

輝石温度の冷却速度応答性による 海洋リソスフェアの見かけ温度分布

西村光史^a・山本順司^b・石橋秀巳^c

A pseudo-temperature distribution in the oceanic lithosphere caused by cooling rate responsiveness of pyroxene geothermometry

Koshi NISHIMURA^a・Junji YAMAMOTO^b・Hidemi ISHIBASHI^c

Abstract

We calculated a pseudo-temperature distribution in the oceanic lithosphere caused by cooling rate responsiveness of pyroxene geothermometry. Calcium diffusion in clinopyroxene adjacent to orthopyroxene is estimated under P-T conditions of a cooling oceanic lithosphere. The compositions of two pyroxenes at a contact surface are determined based on a thermodynamic model assuming instantaneous interfacial equilibrium. At distances of 2000–10000 km from a ridge, the clinopyroxene cores show the same overall pattern, with high temperature (1100–1300°C) in the shallower part (0–30 km depth), decreasing to a minimum temperature (900–1100°C) in the middle depth part (40–70 km depth) and then increasing to 1200–1300°C toward the base of oceanic lithosphere.

Keywords: two-pyroxene thermometer, oceanic lithosphere, mantle, cooling-rate responsiveness, numerical simulation, Project Mohole

^{a)} 東洋大学自然科学研究室 〒112-8606 東京都文京区白山 5-28-20
Natural Science Laboratory, Toyo University, 5-28-20 Hakusan, Bunkyo-ku, Tokyo 112-8606, Japan

^{b)} 北海道大学 総合博物館 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目
The Hokkaido University Museum, Nishi 8, Kita 10, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan

^{c)} 静岡大学理学部地球科学科 〒422-8529 静岡県静岡市駿河区大谷 836
Department of Geoscience, Faculty of Science, Shizuoka University, 836 Ohya, Suruga-ward, Shizuoka 422-8529, Japan

1. はじめに

プレートテクトニクスは、地球科学分野における最大級の研究対象であろう。このメカニズムを解き明かすには、プレート運動を担う海洋リソスフェアの実態を知る必要がある。そこで、まず海洋リソスフェアの成因に関する一般的な理解を整理してみる。海嶺下のマントル上昇流により生じたマグマは浅所で固化し、厚さ6~7 kmの海洋地殻を形成する。海洋リソスフェアはこの海洋地殻と最上部マントルから構成される。海洋リソスフェアの厚さを決めているのは岩石の粘性であり、粘性は主に温度によって決まる。海洋リソスフェアは海洋プレートとして移動していく間に冷却され、1億年ほどかけて約80~90 kmの厚さに成長していく(図1)。これが海洋リソスフェアの成因モデルである。ところが、仙台沖約1000 kmの太平洋プレート上から採取されたマントル由来岩石の温度圧力条件によると、地球上で最も古い海洋プレートの一つであるにもかかわらず、島弧並の高い地温勾配領域が存在するとわかった(Yamamoto et al., 2014)。また、そのマントル由来岩石には、海洋リソスフェアを構成するマントルにはほとんど存在しないと予想されている単斜輝石が豊富に見られ、海洋リソスフェアに対する理解に矛盾する事実が次々と見いだされている。

海洋リソスフェアの真の姿を正確に調べる方法の一つは、海洋リソスフェアのボーリング調査であろう。現在、海洋リソスフェアから新鮮なマントル物質を採取するため、太平洋底の海洋リソスフェアをマントルまで掘削する国際プロジェクト「21世紀モホール計画」が進められている。地球深部探査船「ちきゅう」によって超深部掘削が実現すれば、海洋リソスフェアの実態解明が一気に進むことが期待される。

