

活動の成果概要

2022 年度 土佐清水ジオパーク活動支援事業

【事業対象者】 西沢 志穂

【所属】 神戸大学理学研究科惑星学専攻

活動の名称 ラマン分光法を用いた足摺岬花崗岩周辺の温度構造の検討と熱史の復元

【活動の成果概要】

<概要>

土佐清水エリアに分布する古第三系付加体の四万十帯とその上位に位置する前弧海盆堆積物である三崎層群（下位から養老層・浜益野層・竜串層）は、その最高被熱分布から足摺岬花崗岩体上昇時の熱的影響を強く受けていると推測される。申請者は、この影響を定量的に明らかにすることを目標として修士研究を進めている。

ビトリナイト反射率を用いた筆者らの最高経験温度の検討から、花崗岩からの距離にしたがって温度が低くなる分布が明らかになった（山本・千代延 2020、西沢 2022）。昨年度の研究では、浜益野層と竜串層の境界における急激な変化に着目した。その結果、温度減少が連続的であることを確認し、両層が地質学的にも熱的にも整合であることを明らかにした。しかし、花崗岩近傍の四万十帯と三崎層群下部（下部浜益野層と養老層）においては、信頼できるデータが得られていない。これは、比較的低温の領域を得意とするビトリナイト反射率の最適範囲を超えるほど、当該地域が高い温度を経験しているためと考えられる。その経験温度は、被熱モデルを作成する上で非常に重要であり、その把握が最後の課題であった。

そこで本研究では、花崗岩近傍の経験温度分布を高温領域の温度計測に実績があるラマン分光法から明らかにし、これを解決した。これによって本地域の熱構造を正確に把握し、花崗岩の熱モデリングを実施した。

<手法>

1. ラマン分光法

ジオパークエリアを中心に現地調査を行い、風化の影響を最小限にするために、新鮮な岩石が露出する波打ち際、沢の水際でラマン分光法の測定用の泥岩塊状試料を採取した。花崗岩を中心として北海岸と西海岸の合計 104 地点（図 1）で採取した試料は、以下の手順で準備した。採取した泥岩塊状試料を実験室内で約 2 cm 角に成形し、直径 3 cm のテフロンモールドに入れてエポキシ樹脂で固定する。測定面は面構造に対し直交方向とし、#800, 1200, 2400 で研磨した後 1 μm のダイヤモンドペーストで琢磨した。高知コア研究所（JAMSTEC）と神戸大学のレーザーラマン分光顕微鏡を用いて各試料 25 点以上でラマンスペクトルを測定した。測定したスペクトルは PeakFitv.4.12 (Systat Software) を用いてフィッティングし、以下に示す Aoya et al. (2010) と Kouketsu et al. (2014) の温度換算式から最高経験温度を得た。

$$T_{Raman}(350 - 650^{\circ}\text{C}) = 221.0R^2 - 637.1R + 672.3 (^{\circ}\text{C}) \quad (1)$$

Aoya et al. (2010)

$$T_{Raman}(150 - 400^{\circ}\text{C}) = -2.15FWHMD_1 + 478 [^{\circ}\text{C}] \quad (2)$$

Kouketsu et al. (2014)

2. 被熱モデル計算

昨年度までの研究で明らかにした熱拡散率データ（山本・西沢 2021；西沢 2022）を用いて、1次元被熱モデル計算を行った。1次元熱拡散方程式は、全体を任意の格子に分割し、それぞれの格子間における熱伝導を考える有限差分法（陽解法）を用いて計算した。

1次元熱拡散方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \right) \quad (3)$$

ここで κ は熱拡散率である。不均質な地質体を考慮して、ここでは熱が地層面に対して垂直に伝わると仮定し、以下の式で求められる κ の調和平均（ κ_{mean} ）を用いた（Breadsmore and Cull, 2001）。山本・西沢（2021）と西沢（2022）による熱拡散率データをもとに以下を算出した。

調和平均

$$\kappa_{\text{mean}} = \Delta z / \left(\frac{\Delta z_1}{\kappa_1} + \frac{\Delta z_2}{\kappa_2} + \dots + \frac{\Delta z_n}{\kappa_n} \right) \quad (4)$$

ここで z は各地層の厚さである。このようにして研究地域における熱拡散率分布を再現し、有限差分法を用いて計算を行った。有限差分法は、全体を n 個の格子に分割し、その格子間における熱の受け渡しに基づく解である。以下に任意の時間における格子（ $n=i$ ）の温度を示す。

$$T'_i = T_i + \kappa_i \frac{dt}{dx^2} [(T_i - T_{i-1}) - (T_{i+1} - T_i)] \quad (5)$$

ここで dx は格子間隔、 dt は計算のタイムステップ（時間間隔）である。計算には、それぞれ κ は式（4）で算出したもの、 dx は300 m、 dt は31.7年とした。

