b)。このモデルでは、軸部の熱水循環は最上部の sill が固結する際の潜熱を運ぶにすぎない。その他の sill が固結する際の潜熱は、ガブロ層を流れる熱水循環または非軸部の熱水循環が担う。

二つのモデルには物質科学的にも違いがある (MacLennan *et al.*, 2004)。例えば、ガブロ層の化学成分は、gabbro-glacier では鉛直方向に対して一様になる（固結深度がすべて同じであるため）。一方 multiple-sill モデルでは、固結深度に

(a) Gabbro glacier model

(b) Multiple-sill model

図 7 下部地殻形成モデル。(a) Gabbro-glacier モデル。すべての深さの下部地殻は、ある場所に定置したメルトレンズによって形成する。(b) Multiple-sill モデル。下部地殻はそれぞれの深さでシルとして形成される。太い矢印は、軸部のメルトから固結した地殻の運動方向を表す。(MacLennan *et al.* (2004) に基づく)

Fig. 7 Two models of lower crust formation. (a) Gabbro-glacier model. Crystallization of lower crust occurs in shallow melt lens at a fixed depth. (b) Multiple-sill model. Crystallization of the lower crust occurs as many sills at different depths. (based on MacLennan *et al.* (2004))

伴う鉛直方向にコントラストが生じる。さまざまな観測を総合すると、両者の中間的なモデルが現実的であるようである (MacLennan *et al.*, 2004)。

2-2) 遅い拡大速度を持つ海嶺

両側拡大速度が 40 mm/yr を下回る低速拡大軸の熱水系は、その下部にマグマだまりが存在しないことが多い (Detrick *et al.*, 1990; 図 8a)。このため、これらの熱水系の熱源は、海嶺軸付近の高温の岩石すべて、ということになる。熱水は、高温岩体を切った既存の断層や、岩石の熱収縮に伴って形成した割れ目などを通して、高温の岩石に達する。ただし熱水が流動できるのは、岩石の

(a) slow spreading ridge (e.g. Mid-Atlantic Ridge)

(b) ultra-slow spreading ridge (e.g. Gakkel Ridge)

図 8 遅い拡大軸の地殻構造の模式図。(a) 遅い拡大軸の地殻構造。海嶺軸には深い谷が形成する。定常的なマグマだまりは存在しない。(b) 非常に遅い拡大軸の地殻構造。マンタルを構成するカンラン岩が露出する。地殻の厚さは、速い拡大軸のものに比べて薄い。(Sinton and Detrick (1992) と Cannat *et al.* (2006) に基づく)

Fig. 8 Illustrations of slow-spreading ridges. (a) Slow-spreading ridge. A deep axial-valley is formed. Steady-state melt lenses do not form. (b) Ultraslow-spreading ridge. Peridotite is exposed to the seafloor by the detachment fault. The crust is thinner than that of fast/slow-spreading ridges. (based on Sinton and Detrick (1992) and Cannat *et al.* (2006))

脆性塑性転移温度 700℃より低い部分に限られる (Fournier, 1987)。Lister (1972) は、地殻内部の熱水の流動が岩石を冷却することで割れ目が深部に進展する、言い換えると、熱水の流動が自ら熱水の通り道を形成する、という解析的なモデルを提唱した。この描像は低速拡大軸の熱水系の状況設定に近いものの、このモデルを現実の熱水系に適用するには至っていないようである。なお、低速拡大軸でも、ホットスポットなどが近くにある場所では、マグマだまりが観測されることもある (Singh *et al.*, 2006)。

低速拡大軸から超低速拡大軸では、断層によってマンタル岩が直接海底に露出する場所がある。

このような場所では、マグマ以外の熱源が熱水を暖める。マンタル岩を構成するカンラン石に水が加わると、含水鉱物である蛇紋石が形成される：

この反応は発熱反応で、1 モルあたり約 82 kJ の熱が発生する (Macdonald and Fyfe, 1985)。なお、同様の反応で水素が発生する：

蛇紋石を形成する発熱反応で、水岩石比の上では 300℃の熱水をつくることのできる (Lowell and Rona, 2002)。しかし、化学成分のマスバランスも考慮すると、形成する熱水の温度はせいぜい数十℃の程度である (Allen and Seyfried, 2004)。なお、蛇紋岩化の化学反応が吸水反応であることも、熱水循環の力学を考える上では重要である。発熱は熱対流を活発化し、吸水は熱対流を妨げる働きを持つと考えられるからである (IV 章の 2-1) 節参照)。

拡大速度が遅い海嶺の熱水系についても、熱のバランスを考えてみよう。ここではマグマが関与する場合を考える。Gakkel Ridge で発見されたある熱水系 (85° E) の出力は、熱水プルームによっておよそ 3600 MW と推定されている (Baker *et al.*, 2004)。熱水系が熱水プルームの間隔 (50 ~ 100 km) 程度の長さの海嶺軸から熱を集めると仮定すると、海嶺軸 1 km あたりの熱放出量は 36 ~ 72 MW/km となる。一方、海嶺軸に定常的に供給される熱量はこれより一桁以上小さい。海嶺軸の両側拡大速度は 8.5 mm/yr であるから、厚さ 2 km のマグマが定常的に形成すると仮定すると、海嶺軸 1 km あたりに定常的に供給されるマグマの量は $5.4 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$ となる。単位体積のマグマが固結して冷却するまでに放出される熱量は $4.8 \times 10^9 \text{ J}/\text{m}^3$ である (本章の 2-1) 節参照)。したがって、軸に定常的に供

給される熱量は海嶺軸 1 km あたり 2.2 MW/km にすぎず、この熱水系が定常であるとは考えにくい。この熱水系は、海嶺に平均的に供給される熱の数十年分を放出していることになる。別な観点からも考察してみよう。噴火間隔を 600 年 (Sinton *et al.* (2002) が MAR に対して見積もった値で、ここでは目安程度に考える) として、噴火に伴って、海嶺軸に平均的に供給される 2.2 MW/km の熱 600 年分が海嶺軸に沿った熱水系の勢力圏 50 ~ 100 km の範囲に一度に加わるとする。このとき供給される熱量は 66 ~ 132 GW yr である。この熱は、3600 MW 級の熱水系を 20 ~ 40 年程度維持できることになる。熱バランスの観点からも、低速拡大軸の熱水系は非定常性が強いといえる。

低速拡大軸の熱水系でいま一つ重要な点は、与えられた熱を断層や割れ目を通る熱水がどのように運ぶかということである。そこで、地殻構造の観点から考察を行ってみよう。地震学的に観測された地殻の厚さは、平均的には拡大速度によらず 6 km 程度であるが、両側拡大速度が 20 mm/yr より遅い場合のみ著しく薄く 2 km 程度となる (Dick *et al.*, 2003)。これは岩石組成から推定される地殻の厚さとも整合的である (White *et al.*, 1992)。このような超低速拡大系では、マグマの関与が小さく、大規模な正断層が深部の岩石を海底に露出させることでプレートの分離の多くが担われていると考えられている (例えば, Dick *et al.*, 2003)。

マグマの関与が比較的小さい場合は、海嶺軸の深くまで達して拡大軸に対して非対称な、デタッチメント断層と呼ばれる正断層が発達することが、観測および数値モデルによって示されている (Tucholke *et al.*, 2008; Escartin *et al.*, 2008)。モデルでは、デタッチメント断層が海底下 5 km 程度まで及ぶことがわかっている。この断層によって、マンツルの岩が海底付近まで露出し、それに伴って「ムリオン」と呼ばれる、ひだを持った特徴的な地形が生じる (Cannat *et al.*, 2006)。デタッチメント断層は寿命が長く、熱水系を長期にわたって安定的に維持することに関わると考えられる。実際、マグマ活動が卓越する拡大とデ