このプロジェクトは海洋リソスフェアの様々な要素を研究対象としているが、温度構造も重要な対象である。掘削域の温度はボーリング作業によって大きく乱されるため、掘削調査中の温度測定から海洋リソスフェアの温度構造を直接推定することは簡単ではない。打開策として、岩石を構成する鉱物に記録されている地質温度から温度構造を読み取る手法が考えられる。マントル構成岩石に適用できる主要な地質温度計の一つは輝石温度計であろう。輝石温度計は単斜輝石と斜方輝石間のCa分配の温度圧力依存性を用いるため、Caの拡散速度が岩体の冷却速度に追いつかなくなると、地質温度計として役に立たなく

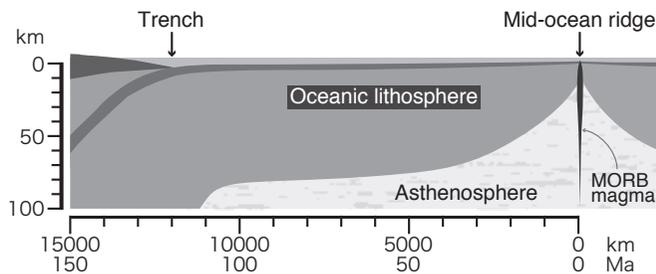


図1. 海洋リソスフェアの模式断面図 (Yamamoto et al., 2017を一部改変)。

なる (Yamamoto et al., 2017). そこで本研究では, 輝石温度計が海洋リソスフェアの冷却速度に追隨する条件を計算した. 本結果は, 21世紀モホール計画で採取されるマントル岩石が記録している地質温度の意味を明確にすることができるであろう.

2. モデルの概略

下部地殻・上部マントルを構成する岩石には単斜輝石と斜方輝石が含まれることが多く, 両輝石間の反応の平衡定数の温度依存性を利用した平衡温度の推定は海洋リソスフェアの研究に最も適した方法の一つと考えられる (例えば石橋・池田, 2005; Sen et al., 2005; Ionov, 2010; Yamamoto et al., 2012, 2014; Johanesen et al., 2014). ある深さで温度が変化すると, 単斜輝石・斜方輝石の界面元素分配関係が変化し, 両輝石の接触部の平衡化学組成 (Ca等) は熱力学的に一意に決まる. しかしそれぞれの輝石内部の組成変化は結晶のコア-リム間の化学組成差に起因する拡散過程に依存するため, 冷却速度の大きい浅部の単斜輝石はリム付近を除き非平衡組成を維持すると考えられる (Yamamoto et al., 2017). 最近, 西村ほか (2018) は海洋リソスフェアの温度の時空間変化を輝石の元素拡散モデルと組み合わせることにより, 複数深度における単斜輝石の組成累帯構造の時系列発達過程を定量的に検討した. その結果, 形成年代2000万年 (海嶺からの距離2000 km) では深さ60 kmの単斜輝石は30 kmのものよりも結晶内の全領域で高温組成を示しているのに対し, 5000万年 (海嶺からの距離5000 km) では結晶のリム付近を除いた全ての部分で深さ60 kmと30 kmの組成の関係が逆転し, 深部が低温組成, 浅部が高温組成を示すようになることが明らかになった. この結果は, マントルや下部地殻由来の岩石から地質温度計を用いて温度の推定をする場合, 冷却速度の違いにより見かけの温度構造 (ジオサーム) が作られてしまうことを示唆している. 本研究ではこの見かけのジオサームを可視化することを目的に, 西村ほか (2018) のモデルを用いて形成年代0 - 120 Ma (海嶺からの距離0 - 12000 km), 深さ0 - 100 kmの領域で計算を行った.