2つの計算モデル

後述するように、ラマン分光法による最高温度分布から、花崗岩境界から約6 km（松崎）と9 km（鳶ノ巣）の間において比較的高温領域が見いだされた。本研究では、松崎と鳶ノ巣（図1）に分布する断層と鉱物脈沿いの熱水移動による熱的な影響を評価するため、1) 断層モデルと2) 熱水移動モデルを構築し、計算を行った（図2）。

1) 断層モデル

図2（A）に示すように、花崗岩の上昇に伴って逆断層が形成され、そのあいた体積を埋めるように正断層が生じる。これによって花崗岩近傍の高温ブロックが相対的に上昇し、低温の地域と接触する。

2) 熱水移動モデル

図2（B）に示すように、花崗岩定置時に花崗岩から断層に挟まれた6-9 km 地点

(松崎～鳶ノ巣)において、岩石中を高温の熱水(250°C)が移動する。

<結果>

1. ラマン分光法

露出の良い北海岸と西海岸におけるラマン温度の分布を図3に示す。

北海岸では、花崗岩近傍の約1kmの範囲で $498.7\pm 10.4^{\circ}\text{C}$ から $358.5\pm 5.4^{\circ}\text{C}$ へと温度が急減し、距離とともに緩やかに低下する(図3A)。このとき、花崗岩から約5kmの地点で約 330°C から約 280°C へと低下するギャップが認められる。そこからさらに三崎断層付近までに 230°C 程度まで低下する一方、断層上盤(北側)近傍で約 330°C を示し、以北では約 240°C 程度へと徐々に温度が低下する。断層の上盤と下盤の間に約 100°C の温度差があることから三崎断層はOST(Out-of-sequence thrust)であると考えられる。

西海岸では、ラマン温度が花崗岩の近傍と千尋岬の竜串/浜益野層境界の2箇所では急減する特徴的な温度分布が得られた。(図3B)花崗岩近傍では、1.2kmの範囲で約 500°C から 330°C まで温度が急減し、そこから6km地点までの間では緩やかに約 240°C まで低下する。竜串/浜益野層境界における約750mの範囲においても約 220°C から 180°C まで連続的な温度の急減分布が得られた。この2つ目の温度分布は、昨年までに行われたビトリナイト反射率の結果と整合的である(図4)。また、花崗岩から6km地点(松崎)では $226\pm 9.1^{\circ}\text{C}$ から $282\pm 7.0^{\circ}\text{C}$ まで温度が上昇し、9km地点(鳶ノ巣)まで花崗岩近傍部の温度分布から予想される温度より高い温度を維持しつつ距離とともに低下する。松崎/鳶ノ巣においては、マップスケールの断層とそれに沿って集中的に分布する鉱物脈の存在が確認されている。

2. 被熱モデル計算

花崗岩を4.8km、四万十帯を100kmとして、花崗岩上昇時の花崗岩温度と四万十帯の温度を検討した結果を図5に示す。ここでは花崗岩のソリダス温度として 600°C 、 700°C 、 800°C 、 900°C 、花崗岩定置時の四万十帯の温度として 140°C 、 120°C 、 100°C 、 80°C を用い、計算した。モデリング結果とラマン分光法による北海岸の最高経験温度分布を比較したとき、花崗岩近傍部の最高温度分布とよく合うことから、花崗岩上昇時の花崗岩温度は 700°C 、四万十帯の温度は 100°C が適当である。以下の計算では、これらの温度条件を用いて検討を行った。

2つの計算モデル

1) 断層モデル

花崗岩4.8km、四万十帯6km、三崎層群中下部(養老層/浜益野層)3km、竜串層6kmとして、それぞれの初期温度を 700°C 、 100°C 、 100°C 、 $100\text{--}20^{\circ}\text{C}$ ($20^{\circ}\text{C}/\text{km}$)とした。断層運動が、花崗岩と接触(計算開始)してから100万年後に起こったと仮定したときの結果を図6に示す。

モデリング結果は、2箇所における温度の急減だけでなく6km地点の僅かな温度上昇をも再現し、実測した温度分布と非常によく合うことを示した。

2) 熱水移動モデル

花崗岩 4.8 km、四万十帯 6 km、三崎層群中下部（養老層/浜益野層）3 km として、竜串層の分布を 5 km と 6 km に仮定した。それぞれの初期温度を 700°C、100 °C、100 °C、100-20 °C（5 km 分布：20 °C/km、6 km 分布 15°C/km）とした。花崗岩と接触（計算開始）してから 100 万年後に、250°C の熱水が断層に挟まれた 6-9 km 地点を移動した場合の結果を図 7 に示す。

竜串層の分布に関わらず、モデリング結果は 2 箇所における温度の急減と 6 km 地点の温度上昇を再現した。花崗岩から 10 km 以遠の地点において、竜串層を 5 km としたとき、実測データよりやや低い計算結果が得られる一方、竜串層を 6 km としたときは誤差範囲で実測データと一致した。

以上の結果において、研究地域に記録された特徴的な 2 箇所での温度の急減構造は、断層・熱水移動モデルのどちらの場合でも再現された。実際には、両者は完全に独立する現象ではなく、相互に作用しうる。このことから、最高経験温度分布は、花崗岩の定置とそれに伴う断層運動/熱水移動、もしくは両者によって作られたと考えられる。