タッチメント断層が卓越する拡大が共存する低速拡大軸 (MAR) では、海嶺軸に付随した熱水系は、デタッチメント断層沿いに見つかることが多い (Escartin *et al.*, 2008)。これは、断層が熱水循環の経路として機能していることを示唆し、また長寿命の断層の存在が熱水系を一つの場所に長時間維持することに役立っていることが推定できる。

このような低速拡大軸で起こるテクトニクスに着目して、地殻内部の熱輸送に加えて地殻を構成する岩石の破壊・流動を同時に解いたモデル計算を紹介する (Buck *et al.*, 2005)。このモデルでは、海底拡大に寄与するマグマの割合、すなわち海底拡大が軸部でのマグマの付加で担われるカリソスフェアの伸張で担われるかをパラメータとして与えている。マグマの寄与率が 100% であると、高速拡大軸的なスムーズな拡大が起こる。拡大軸でのマグマの関与が少なくなるにつれて、大規模なデタッチメント断層の形成が卓越するようになる (図 5)。しかしマグマの関与がさらに減少すると、大規模なデタッチメント断層は形成しない。この断層の形成にはマグマの関与が数十%程度は必要であるらしい (Tucholke *et al.*, 2008)。なお、高速拡大軸を対象とした Chen and Morgan (1996) のモデルでは、拡大速度 40 mm/yr 以下でマグマが出現しなくなり (地殻の厚さ 6 km より深くなる)、この拡大速度が高速拡大軸と低速拡大軸との境界であると解釈することができる。

3) 熱水の流れ方

海嶺軸部の熱水の流れは、主として海嶺軸に平行に起こっていると考えられている。その理由の一つは、海嶺の拡大に伴って軸上で引っ張り割れ目が形成し、それが軸に沿った大きな浸透率の原因となる、という素朴な考えである (例えば, Fisher and Becker, 2000)。最近になり、海嶺軸上で起こる微小地震の分布から、海嶺軸上で熱水の流入が起こっていることが明確に示された (Tolstoy *et al.*, 2008)。また地球化学的な視点からもこの描像は支持される (Coogan, 2008)。以前は、海嶺軸の直下で熱源が最も強く海嶺軸から離れるにしたがって弱くなるという熱的なコントラストを重視して、海嶺軸から少し離れた場所で

海水の流入が起こり海嶺軸から熱水の流出が起こるという海嶺軸に直交した循環が考えられていた（歴史的経緯は Fisher (2004) を参照）。以上は熱源の直上の循環経路であるが、ガブロ層を流れる熱水循環のパターンについてはまだわかっていないことが多い。

軸部を流れる高温熱水系の滞留時間は、放射性元素を用いた解析によると、2～3年とされている（例えば, Kadko and Moore, 1998; Kadko and Butterfield, 1998）。水理学的な考察によっても、滞留時間として同様の時間スケールが求まる。例えば, Tolstoy *et al.* (2008) は、海嶺軸に沿って微小地震が起こる範囲を熱水の通り道と考え、その体積を熱水の流量で割ることで、熱水の滞在時間 0.8 年という結果を得た。この結果は、放射性元素で見積もった時間と同じオーダーである。

IV. 海嶺軸部の熱水循環：熱水活動のモデリング

熱水系のモデルには大きく分けて2種類ある (Lowell *et al.*, 1995)。一つは海水が海底から流入して、熱源で加熱され、再び海底から噴出する流路を1次元のパイプと仮定したパイプモデルである、もう一つは、領域全体を2次元あるいは3次元の多孔質媒質として扱う浸透流モデルである。後者のモデルでは、流れのパターンは計算の結果として求まる。以下では、海嶺軸部の高温熱水系を対象として行われた計算例を紹介する。以下に示すよりも以前になされた計算例については、川田・吉田 (2005) を参照されたい。

1) パイプモデル

パイプモデルの代表的な計算例として、海嶺軸部の浸透率を推定した例を取り上げる (図 9; Lowell *et al.*, 1995)。このモデルでは、熱水の流量バランスと熱バランスの式を求め、これにいくつかの観測量を与えることで、流出域の浸透率 K_{dis} を推定する。

まず噴出する流体の流量を上昇域で働く浮力から求める。上昇流の断面積は下降流の断面積より狭いとして、熱水に働く抵抗は上昇流の部分のみであるとする。このとき、上昇流域の Darcy 流束 (単位面積あたりの体積流束; 単位 m/s) q_{dis} は

図 9 パイプモデルの概念図。海水の流入域と熱水の流出域は、一次元的なパイプでつながっている。流入域の面積 (A_{rec}) は、流出域の面積 (A_{dis}) に比べて大きい。海水 (温度 T_{rec}) は、流路から δ だけ離れたマグマだまり (温度 T_{magma} , 面積 A_{heat}) に加熱され、熱水 (温度 T_{dis}) として噴出する。 (Lowell *et al.* (1995) に基づく)

Fig. 9 Illustration of a pipe model. Recharge area of seawater and discharge area of hydrothermal fluid are connected by a single-pass pipe. Recharge area (A_{rec}) is broader than that of discharge area (A_{dis}). Seawater (with temperature T_{rec}) is heated by a magma chamber (T_{magma} with area A_{heat}), which is located deeper than δ from the flow path, and discharges as hydrothermal fluid (T_{dis}). (based on Lowell *et al.* (1995))

$$q_{dis} = \frac{(\rho_{rec} - \rho_{dis})g}{\mu_{dis}} K_{dis} \quad (3)$$

となる。ここで ρ は密度、 g は重力加速度、 μ は粘性率である。下付き添字の dis は上昇域、 rec は下降流を表す。上昇流の質量流量 M_{dis} (単位 kg/s) は、 q_{dis} に上昇流域の断面積 A_{dis} とそこを流れる流体の密度 ρ_{dis} をかけて

$$M_{dis} = \rho_{dis} q_{dis} A_{dis} = \rho_{dis} \frac{(\rho_{rec} - \rho_{dis})g}{\mu_{dis}} (K_{dis} A_{dis}) \quad (4)$$

となる。

次に熱輸送量を求める。熱水が対流によって運ぶ熱輸送量 Q_{dis} (単位 W) は、質量流量とマグマからの加熱の際に受け取るエンタルピー変化との積

$$Q_{\text{dis}} = M_{\text{dis}} (h_{\text{dis}} - h_{\text{rec}}) \quad (5)$$

となる。ここで h はエンタルピーである。マグマだまりと熱水系の底との間の熱輸送が熱伝導で起こるとすると、単位面積あたりの熱フラックス q_{cond} (単位 W m^{-2}) は、 Q_{dis} を熱交換が行われる面積 A_{heat} で割った

$$q_{\text{cond}} \equiv \frac{Q_{\text{dis}}}{A_{\text{heat}}} = \lambda \frac{(T_{\text{magma}} - T_{\text{dis}})}{\delta} \quad (6)$$

となる。ここで δ は熱境界層の厚さ、 T は温度、 λ は岩石の熱伝導率である。下付き添字の *magma* はマグマを表す。

(4)、(5) 式から M_{dis} を消去すると、

$$K_{\text{dis}} A_{\text{dis}} = \frac{Q_{\text{dis}}}{\rho_{\text{dis}} g (\rho_{\text{rec}} - \rho_{\text{dis}}) (h_{\text{dis}} - h_{\text{rec}}) / \mu_{\text{dis}}} \quad (7)$$