西村ほか (2018) では海洋リソスフェアの温度変化を半無限体冷却モデル (half-space cooling model) で近似し, 熱伝導方程式の解析解 (Crank, 1975; Turcotte and Schubert, 1982) を用いて計算している. 海洋リソスフェアの移動速度には 10 cm yr^{-1} の値を用いている. 温度変化に伴う単斜輝石の組成変化の計算はYamamoto et al. (2017) の方法に従っている. 輝石の組成として単純なCaO-MgO-SiO₂系を考え, 共存する単斜輝石と斜方輝石の界面局所平衡を仮定し, 平衡組成—温度関係をLindsley and Davidson (1980) の熱力学モデルに基づいて計算した. 数値計算の簡略化のため, 最小二乗法を用いたフィッティングを行い, 単斜輝石のCa濃度は温度を変数とする多項式 (Yamamoto et al., 2017) として扱う. 単斜輝石と斜方輝石の接触部 (リム) のそれぞれの平衡組成が温度によって変化すると, 結晶内部にはコア-リム間の化学組成差に起因する元素拡散が生じる. 拡散係数は温度依存性を考慮する. 単斜輝石の拡散プロファイルは隣接する斜方輝石の拡散プロファイルも反映するため, モデルでは単斜輝石の拡散のみを考える. Zhang et al. (2010) のCa-Mg相互拡散モデルに従うと, Caの拡散係数は単斜輝石のc軸に沿った方向が最も大

きいため、単斜輝石のc軸に沿った1次元Ca拡散のシミュレーションを行った。結晶は粒径2 mmとし、粒成長しないと仮定している。

3. 結果と議論

海嶺軸と垂直な断面において単斜輝石のコアが示す見かけ温度分布を図2に示す。ここでは中央海嶺で形成された海洋リソスフェアが10 cm/yrで水平移動すると仮定しているため、横軸は海嶺からの距離とともに形成年代を表す。リソスフェア深部では水平移動とともに輝石のコアの示す温度が高温から低温にゆっくりと変化していくのに対し、浅部では高温を示したまま変化しなくなっているのがわかる。この結果は、深部ほど高温で冷却が緩やかに進むため輝石の元素拡散が温度変化に追従するのにに対し、浅部では急冷されるため、元素拡散が追いつかないうちに閉鎖温度（低温で拡散係数が小さくなり組成変化しなくなる温度）に達してしまうことを意味している。熱伝導モデルで予想される温度分布では浅部から深部に向かって高温になり、鉛直方向の温度勾配は海嶺から離れるほど緩やかになる（西村ほか、2018の図2参照）。単斜輝石のコアが示す温度分布の場合、深部では熱伝導モデルの温度分布と一致するが、深さ50 kmより浅部では、深さとともに低温になる領域があり、熱伝導モデルとは逆の温度構造を示すことがわかる（図2）。

海嶺からの距離2000 km地点（形成年代2000万年）と5000 km地点（形成年代5000万年）の海底下における、単斜輝石のコア組成とその組成が示す温度、熱伝導モデルにより予想される温度の鉛直プロファイルを図3、4に示す。XCaは単斜輝石のM2席中のCaのモル分率を表す。どちらの地点でもCa濃度は海洋底から深部に向かうに従い、一旦増加し、その後低下するパターンを示す。Ca濃度のピークは海嶺からの距離2000 km地点で深さ40 km付近、5000 km地点で深さ50-60 km付近であることがわかる（図3 a, 図4 a）。これら