<得られた結果の意義>

本研究では、花崗岩近傍と千尋岬の岩相境界の 2 箇所で温度が急減する、土佐清水ジオパークに特徴的な温度分布を明らかにし、被熱モデル計算と地質マッピングから、これらの分布は花崗岩の定置と、それに伴う断層運動/熱水の移動によって作られた可能性が高いことを示した。

課題として、熱水移動モデルで仮定した温度 250°C で均一な熱水について、鉱物脈の流体包有物解析から熱水温度を明らかにし、より現実的なモデル計算を行うことが求められる。さらに、熱計算によって明らかにした、任意の点における花崗岩定置後の加熱・冷却過程に対して、フィッシュトラック年代法から検討される実データを用いて、本モデルを実証、改良することが期待される。

<参考文献>

- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D. and Wallis, S. 2010. Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **28**, 895–914, <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x>.
- Beardmore, G.R. and Cull, J.P. 2001. *Crustal Heat Flow: A Guide to Measurement and Modelling*, <https://doi.org/10.1017/CBO9780511606021>.
- Kouketsu, Y., Mizukami, T., et al. 2014. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. *Island Arc*, **23**, 33–50, <https://doi.org/10.1111/iar.12057>.

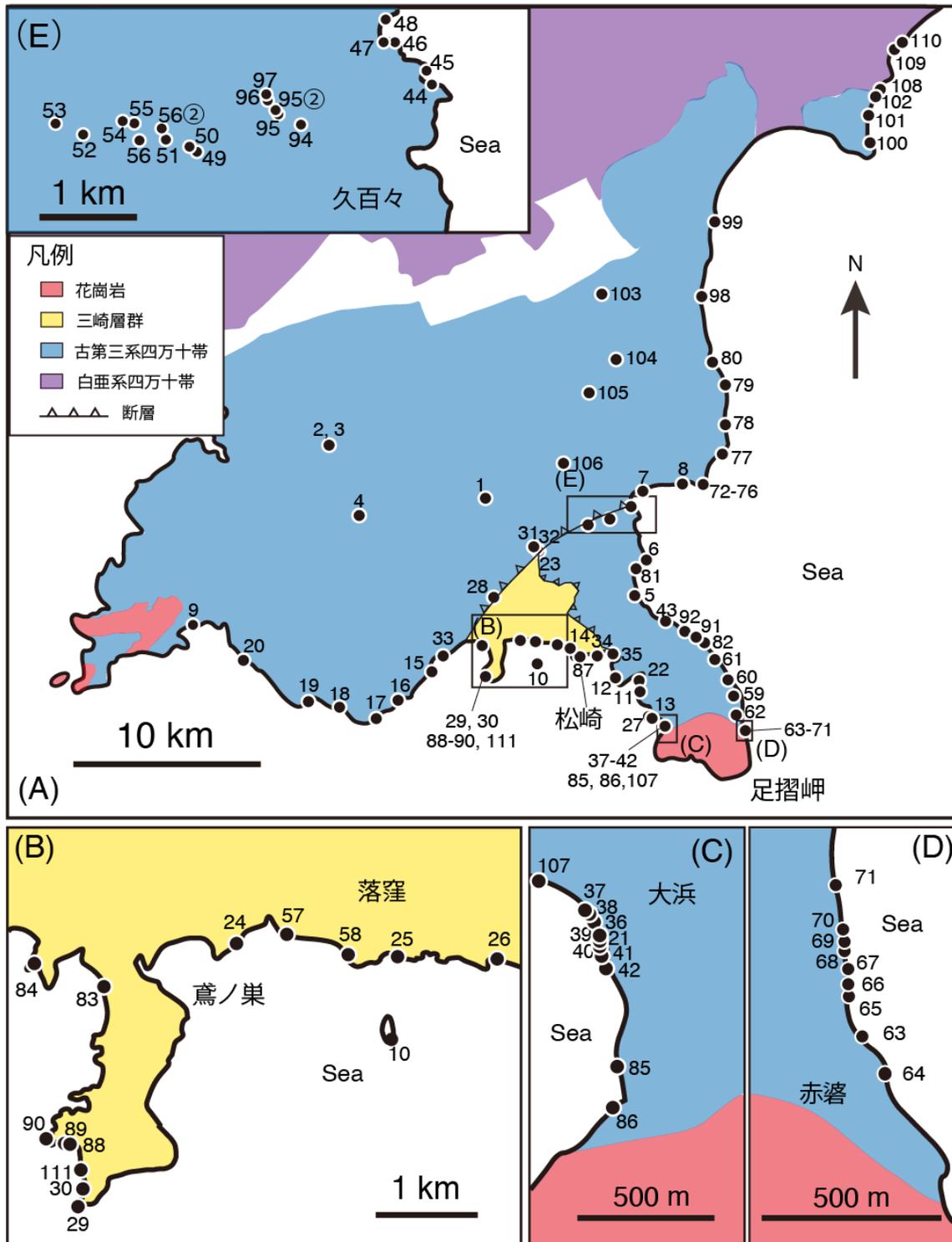


図1：ラマン分光法の試料採取地点。各数字は試料番号を示す。(B) 落窪～竜串。(C) 大浜（花崗岩北西境界近傍）。(D) 赤碓（花崗岩北境界近傍）。(E) 久百々（三崎断層付近）。