を得る。(7) 式の分母は *fluxibility* と呼ばれる量である (Jupp and Schultz, 2000, 2004)。(7) 式は、対流による熱輸送量にどのような物理量が影響を与えるかを示す式である。式の中には、最も不確定な量である上昇流域の断面積 A_{dis} と浸透率 K_{dis} が積の形で入っている。熱水系が対流で運ぶ熱輸送量 Q_{dis} を見積もることができれば、この積に対して制約を与えることができる。

観測によれば、上昇流域の断面積 $A_{\text{dis}} = 10^3 \sim 10^4 \text{ m}^2$ 、熱源の断面積 $A_{\text{heat}} = 10^6 \text{ m}^2$ 、熱水系からの総熱放出量 $Q_{\text{dis}} = 100 \sim 1000 \text{ MW}$ 程度である (Lowell *et al.*, 1995)。そこで、下降流の海水温度 0°C 、噴出流体の温度 400°C として、流体の物性として海水のものを考慮すると、上昇流域の浸透率は (7) 式より $K_{\text{dis}} = 10^{-11} \sim 10^{-13} \text{ m}^2$ と求まる。ここで求めた浸透率は、JdFR の Middle Valley 熱水系において、掘削孔のその場観察で求められた値 ($10^{-10} \sim 10^{-12} \text{ m}^2$) と同程度である (Stein and Fisher, 2001)。また、熱水の流量 (すべてが 400°C の高温熱水として放出されると考えたとき)、(4) 式より $M_{\text{dis}} = 40 \sim 400 \text{ kg/s}$ 、(6) 式より熱境界層の厚さ $\delta = 2 \sim 20 \text{ m}$ とそれぞれ求まる。熱水の流量は、ブラッ

クスモーカーの流量を直接測定した例と同じオーダーである (Lowell *et al.*, 1995)。

2) 浸透流モデル

2-1) 高温熱水系と拡大速度との関連

拡大速度に依存した熱水系のさまざまな特徴を明らかにするためのモデリングが行われている。Fontaine *et al.* (2008) は、低速拡大軸の熱水系が大規模かつ長寿命であることを調べるために、海嶺軸に平行な 2 次元で、対流層の底 (等温) に傾斜を与えた系の熱対流を計算した。低速拡大軸の熱水系では、軸に沿った熱源の非一様性が強いいため、熱水系の底が傾斜していると考えることができる。計算の結果、底の傾斜が大きいくほど、対流セルの数が減って対流セルは横長になることがわかった。また傾斜が強いほど流れが定常的になることもわかった。一方で、海嶺軸の単位長さで規格化したとき、熱水系が運ぶ熱放出量は底の傾斜に関わらず同程度であった。つまり、傾斜が大きいく対流セルの数が少なくなる結果、一つの上昇流が運ぶ熱は大きくなる。このことは、低速拡大軸での非一様な熱源の存在が、定常的で強い上昇流をつくることに寄与することを意味する。この計算の結果は観測と整合的である。

高速拡大軸の熱水系を対象として、3 次元的な循環構造を調べるための計算も行われはじめている。Coumou *et al.* (2008) は、3 次元の計算領域の中で、海嶺軸に沿った直線的な熱源を与えた。計算の結果によると、上昇流はパイプ状の集中した形状になり、海嶺軸に沿う。一方下降流は、上昇流より幅広のシート状になる。集中した上昇流は、海嶺軸上に点在する高温熱水系の観測と調和的である。ただしこの計算では空間的に均一な浸透率を用いているため、下降流は海嶺軸上だけでなく海嶺軸から離れた場所にも形成する。これは、最近の海嶺軸上の微小地震の分布から得られた描像 (海嶺軸に平行な循環経路; Tolstoy *et al.*, 2008) とは必ずしも相容れない。また、浸透率の大きさとして現実的な値を用いると、循環の時間スケールが数年になることがわかった。この時間スケールは、放射性元素などから見積もられている時間スケール 2 ～ 3 年 (Kadko and

Moore, 1988; Kadko and Butterfield, 1998) と同程度である。

超低速拡大軸で起こるカンラン岩の蛇紋岩化反応で駆動される熱水系についてもモデル計算が行われている (Emmanuel and Berkowitz, 2006)。この計算では、蛇紋岩化に伴う発熱と吸水の両方が、化学反応の温度依存性も含めて考慮されている。彼らは、二つの状況について計算を行い、状況によって、化学反応の際に起こる発熱と吸水が熱水流動に対して異なった働きをすることを明らかにした。彼らは、まずテクトニックな作用で断層が形成されて新鮮なカンラン岩が地殻浅部にもたらされた場合の熱水循環を調べた。その結果、蛇紋岩化による発熱反応が熱水循環の熱源となって熱水循環を加速することがわかった。もう一つの状況として、テクトニックな作用に加えてマグマティックな作用 (地殻深部の急激な加熱) も考慮した場合も調べた。その結果、高温に熱せられた底面付近で盛んに起こる蛇紋岩化反応が吸水によって上昇流の発生を妨げるため、循環を抑制することがわかった。このように、蛇紋岩化の反応には、高温熱水系の熱源としての働きと熱水循環を抑制する働きの両方がある。

2-2) 熱水の最高温度

軸上の高温熱水の最高温度は 400℃ 程度である (Von Damm, 1995)。熱水系の熱源の温度は 1200℃ であり (例えば, Lowell *et al.*, 1995) 岩石の脆性塑性転移温度も 700℃ 程度である (例えば, Fournier, 1987) から、熱水温度はこれらより遥かに低い。この差を説明する鍵は水の臨界物性である。

Jupp and Schultz (2000, 2004) は純水の状態方程式を用いて、400℃ 程度の水が最も熱を効率的に運びやすいこと、この性質が熱水の最高温度を決めていることを示した。400℃ 付近の水は、動きやすく (粘性率が極小、熱膨張率が極大)、一度その温度になると温度が変わりにくい (比熱が極大)。以上の物性をまとめると、400℃ 付近の水は (7) 式の分母で定義される *fluxibility* (移流が運ぶ熱フラックス) を最大にする (図 10)。熱対流で運ばれる熱輸送量は、熱輸送効率が最大

図 10 移流が運ぶ熱フラックスである *fluxibility* を温度と圧力の関数として表す (Jupp and Schultz, 2000)。Fluxibility は、熱水系が存在する圧力範囲 (図に示した 25 MPa から 50 MPa) では、圧力によらず 400℃ 付近極大を持つ。値は規格化してある。

Fig. 10 Normalized fluxibility (heat flux transported by advection) as a function of temperature and pressure (Jupp and Schultz, 2000). Maximum value is around 400℃ in the pressure range between 25 and 50 MPa.

になるように決まることが多く、この系でもそれが実現されているといえる。この傾向は、熱水系が存在する圧力範囲 (25 ~ 50 MPa 程度) では、圧力にはあまり依存しない (図 10)。Coumou *et al.* (2006) は純水の状態方程式を用いた数値計算を行い、浸透率が大いいために非定常な対流が生じる系でも、噴出熱水の最高温度はやはり 400℃ となることを示した。

しかし、Geiger *et al.* (2005) は、純水でなく海水を用いて同様の議論を行うと、噴出熱水の最高温度は 500℃ 程度となって観測よりやや大きくなることを示した。この差異がなぜ起こるのかについては、まだ解決していない。400℃ 付近で起こる化学反応 (例えば、シリカの沈殿 / 溶解) や岩石の脆性塑性転移が関与しているのかもしれない。

2-3) 海水の相分離と循環の構造

海底から噴出する熱水の塩濃度には幅があり、観測される塩濃度の範囲は海水 (塩濃度約 3.5 wt%) の 0.2 ~ 2 倍程度である (Von Damm,

図 11 NaCl-H₂O 系の相平衡図を温度と NaCl のモル分率で表す (Driesner and Heinrich, 2006). (a) H₂O の臨界圧力より低い場合 (20 MPa). 純水には気相 (V) と液相 (L) の境界がある. NaCl が加わると、このほかに NaCl の結晶 (halite; H) が関与して、気相と液相の共存領域 (V + L) や固相と気相の共存領域 (V + H) が生じる. (b) H₂O の臨界圧力より高い場合 (50 MPa). 純水には相境界はない (超臨界流体; SCF). NaCl が加わった系では、2 相領域 (V + L, V + H) が存在する.