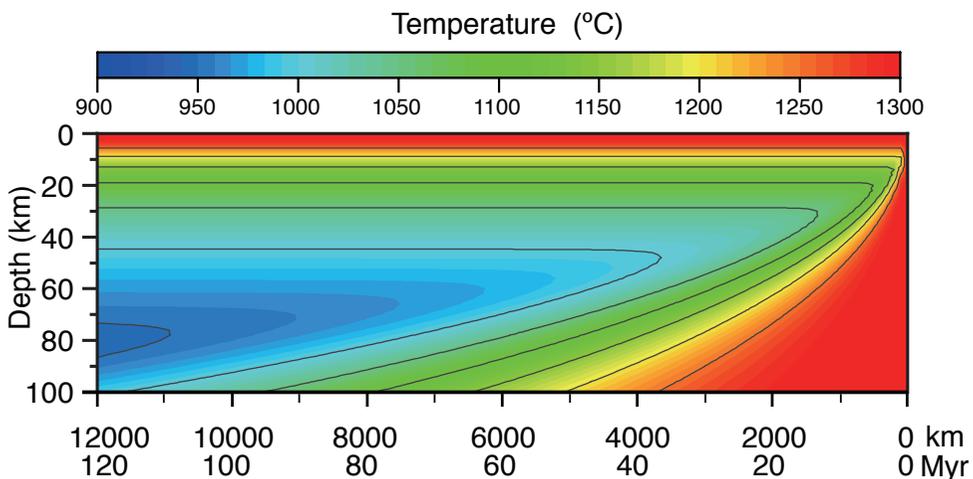


図2. 単斜輝石コアが示す海洋リソスフェアの見かけ温度構造。

の組成変化を反映し、単斜輝石の示す温度は海洋底から深部に向かうに従い、一旦低下し、その後上昇するパターンを示す。海嶺からの距離2000 km地点では深さ60 kmより深い領域、5000 km地点では深さ80 kmより深い領域で輝石の示す温度が熱伝導モデルの温度（計算内での実際の温度）と一致する（図3 b, 図4 b）。これは前述の通り、深部は高温で冷却が緩やかに進むため輝石の元素拡散が温度変化に追従したことを表している。単斜輝石のコアが示す温度と実際の温度との乖離は浅部ほど大きくなっていく（図3 b, 図4 b）。

今後、海洋域でのマントルゼノリス（火山岩中の捕獲岩）の研究や海洋底の超深部掘削が進むと、海洋リソスフェアの鉛直方向の組成や温度のプロファイルが明らかとなっていく。斜方輝石と共存する単斜輝石の組成は、ここに示した組成に近い鉛直変化をすると予