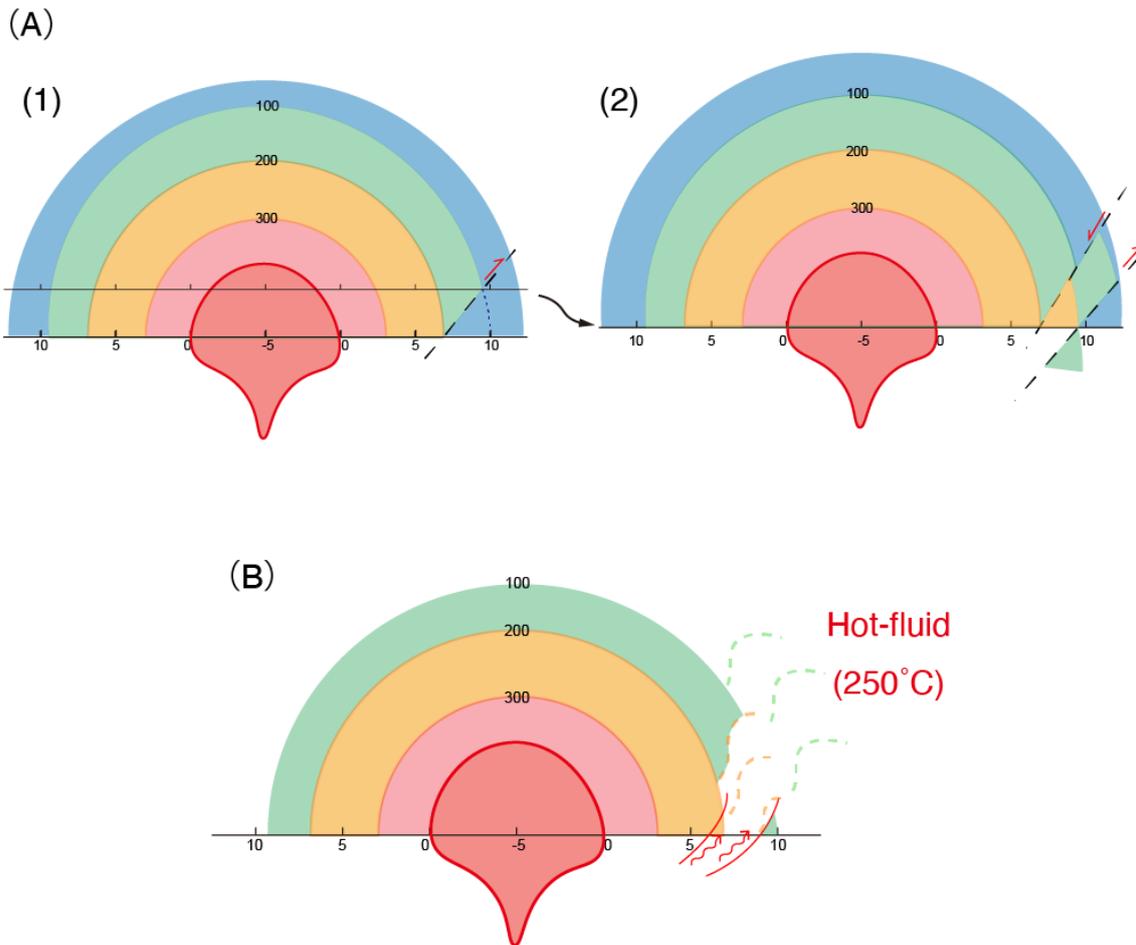


図2：花崗岩定置に伴う被熱モデルの概念図。(A) 断層モデルの概念図。(1)で花崗岩から放射状に逆断層が生じ、(2)でそれに伴う正断層が生じる。これによって花崗岩近傍の高温ブロックが相対的に上昇し、周囲の岩石と温度差を生じる。(B) 熱水移動モデルの概念図。花崗岩から6 km、9 kmの地点に発達する断層帯に沿って、岩石中を高温(250°C)の流体が移動することによって温度差を生じる。