Fig. 11 Phase diagram of the NaCl-H₂O system as a function of temperature and mole fraction of NaCl (Driesner and Heinrich, 2006). (a) Phase boundaries at a pressure below the critical (20 MPa). Pure water has a phase boundary between liquid (L) and vapor (V). The system with NaCl has coexisting regions of vapor-liquid (V + L) and vapor-halite (V + H), where halite is solid NaCl. (b) Phase boundaries above critical pressure (50 MPa). Pure water has no phase boundaries (super-critical fluid; SCF). The system with NaCl has two-phase regions (V + L, V + H).

1995)。数十年の長い期間にわたって海水と異なる塩濃度の熱水を噴出し続ける熱水系もある。このような塩濃度の差異を生みだせるのは海水 (3.2 wt% NaCl) の相分離のみである。純水は臨界圧力 (22.1 MPa) 以下のみで相分離を起こし、この圧力以上では温度を上げて相分離を起こさない (Driesner and Heinrich, 2006; 図 11a)。一方 NaCl が加わった系 (海水) では、臨界圧力よりも高い圧力下でも高温になれば相分離を起こす (図 11b)。相分離が起こると、高塩濃度の相 (数十 wt% NaCl 以下) と低塩濃度の相 (1 wt% NaCl 以下) が生じる。これらの相は密度が異なるため、重力によって相対的に移動する。その結果、熱水の塩濃度に差異が生じる。相分離で形成した相のいずれか、あるいはこれらの相が適当に混合した流体が海底に達すれば、噴出熱水の塩濃度の差異として観測される。

熱水塩濃度に変化をもたらす海水の相分離は、熱水循環のパターンにも変化をもたらす。Bischoff and Rosenbauer (1989) は、相分離で生じた高塩濃度の流体が熱水系の下部にたまり (例えば、厚さ数 100 m)、地殻浅部の循環とは別に深部で

閉じた対流セルを形成するという考えを提出した。その後、相分離と熱水流動のダイナミクスを考慮した数値計算により、下部の高塩濃度の領域は停滞することがわかった (Kawada *et al.*, 2004)。またこの研究では、相分離の結果として、数百 m の空間スケールでの噴出熱水塩濃度のコントラストが定常状態として生じることも示した。

しかし、海水より低い塩濃度の熱水のみを長期間にわたって定常的に噴出する熱水噴出孔が生じる (EPR 21°N; Lowell *et al.*, 1995) ことを、Kawada *et al.* (2004) のモデルは説明できない。そこで、相分離を考慮した系で、この点を説明するための考えがいくつか提案されている。

Fontaine and Wilcock (2006) は、相分離で生じた高塩濃度の流体が、熱水循環の上昇流で引っ張り上げられて海嶺軸下部の広い範囲にとどまる、というモデルを提案した。彼らは、2 相共存領域でそれぞれの相の移動度が極端に小さくなるモデルを採用した。このため、高塩濃度の相は重力分離で下方に移動せずに、上昇流の圧力勾配によって引っ張り上げられる。高塩濃度の流体が地殻内部に蓄積され続けるならば、海底では低塩

図 12 海水の相分離と底面の傾斜を考慮した計算の結果（朝倉ほか，準備中）。下図は塩濃度場（色は濃度の違い）と流線（黒線）を重ねたものを表す。上図は海底から噴出する流体の塩濃度を表す。斜面の上端と下端には、それぞれ上昇流が形成する。対流セルの下部には高塩濃度の層が形成する。この高塩濃度層の中では、高塩濃度の流体は坂を下る。このことで、上側の上昇流の根元から下側の上昇流の根元へ、塩は輸送される。この結果として、噴出熱水の塩濃度には空間的なコントラストが生じる。

Fig. 12 A result of numerical simulations including phase separation of seawater and inclined bottom slope (Asakura *et al.*, in preparation). The lower figure shows the field of NaCl concentration (color contour) with stream lines (black curves). The upper figure shows the NaCl concentration of the discharge hydrothermal fluid. Two upwelling plumes form at the top and bottom ends of the slope. A brine layer forms beneath the circulation. Brine in the layer moves down along the slope. This contributes to the net transportation of NaCl from the plume formed at the top end to that formed at the bottom end. As a result, the NaCl concentration of the two upwelling plumes is different.

濃度の流体のみが観測されるはずである。ただしこのモデルでは、上昇流が高塩濃度の流体を噴出させてしまう可能性がある。

そこで Fontaine *et al.* (2007) は上のモデルを、海底地殻の浅部（枕状溶岩に相当）が高浸透率で深部（シート状のダイクに相当）が低浸透率である場合に拡張した。この系では、深部の低浸透率領域を通ってきた高塩濃度の流体を含む上昇流は、浸透率が大きくなる場所に来ると、高塩濃度の流体を運べなくなる。なぜなら、浸透率が高い場所では（流量が同じならば）ダルシーの法則によって圧力勾配が小さくなるため、高塩濃度の流体を引っ張り上げられなくなるためである。

以上の結論は、相対浸透率の定式化に強く依存する。相分離が起こるのは臨界点付近であり、そこでは共存する 2 相の間の物性の差異は常温における差異に比べて少ない。このため、臨界点付近の温度依存性を表現できるような流動則を用いる必要がある。2 相流の取り扱い、空隙スケールでの物性を考慮する必要があるため、極めて

チャレンジングな問題である。

別な考えとして、相分離で生じた高塩濃度の相が上昇流の領域から除去されることで、上昇流は低塩濃度の流体を定常的に形成し続けることができるという考え方もなりたつ。朝倉ほか（準備中）はこのような考察に基づいて、循環領域の底が斜面になっている系で、海水の相分離を考慮したモデル計算を行った。計算では海嶺軸に平行な系を想定した。計算によると、定常状態で斜面の上端と下端の 2 カ所で上昇流が形成し、循環の底に高塩濃度の領域が形成する（図 12）。斜面の上端にある上昇流の根元では、海水の相分離が盛んに起こる。この相分離で生じた低塩濃度の相は、上昇流とともに海底に運ばれる。一方、相分離でともに生じた高塩濃度の相は、密度が大きいため斜面を滑り落ちる。この高塩濃度の相は、斜面の下端にある上昇流に付け加わり、海底に運ばれる。この結果、数 km 離れた二つの上昇流から噴出する熱水の塩濃度は、海水の塩濃度をまたいで、大きく異なるものとなる。

V. 翼部および広大な海洋底での低温熱水活動

海嶺軸から離れた場所で起こる低温熱水循環は、熱水が流れる面積が広いこと、積算値として地球規模での熱や化学フラックスへ与える影響は大きい (Elderfield and Schultz, 1996)。しかし、低温熱水活動の証拠は、第 II 章で示したように間接的なものが多い。このため、観測データの蓄積とともに描像が変化してきた。また、循環の描像を得るために、モデルによる推定が大きな寄与をしてきた。ここでは、海嶺軸から離れた場所の熱水系に対する描像の変化を、観測とモデルの両面からみしてみる。