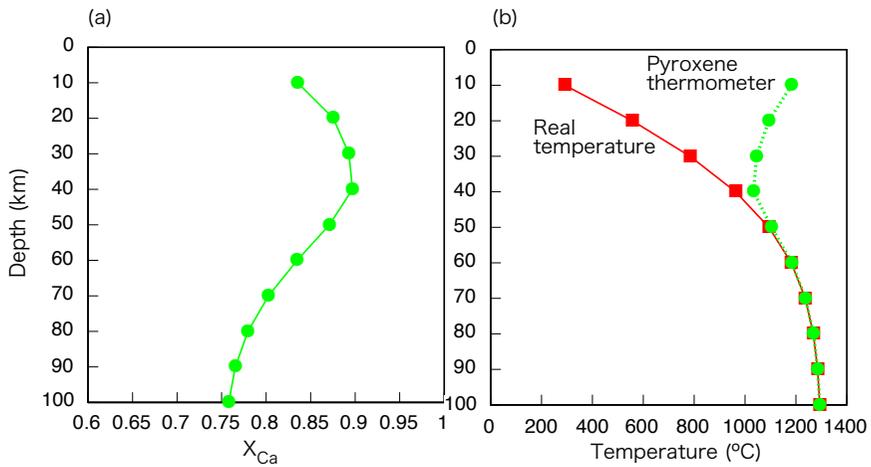


図3. 海嶺からの距離2000 km地点の海底下における、(a)単斜輝石コアのCa濃度の鉛直変化、(b)輝石温度と熱伝導モデルによる温度の鉛直変化。

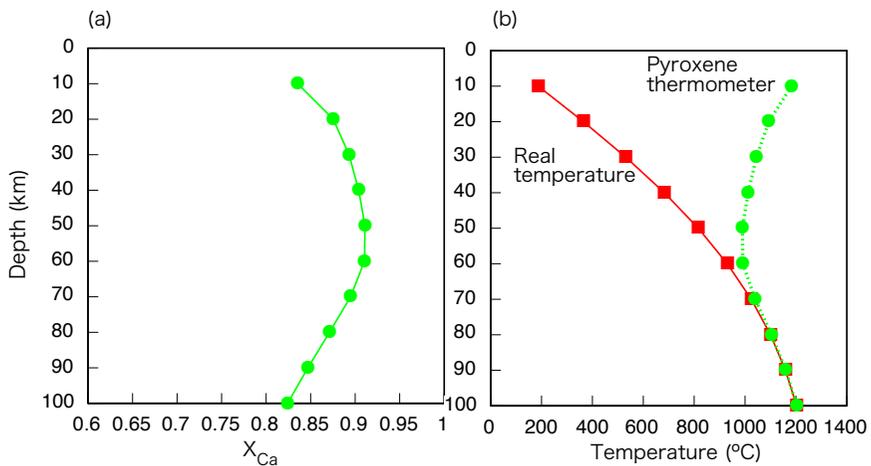


図4. 海嶺からの距離5000 km地点の海底下における、(a)単斜輝石コアのCa濃度の鉛直変化、(b)輝石温度と熱伝導モデルによる温度の鉛直変化。

想される。コアからリムまで平衡が成り立っている単斜輝石（図3の深さ60 km以深、図4の深さ80 km以深）では化学分析から平衡温度を求める場合に、どこを分析しても正確な温度が得られるが、それ以外では斜方輝石と単斜輝石の境界の局所領域を除き、見かけの温度を示すと考えられるので注意が必要である。

参考文献

- Crank J. (1975) *The mathematics of diffusion*, 2nd edn. Oxford University Press, New York
- Ionov, D. A. (2010) Petrology of Mantle Wedge Lithosphere: New Data on Supra-Subduction Zone Peridotite Xenoliths from the Andesitic Avacha Volcano, Kamchatka. *J. Petrol.* **51**, 327–361.
- 石橋秀巳・池田剛 (2005) 輝石温度の評価と改良. *岩石鉱物科学* **34**, 186–194.
- Johanesen, K., Platt, J. P., Kaplan, M. S., Ianno, A.J. (2014) A revised thermal history of the Ronda peridotite, S. Spain: new evidence for excision during exhumation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **393**, 187–199.
- Lindsley, D.H., Davidson, P.M. (1980) Discussion of “Thermodynamic parameters of CaMgSi₂O₆-Mg₂Si₂O₆ pyroxenes based on regular solution and cooperative disordering models” by Holland, Navrotsky, and Newton. *Contrib.Mineral. Petrol.* **75**, 301–304.
- 西村光史・山本順司・石橋秀巳 (2018) 冷却する海洋リソスフェア中の単斜輝石の化学反応と元素拡散. *東洋大学紀要 自然科学篇* **62**, 25–31.
- Sen, G., Keshav, S., Bizimis, M. (2005) Hawaiian mantle xenoliths and magmas: Composition and thermal character of the lithosphere. *Am. Mineral.* **90**, 871–887.
- Turcotte, D. L., Schubert, G. (1982) *Geodynamics*, John Wiley & Sons, New York.
- Yamamoto, J., Nishimura, K., Ishibashi, H., Kagi, H., Arai, S., Prikhod'ko, V.S. (2012) Thermal structure beneath Far Eastern Russia inferred from geothermobarometric analyses of mantle xenoliths: direct evidence for high geothermal gradient in backarc lithosphere. *Tectonophysics* **554–557**, 74–82.
- Yamamoto, J., Korenaga, J., Hirano, N., Kagi, H. (2014) Melt-rich lithosphere–asthenosphere boundary inferred from petit-spot volcanoes. *Geology* **42**, 967–970.
- Yamamoto J., Ishibashi H. and Nishimura K. (2017) Cooling rate responsiveness of pyroxene geothermometry. *Geochem. J.* **56** (6), 457–467.
- Zhang, X., Ganguly, J., Ito, M. (2010) Ca-Mg diffusion in diopside: tracer and chemical inter-diffusion coefficients. *Contrib.Mineral. Petrol.* **159**, 175–186.