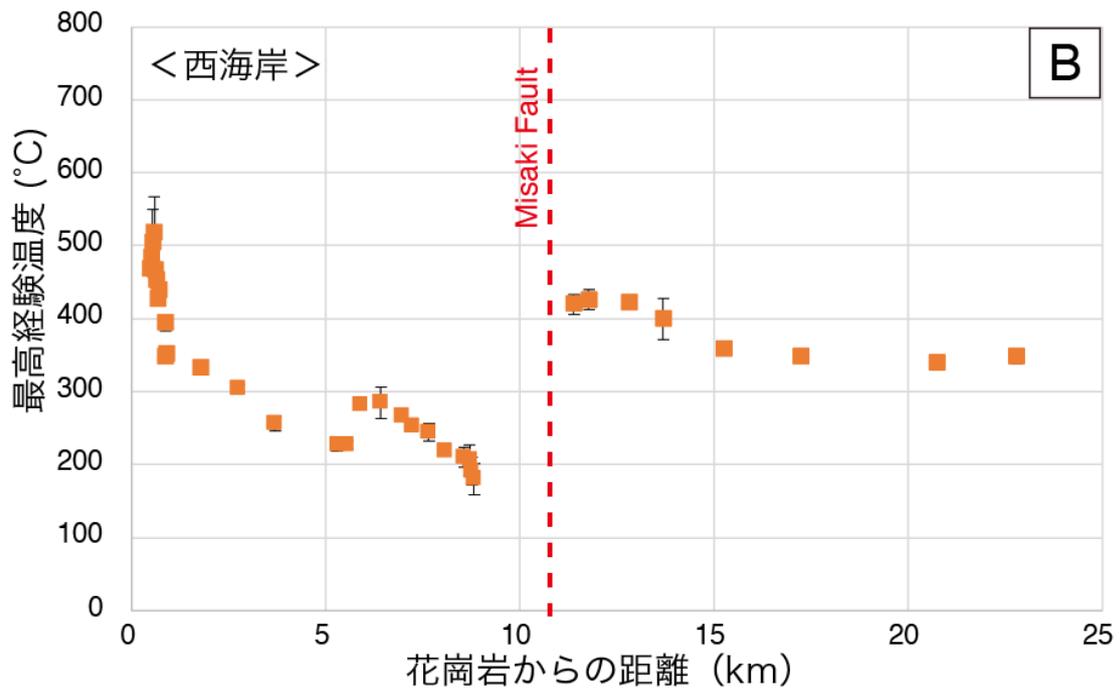
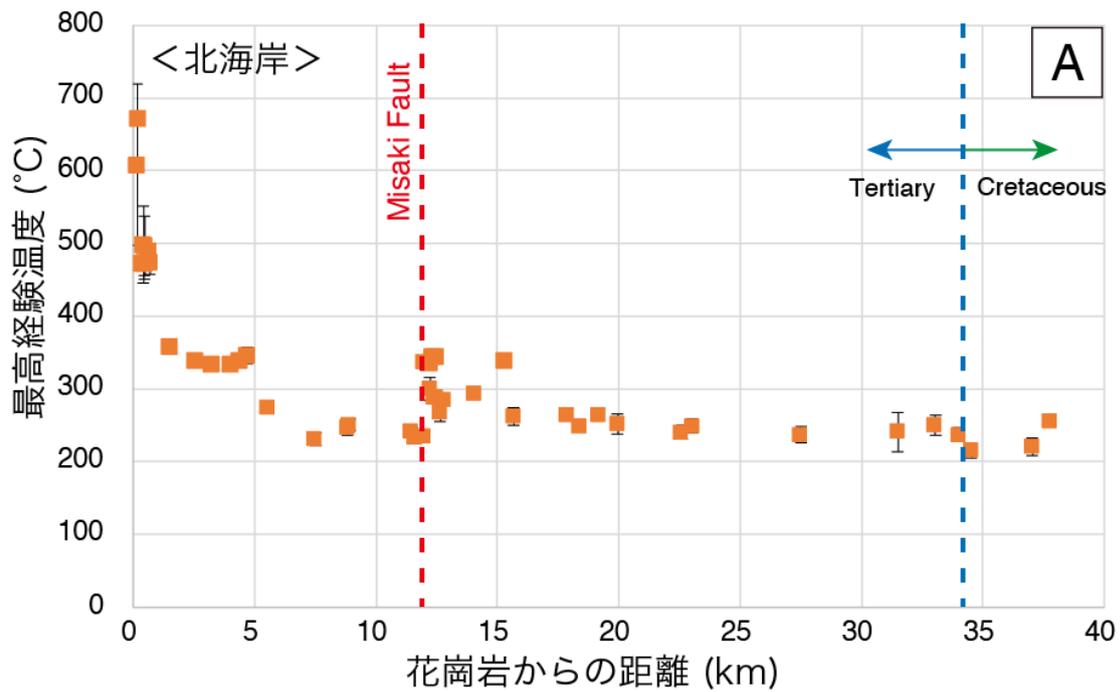


図3：ラマン分光法から得られた最高経験温度分布。赤点線で岬断層の位置を示す。(A) 西海岸の最高温度分布。花崗岩近傍と竜串/浜益野層境界で温度が急減する。(B) 北海岸の最高温度分布。青点線で古第三系と白亜系四万十帯の境界断層位置を示す。花崗岩近傍部で温度が急減し、三崎断層を境に約 100°C の温度差が得られた。