1) 古い描像

—深い対流セルによる地殻の冷却—

Lister (1972) は、年代とともに海底地殻最上部の堆積物が厚くなるために古い地殻では循環が抑えられると考えた。堆積物が薄い場所では海底とつながった循環 (open circulation) が起こり、堆積物が厚い場所では海と地殻が切り離された循環 (closed circulation) が起こるという描像を提出した (図 13a)。地殻年代とともに循環が弱くなることは、浸透率の時間変化と整合的である (Becker and Davis, 2003)。しかし、海水が地殻深部 (玄武岩やガブロの領域。例えば、海底下 2 ~ 5 km) まで侵入するという循環パターンは、掘削孔のその場観察で推定された海洋地殻の浸透率の値とは相容れない。

Galapagos Ridge では、海嶺軸に平行なパターンを持つ熱流量異常が得られている (Williams *et al.*, 1974)。この観測から、Lister (1972) が考えたような、海嶺軸と平行な方向を軸とするセル状の循環が生じるというモデルが提案された。さらに、数値計算により、対流セルが移動するプレートとともに軸から遠ざかる方向に運ばれるという描像が提出された (例えば、Fehn *et al.*, 1983)。このモデルは、確かに熱流量の観測と整合的である。しかし、基盤岩や海底地形を考慮していない等の問題があり、実際、Galapagos の熱流量が海底地形と対応することがわかっている (Fisher and Becker, 1995)。このような、循環

図 13 海嶺軸から離れた場所の熱水循環の概念図。(a) 古い描像 (Lister (1972) に基づく)。海嶺軸の近くでは海底とつながった循環が、海嶺軸から離れた場所では海底と切り離された循環が起こる。地殻年代が古い場所では循環が起こらない。(b) 新しい描像 (Fisher *et al.* (2003a) に基づく)。循環は基盤の玄武岩の最上部を水平方向に流れる。海山が地殻内部と海をつなぐ。

Fig. 13 Illustration of off-axis hydrothermal systems. (a) Old view (based on Lister (1972)). The flow is connected to the ocean near the ridge-axis (open circulation), and is disconnected far from the axis (closed circulation). No flows occur in old crusts. (b) New view (based on Fisher *et al.* (2003a)). Flow circulates horizontally within uppermost part of basaltic layer. Seamounts connect crust and ocean.

が海嶺軸と直交して起こるという描像は長く残っている。

Davis *et al.* (1989) は、JdFR での熱流量観測から、堆積物の厚さと熱流量との間に逆相関があることを見出した。さらに、得られた温度勾配を基盤岩深度まで延長すると、基盤岩上面の温度は 10℃ 以内に収まることがわかった。このことは、堆積物層の下で活発な熱対流が起こっている、基盤岩と堆積層との境界面の温度を一様にしていることを示唆する。これは玄武岩やガブロ層 (深さ 5 km 程度) にわたって対流が起こる

という描像とは矛盾する。

2) 新しい描像

—水平流と海山による地殻の冷却—

Langseth and Herman (1981) は, Brazil Basin の熱流観測で, 上に凸の温度勾配 (海底面の近くで勾配が大きく, 深くなるほど勾配が小さくなる) を得た。この温度分布が堆積物を流れる上昇流で形成されることは, 堆積物の浸透率の小ささから否定される。また, 熱伝導率が深さ方向に変化することも, 実測から否定される。そこで彼らは, 堆積物下部の岩盤を水平に流れる熱水循環で, この温度変化を説明しようとした (図 13b)。

Fisher *et al.* (2003a) は, Langseth and Herman (1981) の水平流モデルを一般化した。そもそも堆積物は, 数十 m 積もただけで海洋と地殻内との水のやりとりを阻害する。そこで彼らは, 所々堆積物から突き出した構造物 (海山や割れ目) が海洋と地殻内とをつなぐと考えた。また, 流入と流出の間の典型的な距離は, 地殻年代が増すにつれて, 長くなると仮定した。これは, 小規模の割れ目や海山は短期間で埋没するが, 大規模のものは長期間生き残る, という直観による。以上の仮定を置くと, 観測される浸透率や地震波速度等と地殻熱流量が整合的であることを示すことができる。

JdFR 付近の観測からは, 水平方向の流れに対する証拠が得られている。炭素 14 による熱水年代や間隙流体の化学組成は, 海嶺軸から遠ざかる方向に熱水が古くなることを示す (Baker *et al.*, 1991)。また, 熱流量は海嶺軸から遠ざかる方向に単調に増加すること (Davis *et al.*, 1999) も, 海嶺軸から遠ざかる方向への流体の移動を示唆する (Langseth and Herman, 1981)。これらの場所では堆積物から突き出した岩盤があるため, それらが海水の入口と熱水の出口になると考えられる (Fisher and Becker, 2000)。

以上の観測をもとに海底地形や地殻物質の物性などを考慮して JdFR における熱水流動の数値計算を行った結果, 初期条件によって, 海嶺軸から遠ざかる方向へ流体が移動する解と, 海嶺軸の方

向に流体が移動する解が得られた。これらの多重解のうち, 観測される熱流量を説明するのは前者の解である (Stein and Fisher, 2003)。この解は, 暖かい場所から冷たい場所に向かって水が流れるので, 熱的には不利である。彼らは, 一度流れが形成すると, 多少熱的に不利であっても流れが持続すると主張している。

コスタリカ沖の熱流量観測からは, ドラスティックな描像が得られている。ここでは海山の存在度と熱流量値との間に明瞭な相関がみられる (Fisher *et al.*, 2003b)。Cocos-Nazca 拡大軸でつくられた地殻には海山が存在せず, 地殻熱流量の観測値は熱モデルから推定される 120 mW m^{-2} である。この場所には, EPR によって形成されたほぼ同じ年代の地殻が断裂帯を隔てて隣接している。ここには海山が高密度で存在し, 熱流量の観測値は熱モデルの $1/3$ 程度の 40 mW m^{-2} である。数値計算でも, 海山が熱輸送に大きく関わることが示唆される (Harris *et al.*, 2004)。海洋底には多数の海山が存在するため (Wessel, 2001), これらの海山が熱を実質的に運んでいる可能性がある。

海山が熱輸送に大きく関わる例を以下で紹介する。JdFR の ODP Hole1026 の周りで, 50 km 離れた二つの海山のうち一つで熱水流出 (海山に近づくほど高熱流量) が, もう一つで熱水流入 (海山の縁で低い熱流量) が起こっていると示唆される観測が得られている。この海山の周りの熱流量を, 熱水流動モデルで説明することが可能である (Hutnak *et al.*, 2006)。なお, 海山が熱輸送を担うとの考えは, 年代の新しい地殻だけでなく, 年代が古い地殻 (10 Ma) での熱流量測定からも示唆されている (Villinger *et al.*, 2002)。

堆積物から突き出した海山の存在は, 海底地殻内の熱輸送に大きな影響を及ぼす。堆積物は浸透率が低いので, 高い浸透率を持つ玄武岩の海山が堆積物に突き出していると, 海と地殻内部との間の通路としてはたらく。この意味で, 海山は『煙突』のような存在である。Kawada *et al.* (準備中) では, 堆積物から突き出した一つの海山の周りの

図 14 海山による地殻の冷却を考慮した数値計算の結果 (川田ほか, 準備中). (a) 高い地殻熱流量 (150 mW/m^2) を与えたときの温度場と流れ場. 海山から海水が地殻内部に流入し, 堆積物の下部に流れ込む. 堆積物の下部では細かな対流セルが形成する. 岩相の境界を破線で示す. (b) 低い地殻熱流量 (50 mW/m^2) を与えたときの流れ場. 堆積物の下を通して熱水が海山に侵入し, 熱水は海山から流れ出す. (c) (d) はそれぞれ (a) (b) の流れを概念的に表したものである.

Fig. 14 Results of numerical simulations of hydrothermal flow in a seamount penetrating the sediment layer (Kawada *et al.*, in preparation). (a) Flow pattern with a high crustal heat flow (150 mW/m^2). Seawater recharges into the seamount to circulate under the sediment layer. Dashed lines show boundaries between rock types. (b) Flow pattern with a low crustal heat flow (50 mW/m^2). Hydrothermal fluid circulating under sediment layer discharges from seamount. (c) and (d) are illustrations corresponding to (a) and (b), respectively.

水の流れと熱輸送を数値計算で調べた (図 14)。海山では, 玄武岩の海山は, 山体内部と最上部 500 m の領域で浸透率が高く, それより深部では浸透率が低いものと仮定した。これらは, 浸透率の実測値 (Fisher, 1998; Spinelli *et al.*, 2004) に基づく。また, 浸透率が低い堆積物の厚さは

500 m として, 海山の縁を覆うとした。一連の計算では, 流れのパターンや向きが, 海山の大きさと下部からの地殻熱流量にどのように依存するかに着目した。

計算の結果によると, 対流セルの波長よりも横長の海山では, 海山の内部に対流セルが形成され

る。セルの波長は、水平方向と深さ方向の空間スケールがおおよそ1:1になるように決まる。海山の縁からは、初期条件や地殻熱流量に関わらず、常に海水が流入する。大きい山では山の縁の表面積が大きいいため冷却が卓越し、その結果、海山へ流入する流れが形成しやすいと考えられる。このような大きな海山では、海山内部の流れによる海山の下部の冷却が主である。

対流セルの波長より小さな海山では、海山内部には対流セルは形成されず、堆積物層とつながった、一様な流入あるいは流出が生じる。ただし、地殻熱流量が小さい場合は海山から流出する解(図14a, c)が、地殻熱流量が大きい場合には海山へ流入する解(図14b, d)が安定解である。地殻熱流量が小さい場合、海水を押し込むための浮力が足りないため、下降流は形成できない。そこで、流出解のみが安定に存在する。一方地殻熱流量が大きい場合、流出する熱水の温度が時間変化し、低温になったとき山の縁で下降流が形成しやすくなる。このため、海山から熱水が流出する解は安定には存在できず、流入解のみが安定になる。このような小さな海山は、流入/流出を通して、周囲の冷却に寄与する。

以上をまとめると、(1) 海山が露出する面積が同じであるなら、大きな海山一つより小さな海山が多数あった方が、高い冷却効率を持つ。海山による地殻の冷却をグローバルで考える場合、小さい海山も含めた海山の大きさ分布を調べることが重要である。(2) JdFRの二つの海山の対流で観測された、大きな海山からの流入と小さな海山からの流出のペア(Hutnak *et al.*, 2006)は、本研究の計算によれば、安定な流れの組み合わせである。(3) 地殻熱流量が変化すると、安定な流れの向きが逆転する可能性があり得る。また、海山内部の流れを調べれば、熱輸送に関する履歴がわかるかもしれない。

VI. ま と め

海嶺軸の熱水循環は、プレートの拡大速度に強く依存する。高速拡大軸では、多くの場合、熱水系の熱源は海嶺軸の下部にある定常的なマグマで

ある。熱水は海底下1.5～3 kmにあるマグマだまりより浅い部分を流れる。拡大速度が小さくなると、マグマの存在は非定常的になり、代わって正断層の発達がみられる。この場合、非定常的に貫入するマグマや、軸上の高温岩体が熱水系の熱源となる。軸部の熱水は、割れ目を通して地殻深部(ガブロ層を含む海底下5 km以上)まで達する。拡大速度が小さい場合、断層がマントルを構成するカンラン岩を海底に露出させることがあり、この場合、カンラン岩と海水との化学反応も熱水系の熱源となる。軸部付近の熱水循環パターンに関して、これまで軸と直交するように起こると考えられてきたが、最近の観測では、軸に平行に起こっていると考え得る証拠が得られている。

非軸部の熱水循環に対する描像は決定的に変わりつつある。以前は海嶺軸に平行な軸を持ち地殻深部まで侵入するセル状の循環が考えられていた。この場合、セルの水平方向の広がり、鉛直方向の広がりと同じく数km程度である。しかし、最近の観測からは、堆積物に覆われた玄武岩の最上部を熱水が水平方向に流れると考えられるようになった。海洋地殻の内部と海とをつなぐのは、堆積物から突き出した海山である。海山をつなぐ水平方向の流れは、数十kmにも及ぶらしい。このような描像が一般的に成り立つか否かを確かめることは、今後の課題である。

謝 辞

本論文は、新学術領域研究「海底下の大河」の準備段階におけるセミナーで行われた、川田による発表が発端となった。この場での発表を行う機会を与えて頂き、その後もディスカッション等でお世話いただいた、東京大学の浦辺徹郎教授に感謝する。また、本論文の査読にあたられた、静岡大学の笠原順三教授ならびに東京大学の山野 誠准教授に感謝する。本論文における図の一部の作成には、Generic Mapping Tool(Wessel and Smith, 1998)を用いた。

文 献

Allen, D.E. and Seyfried, W.E., Jr. (2004): Serpentinization and heat generation: Constraints from Lost City and Rainbow hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 1347-1354.