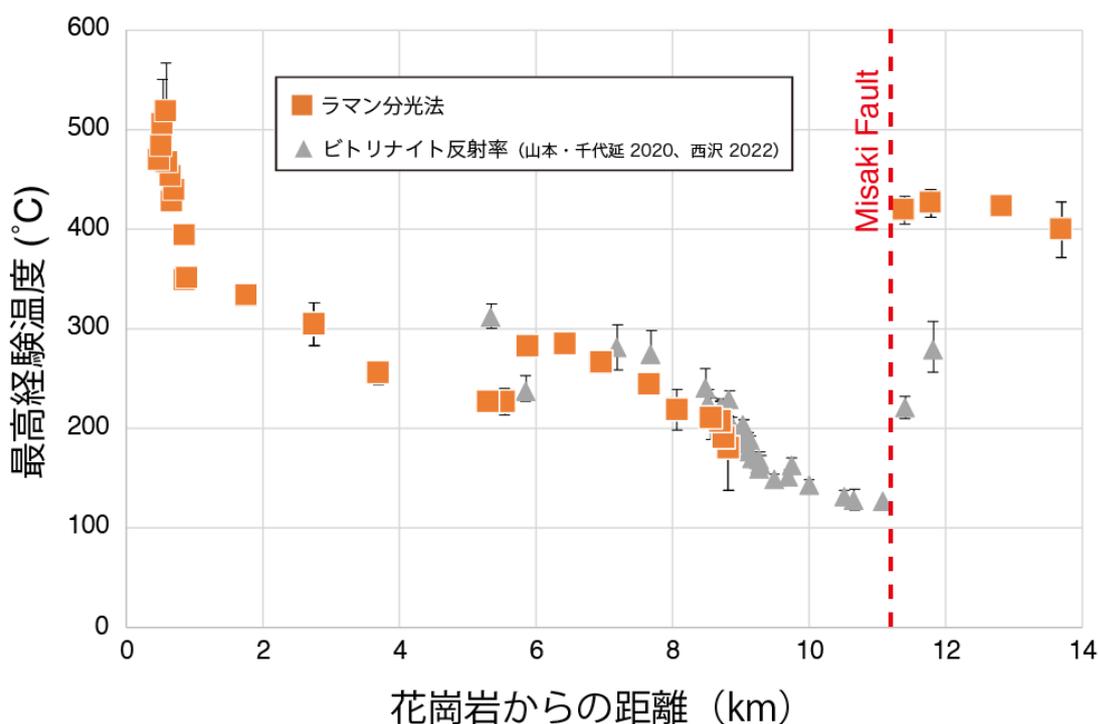


図4：ラマン分光法とビトリナイト反射率から得られた西海岸の最高温度分布（山本・千代延 2020、西沢 2022 のデータを含む）。花崗岩近傍と花崗岩から 9 km 地点で温度が急減し、6 km 地点で僅かに温度が上昇する。

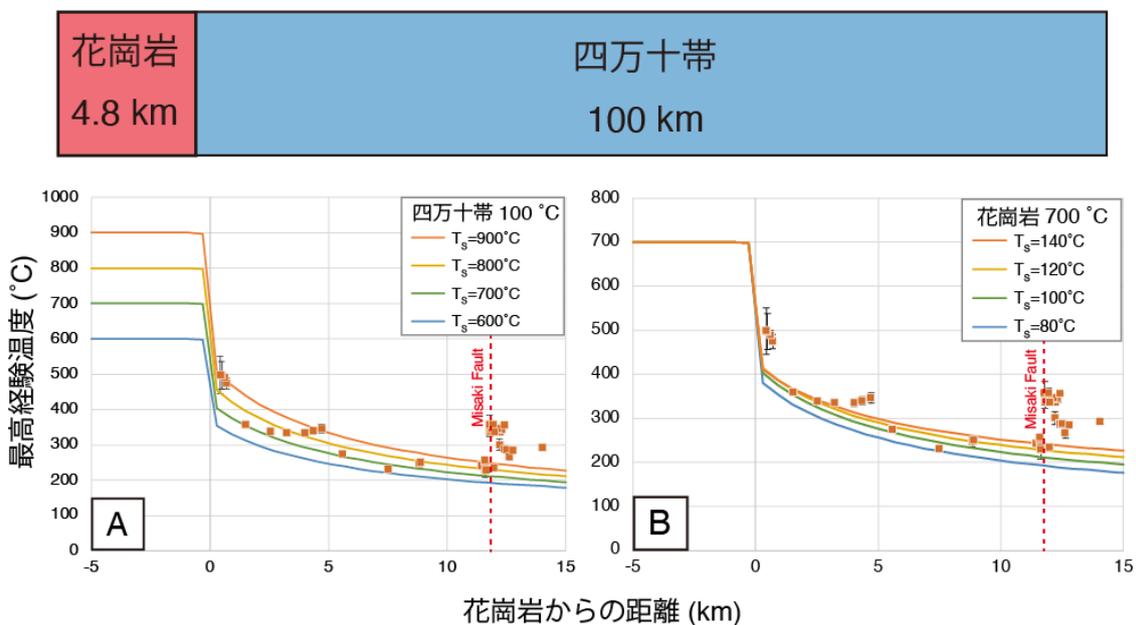


図5：花崗岩 4.8 km、四万十帯 100 km としたときの計算結果と北海岸の最高温度分布。
 (A) 花崗岩定置時の四万十帯温度を 100°C に固定し、花崗岩温度を 600-900°C と変えたときの計算結果。
 (B) 定置時の花崗岩温度を 700°C に固定し、四万十帯の温度を 80-140°C に変えたときの計算結果。