- Baker, E.T. and German, C.R. (2004): On the global distribution of hydrothermal vent fields. in *Mid-Ocean Ridges: Hydrothermal Interactions between the Lithosphere and Oceans* edited by German, C.R., Lin, J. and Parson, L.M., *Geophysical Monograph*, AGU, **148**, 245–266.
- Baker, E.T., Edmonds, H.N., Michael, P.J., Bach, W., Dick, H.J.B., Snow, J.E., Walker, S.L., Banerjee, N.R. and Langmuir, C.H. (2004): Hydrothermal venting in magma deserts: The ultraslow-spreading Gakkel and Southwest Indian Ridges. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, **5**, Q08002, doi 10.1029/2004GC00712.
- Baker, P.A., Stout, P.M., Kastner, M. and Elderfield, H. (1991): Large-scale lateral advection of seawater through oceanic crust in the central equatorial Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, **105**, 522–533.
- Becker, K. (1989): Measurements of the permeability of the sheeted dikes in Hole 504B, ODP Leg 111. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **111**, 317–325.
- Becker, K. and Davis, E.E. (2003): New evidence for age variation and scale effects of permeabilities of young oceanic crust from borehole thermal and pressure measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, **210**, 499–508.
- Bischoff, J.L. and Rosenbauer, R.J. (1989): Salinity variations in submarine hydrothermal systems by layered double-diffusive convection. *Journal of Geology*, **97**, 613–623.
- Bodvarsson, G. and Lowell, R.P. (1972): Ocean-floor heat flow and the circulation of interstitial waters. *Journal of Geophysical Research*, **77**, 4472–4475.
- Buck, W.R., Lavier, L.L. and Poliakov, A.N.B. (2005): Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, **434**, 719–723.
- Cannat, M., Cann, J. and MacLennan, J. (2004): Some hard rock constraints on the supply of heat to mid-ocean ridges. in *Mid-ocean Ridge: Hydrothermal Interactions between the Lithosphere and Oceans* edited by German, C.R., Lin, J. and Persons, L.M., *Geophysical Monograph*, AGU, **148**, 111–149.
- Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combier, V. and Baala, M. (2006): Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. *Geology*, **34**, 605–608.
- Chen, Y.J. and Morgan, J.P. (1996): The effects of spreading rate, the magma budget, and the geometry of magma emplacement on the axial heat flux at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 11475–11482.
- Coogan, L.A. (2008): Reconciling temperatures of metamorphism, fluid fluxes, and heat transport in the upper crust at intermediate to fast spreading mid-ocean ridges. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, **9**, Q02013, doi 10.1029/2007GC001787.
- Corliss, J.B., Dymond, J., Gordon, L.I., Edmond, J.M., von Herzen, R.P., Ballard, R.D., Green, K., Williams, D., Bainbridge, A., Crane, K. and van Andel, T.H. (1979): Submarine thermal springs on the Galápagos Rift. *Science*, **203**, 1073–1083.
- Coumou, D., Driesner, T., Geiger, S., Heinrich, C.A. and Matthäi, S. (2006): The dynamics of mid-ocean ridge hydrothermal systems: Splitting plumes and fluctuating vent temperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, **245**, 218–231.
- Coumou, D., Driesner, T. and Heinrich, C.A. (2008): The structure and dynamics of mid-ocean ridge hydrothermal systems. *Science*, **321**, 1825–1828.
- Davis, E.E. and Becker, K. (2002): Observations of natural-state fluid pressures and temperatures in young oceanic crust and inferences regarding hydrothermal circulation. *Earth and Planetary Science Letters*, **204**, 231–248.
- Davis, E.E., Chapman, D.S., Forster, C.B. and Villinger, H. (1989): Heat-flow variations correlated with buried basement topography on the Juan de Fuca Ridge flank. *Nature*, **342**, 533–537.
- Davis, E.E., Chapman, D.S., Wang, K., Villinger, H., Fisher, A.T., Robinson, S.W., Grigel, J., Pribnow, D., Stein, J. and Becker, K. (1999): Regional heat flow variations across the sedimented Juan de Fuca Ridge eastern flank: Constraints on lithospheric cooling and lateral hydrothermal heat transport. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 17675–17688.
- Davis, E.E., Wang, K., Becker, K. and Thomson, R.E. (2000): Formation-scale hydraulic and mechanical properties of oceanic crust inferred from pore pressure response to periodic seafloor loading. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 13423–13435.
- Davis, E.E., Wang, K., Thomson, R.E., Becker, K. and Cassidy, J.F. (2001): An episode of seafloor spreading and associated plate deformation inferred from crustal fluid pressure transients. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 21953–21963.
- Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J. and Brocher, T. (1987): Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature*, **326**, 35–41.
- Detrick, R.S., Mutter, J.C., Buhl, P. and Kim, I.I. (1990): No evidence from multichannel reflection data for a crustal magma chamber in the MARK area on the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **347**, 61–64.
- Dick, H.J.B., Lin, J. and Schouten, H. (2003): An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, **426**, 405–412.
- Driesner, T. and Heinrich, C.A. (2006): The system H₂O–NaCl. Part I: Correlation formulae for phase relations in temperature–pressure–composition space from 0 to 1000 degrees C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 X–NaCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, 4880–4901.

- Elder, J.W. (1965): Physical process in geothermal areas. in *Terrestrial Heat Flow* edited by Lee, W. K. H., *Geophysical Monograph*, AGU, **8**, 211–239.
- Elderfield, H. and Schultz, A. (1996): Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **24**, 191–224.
- Emmanuel, S. and Berkowitz, B. (2006): Suppression and stimulation of seafloor hydrothermal convection by exothermic mineral hydration. *Earth and Planetary Science Letters*, **243**, 657–668.
- Escartin, J., Smith, D.K., Cann, J., Schouten, H., Langmuir, C.H. and Escrig, S. (2008): Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere. *Nature*, **455**, 790–794.
- Fehn, U., Green, K.E., Von Herzen, R.P. and Cathles, L.M. (1983): Numerical models for the hydrothermal field at the Galapagos spreading center. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 1033–1048.
- Fisher, A.T. (1998): Permeability within basaltic oceanic crust. *Reviews of Geophysics*, **36**, 143–182.
- Fisher, A.T. (2004): Rates and patterns of fluid circulation, in *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere* edited by Davis, E.E. and Elderfield, H., Cambridge University Press, 339–377.
- Fisher, A.T. and Becker, K. (1995): Correlation between seafloor heat flow and basement relief: Observational and numerical examples and implications for upper crustal permeability. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 12641–12657.
- Fisher, A.T. and Becker, K. (2000): Channelized fluid flow in oceanic crust reconciles heat-flow and permeability data. *Nature*, **403**, 71–74.
- Fisher, A.T. and Von Herzen, R.P. (2005): Models of hydrothermal circulation within 106 Ma seafloor: Constraints on the vigor of fluid circulation and crustal properties, below the Madeira Abyssal Plain. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, **6**, Q11001, doi:10.1029/2005GC001013.
- Fisher, A.T., Davis, E.E., Hutank, M., Spiess, V., Zühlsdorff, L., Cherkaoui, A., Christiansen, L., Edwards, K., Macdonald, R., Villinger, H., Mottl, M.J., Wheat, C.G. and Becker, K. (2003a): Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank. *Nature*, **421**, 618–621.
- Fisher, A.T., Stein, C.A., Harris, R.N., Wang, K., Silver, E.A., Pfender, M., Hutank, M., Cherkaoui, A., Bodzin, R. and Villinger, H. (2003b): Abrupt thermal transition reveals hydrothermal boundary and role of seamounts within the Cocos Plate. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1550, doi:10.1029/2002GL016766.
- Fisher, A.T., Davis, E.E. and Becker, K. (2008): Borehole-to-borehole hydrologic response across 2.4 km in the upper oceanic crust: Implications for crustal-scale properties. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B07106, doi:10.1029/2007JB005447.
- Fontaine, F.J. and Wilcock, W.S.D. (2006): Dynamics and storage of brine in mid-ocean ridge hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B06102, doi:10.1029/2005JB003866.
- Fontaine, F.J., Wilcock, W.S.D. and Butterfield, D.A. (2007): Physical controls on the salinity of mid-ocean ridge hydrothermal vent fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, **257**, 132–145.
- Fontaine, F.J., Cannat, M. and Escartin, J. (2008): Hydrothermal circulation at slow-spreading mid-ocean ridges: The role of along-axis variations in axial lithospheric thickness. *Geology*, **36**, 759–762.
- Fournier, R.O. (1987): Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **1350**, 1487–1506.
- Gamo, T. (1995): Wide variation of chemical characteristics of submarine hydrothermal fluids due to secondary modification processes after high temperature water-rock interaction: a review. in *Bio-geochemical Processes and Ocean Flux in the Western Pacific* edited by Sakai, H. and Nozaki, Y., Terra Pub., 425–451.
- Geiger, S., Driesner, T., Heinrich, C.A. and Matthäi, S.K. (2005): On the dynamics of NaCl-H₂O fluid convection in the Earth's crust. *Journal of Geophysical Research*, **110**, B07101, doi:10.1029/2004JB003362.
- German, C.R. and Lin, J. (2004): The thermal structure of the oceanic crust, ridge-spreading and hydrothermal circulation: How well do we understand their inter-connections? in *Mid-Ocean Ridges: Hydrothermal Interactions between the Lithosphere and Oceans* edited by German, C.R., Lin, J. and Parson, L.M., *Geophysical Monograph*, AGU, **148**, 1–18.
- Grevemeyer, I., Kaul, N., Diaz-Naveas, J.L., Villinger, H.W., Ranero, C.R. and Reichert, C. (2005): Heat flow and bending-related faulting at subduction trenches: Case studies offshore of Nicaragua and Central Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 238–248.
- Hannington, M.D., Jonasson, I.R., Herzig, P.M. and Petersen, S. (1995): Physical and chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges. in *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions* edited by Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S. and Thomson, R.E., *Geophysical Monograph*, AGU, **91**, 115–157.
- Harris, R.N., Fisher, A.T. and Chapman, D.S. (2004): Fluid flow through seamounts and implications for global mass fluxes. *Geology*, **32**, 725–728.
- Hutank, M., Fisher, A.T., Zühlsdorff, L., Spiess, V., Stauffer, P.H. and Gable, C.W. (2006): Hydrothermal recharge and discharge guided by basement outcrops on 0.7–3.6 Ma seafloor east of the Juan de

- Fuca Ridge: Observations and numerical models. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, **7**, Q07O02, doi:10.1029/2006GC001242.
- Jupp, T. and Schultz, A. (2000): A thermodynamic explanation for black smoker temperatures. *Nature*, **403**, 880–883.
- Jupp, T.E. and Schultz, A. (2004): Physical balances in subseafloor hydrothermal convection cells. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B05101, doi:10.1029/2003JB002697.
- Kadko D. and Butterfield, D.A. (1998): The relationship of hydrothermal fluid composition and crustal residence time to maturity of vent fields on the Juan de Fuca Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 1521–1533.
- Kadko, D. and Moore, W. (1988): Radiochemical constraints on the crustal residence time of submarine hydrothermal fluids: Endeavour Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, 659–668.
- 川田佳史・吉田茂生 (2005): 海底熱水循環系のモデリングに関する最近の研究動向. 海の研究, **14**, 187–202.
- Kawada, Y., Yoshida, S. and Watanabe, S. (2004): Numerical simulations of mid-ocean ridge hydrothermal circulation including the phase separation of seawater. *Earth, Planets and Space*, **56**, 193–215.
- Keleman, P.B., Koga, K. and Shimizu, N. (1997): Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: Implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, 475–488.
- 木下正高・護摩堂雅子・川田佳史・田中明子 (2005): 熱流量精査による水曜海山カルデラの熱水循環様式の推定. 海の研究, **14**, 165–175.
- Kummer, T. and Spinelli, G.A. (2008): Hydrothermal circulation in subducting crust reduces subduction zone temperatures. *Geology*, **36**, 91–94.
- Langseth, M.G. and Herman, B.M. (1981): Heat transfer in the oceanic crust of the Brazil Basin. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 10805–10819.
- Langseth, M.G. and Silver, E.A. (1996): The Nicoya convergent margin—A region of exceptionally low heat flow. *Geophysical Research Letters*, **23**, 891–894.
- Lister, C.R.B. (1972): On the thermal balance of a mid-ocean ridge. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **26**, 515–535.
- Lowell, R.P. (1975): Circulation in fractures, hot springs, and convective heat transport on mid-ocean ridge crests. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **40**, 351–365.
- Lowell, R.P. and Rona, P.A. (2002): Seafloor hydrothermal systems driven by the serpentinization of peridotite. *Geophysical Research Letters*, **29**, 1531, doi:10.1029/2001GL014411.
- Lowell, R.P., Rona, P.A. and Von Herzen, R. P. (1995): Seafloor hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 327–352.
- Macdonald, A.H. and Fyfe, W.S. (1985): Rate of serpentinization in seafloor environments. *Tectonophysics*, **116**, 123–135.
- MacLennan, J., Hulme, T. and Singh, S.C. (2004): Thermal models of oceanic crustal accretion: Linking geophysical, geological and petrological observations. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, **5**, Q02F25, doi:10.1029/2003GC000605.
- McKenzie, D.P. (1967): Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **72**, 6261–6273.
- Nagihara, S., Lister, C.R.B. and Sclater, J.G. (1996): Reheating of old oceanic lithosphere: Deductions from observations. *Earth and Planetary Science Letters*, **139**, 91–104.
- Noel, M. and Hounsflow, M.W. (1988): Heat flow evidence for hydrothermal convection in Cretaceous crust of the Madeira Abyssal Plain. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 77–86.
- Singh, S.C., Kent, G.M., Collier, J.S., Harding, A.J. and Orcutt, J.A. (1998): Melt to mush variations in crustal magma properties along the ridge crest at the southern East Pacific Rise. *Nature*, **394**, 874–878.
- Singh, S.C., Crawford, W.C., Carton, H., Seher, T., Combier, V., Cannat, M., Canales, J.P., Düşünür, D., Escartin, J. and Miranda, J.M. (2006): Discovery of a magma chamber and faults beneath a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal field. *Nature*, **442**, 1029–1032.
- Sinton, J.M. and Detrick, R.S. (1992): Mid-ocean ridge magma chambers. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 197–216.
- Sinton, J., Bergmanis, E., Rubin, K., Batiza, R., Gregg, T.K.P., Grönvold, K., Macdonald, K.C. and White, S.M. (2002): Volcanic eruptions on mid-ocean ridges: New evidence from the superfast spreading East Pacific Rise, 17°–19° S. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 2115, doi:10.1029/2000JB000090.
- Smith, D.K. and Cann, J.R. (1992): The role of seamount volcanism in crustal construction at the Mid-Atlantic Ridge (24°–30°N). *Journal of Geophysical Research*, **97**, 1645–1658.
- Spinelli, G.A., Giambalvo, E.R. and Fisher, A.T. (2004): Sediment permeability, distribution, and influence on fluxes in oceanic basement. in *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere* edited by Davis, E.E., and Elderfield, H., Cambridge University Press, 151–188.
- Stein, J.S. and Fisher, A.T. (2001): Multiple scales of hydrothermal circulation in Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge: Physical constraints and geologic models. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 8563–8580.
- Stein, J. and Fisher, A.T. (2003): Observations and models of lateral hydrothermal circulation on a

- young ridge flank: Numerical evaluation of thermal and chemical constraints. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, **4**, 1026, doi:10.1029/2002GC000415.
- Stein, C.A. and Stein, S. (1992): A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, **359**, 123–129.
- Stein, C.A. and Stein, S. (1994): Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 3081–3095.
- Tolstoy, M., Waldhauser, F., Bohnenstiehl, D.R., Weekly, R.T. and Kim, W.-Y. (2008): Seismic identification of along-axis hydrothermal flow on the East Pacific Rise. *Nature*, **451**, 181–184.
- Tucholke, B.E., Behn, M.D., Buck, W.R. and Lin, J. (2008): Role of melt supply in oceanic detachment faulting and formation of megamullions. *Geology*, **36**, 455–458.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G. (2001): *Geodynamics, 2nd Edition*. Cambridge Univ. Press.
- Villinger, H., Grevemeyer, I., Kaul, N., Hauschild, J. and Pfender, M. (2002): Hydrothermal heat flux through aged oceanic crust: where does the heat escape? *Earth and Planetary Science Letters*, **202**, 159–170.
- Von Damm, K.L. (1995): Controls on the chemistry and temporal variability of seafloor hydrothermal fluids. in *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions* edited by Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S. and Thomson, R.E., *Geophysical Monograph*, AGU, **91**, 222–247.
- Wessel, P. (2001): Global distribution of seamounts inferred from gridded Geosat/ERS-1 altimetry. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 19431–19441.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos, Transactions, AGU*, **79**, 579.
- White, R.S., McKenzie, D. and O'Nions, R.K. (1992): Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 19683–19715.
- Williams, D.L., Von Herzen, R.P., Sclater, J.G. and Anderson, R.N. (1974): The Galapagos Spreading Centre: Lithospheric cooling and hydrothermal circulation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **38**, 587–608.
- Yamano, M., Kinoshita, M., Goto, S. and Matsubayashi, O. (2003): Extremely high heat flow anomaly in the middle part of the Nankai Trough. *Physics and Chemistry of the Earth*, **28**, 487–497.
- Yamano, M., Kinoshita, M. and Goto, S. (2008): High heat flow anomalies on an old oceanic plate observed seaward of the Japan Trench. *International Journal of Earth Sciences*, **97**, 345–352.

(2008 年 12 月 1 日受付, 2009 年 9 月 7 日受理)