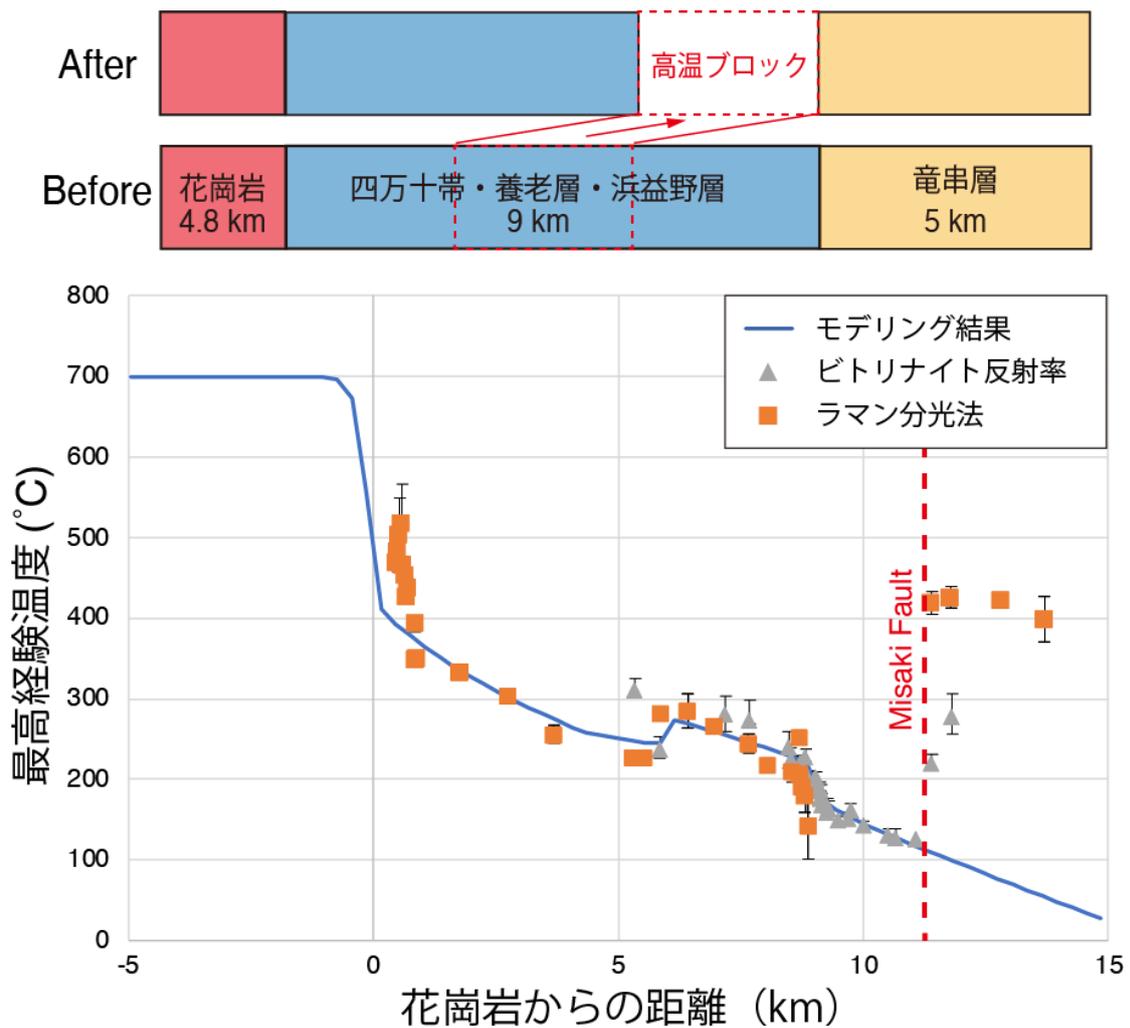


図6：断層モデルの計算結果と実測した最高温度分布。花崗岩境界から11 km（三崎断層）までの領域において、実測した温度分布とよく合う計算結果が得られた。

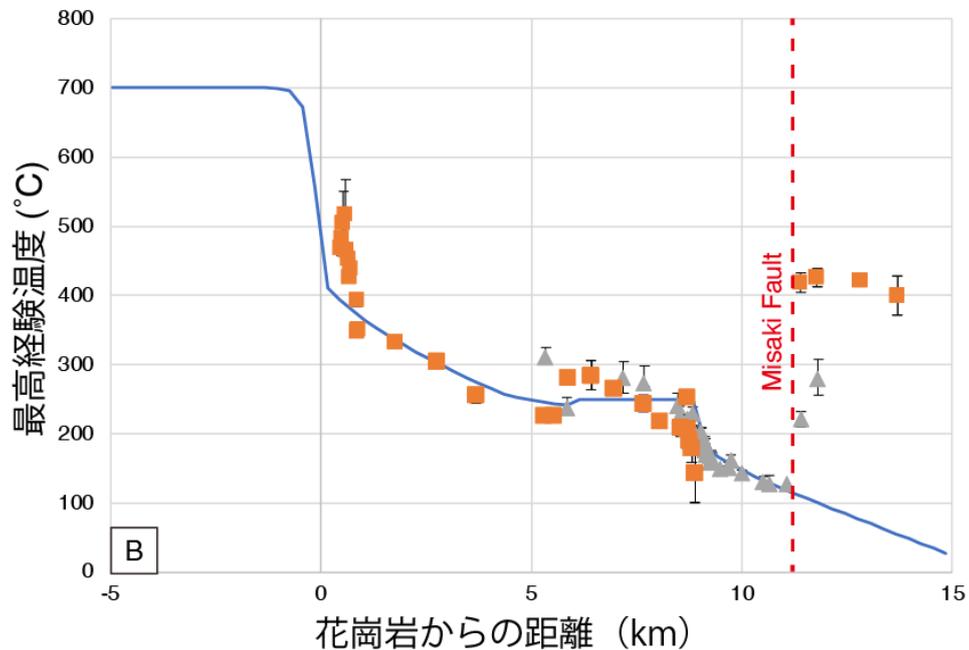
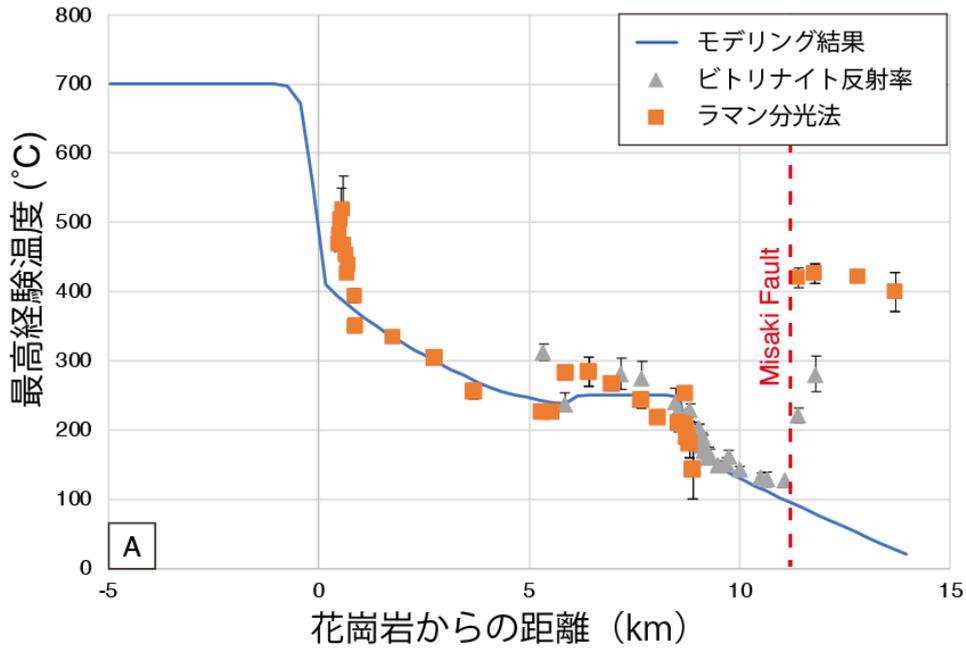
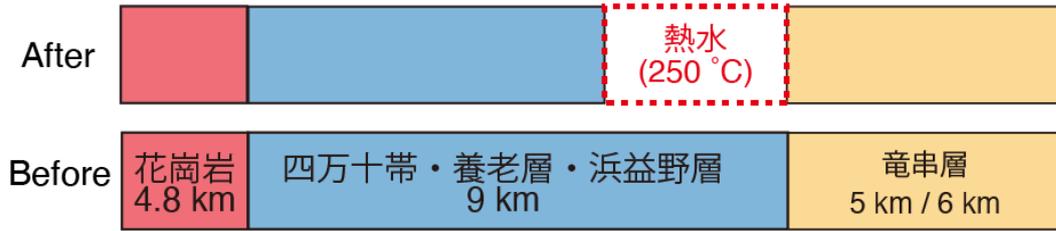


図7：熱水移動モデルの計算結果と最高温度分布。6-9 km 地点に均一な 250°C の熱水移動を仮定した。(A) 竜串層を 5 km と仮定したときの結果。花崗岩境界から 11 km (三崎断層) までの領域において、実測した温度分布とよく合うが、三崎断層近傍でやや実測データより低い計算結果が得られた。(B) 竜串層を 6 km と仮定したときの結果。< 11 km (三崎断層) において、実測した温度分布と誤差範囲で一致する。