

原 著

近畿地方の熱構造

古川 善紹¹⁾

(平成 21 年 2 月 13 日受付, 平成 21 年 5 月 20 日受理)

Temperature Structure under the Kinki Area, the Southwest Japan Subduction Zone

Yoshitsugu FURUKAWA¹⁾

Abstract

In the southwest Japan subduction zone, the temperature structure has been estimated using observed surface heat flow data. In the estimations, the crustal temperature is higher in the volcanic belt along the Japan sea, and is lower between the trough and the volcanic front due to the subduction of the cold oceanic plate, which is considered to be a common feature in subduction zones. In this subduction zone, higher heat flow is observed in the belt where the forearc basins are located, which is considered to be caused by upward flow of accreted materials in the belt of the accretionary prism, which is induced by the interplate coupling equivalent to a back-slip of 0.035 m/yr. In the region between the volcanic front and the forearc basins, local higher and lower heat flow anomalies exist. These could be caused by local upheaval, subsidence, and heterogeneity of radiogenic heat generation in the crust. In this study, temperature anomaly due to these thermal disturbances is estimated. The result shows that the estimated heat flow values agree with the observed ones and temperature difference caused by the disturbances is less than about 60°C at a depth of 10 km.

Key words : temperature structure, Southwest Japan arc, upheaval-subsidence, radiogenic heat generation, back-slip

要 旨

過去の西南日本弧の熱流量を用いた地下温度の推定から、近畿周辺の広域的な温度構造は日本海沿岸は一般的な沈み込み帯の火山フロントに相当する高温域、それより海溝側では沈み込むプレートによって冷却される低温域となっていると考えられている。また近畿周辺域では低温であるはずの前弧海盆域で高い熱流量が観測されている。付加体内では沈み込むプレートによる摩擦により岩石が変形、流動していると考えられ、それに伴う隆起によりこの熱流量の

¹⁾ 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻 〒606-8502 京都市左京区北白川追分町. ¹⁾ Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan.

ピークが生じている可能性が示されている。それ以外にも局所的な熱流量の異常がみられるが、その原因としてローカルな隆起、沈降、地殻内の放射性発熱量の不均質が考えられる。それらが温度構造に与える影響を見積もった結果、熱流量の観測値と整合的な結果が得られた。これらの熱的要因による影響は、深さ 10 km で 60°C 程度以下であると推定される。

キーワード：温度構造、西南日本弧、隆起・沈降、放射性発熱、バックスリップ

1. はじめに

近畿地方には活火山の様な活発なマグマ活動は見られないものの、数多くの温泉が存在している。地熱流体の起源に関しては安定同位体の研究から、マグマ水と天水の混合したものである可能性 (Giggenbach, 1992) や、天水のみである可能性 (Blattner, 1993) 等が指摘されているが、未だに明らかにされてはいない。地熱流体の起源や熱的ポテンシャル等を推定する上で、地下の温度構造を知ることは大変重要である。近畿地方は西南日本弧に位置しており、南海トラフからフィリピン海プレートがその下に沈み込んでいる。この様なテクトニクス場が、この地域の広域的な地下の温度構造を支配していると考えられる。地殻やマントル上部の温度構造は、熱水活動だけではなく地震や火山活動、変成作用等様々な地質活動の重要なコントロール要因になっていると考えられ、その様な様々な地質活動のメカニズムの解明のために西南日本弧を含めた沈み込み帯では地下の温度構造が推定されている。地下温度の推定には、主に地表で観測される地殻熱流量が用いられる。しかし、観測のコストが大きく観測点の数はそれほど多くないのが現状である。本論文では、今まで観測された熱流量のデータとそこから推定されてきた近畿周辺域での広域的な地下温度構造について概観し、局所的に見られる熱流量の異常について、その原因や期待される温度異常について議論する。

2. 近畿地方の熱流量分布

地殻熱流量は熱伝導により地表に伝わってくる熱量であり、鉛直温度勾配と熱伝導率の積で与えられる。熱流量の推定には、それら 2 つの量を測定する。海洋では、一般に海底の堆積物に温度計の付いた数 m の槍を刺し温度勾配を測定、採取したコアサンプルを用いて堆積物の熱伝導率を測定する。熱流量の推定には、地下水等の物質の移動による熱伝導以外の熱輸送や地表面等の境界温度の変化など地下深部に起因しない温度変化等が熱的な擾乱となるが、海洋底ではこの様な熱的擾乱が大変小さいので、数 m 程度の深さの温度測定でも信頼できる温度勾配を測定することができる。また、海洋プレートは比較的単純で場所によらない構造をもち、簡単に 1 次元モデルで 1 億年程度の年齢までのプレート内の温度構造を推定することが可能である。一方大陸地殻は構造が複雑であり、地形や気温変化、地下水の移動等の熱的擾乱の影響が無視できないと考えられる。それらなるべく小さくし地下深部の熱的情報を得るため、一般に数百 m より深いボーリング孔を用いて温度勾配の測定を行っている。

例えば比較的単純な熱的性質の分布を持つ地殻、マントル内での熱伝導を考えた場合、マントルに起因する熱が地表に伝わるまでに、熱伝導によって水平方向にも地殻の厚さ程度伝わることになる。地殻の厚さが 30-40 km であるとするとその地表での波長はその 2 倍以上となり、熱伝導を仮定すれば地表での数十 km スケール以下の熱的分布は地殻内に起因すると考えられる。また大陸地殻内では、熱伝導率や放射性発熱量等の熱的性質の分布の不均質性が大きく、また流体移動による熱移動も無視できないと考えられる。日本の様な複雑な構造を持つ地殻内では、その地質構造の空

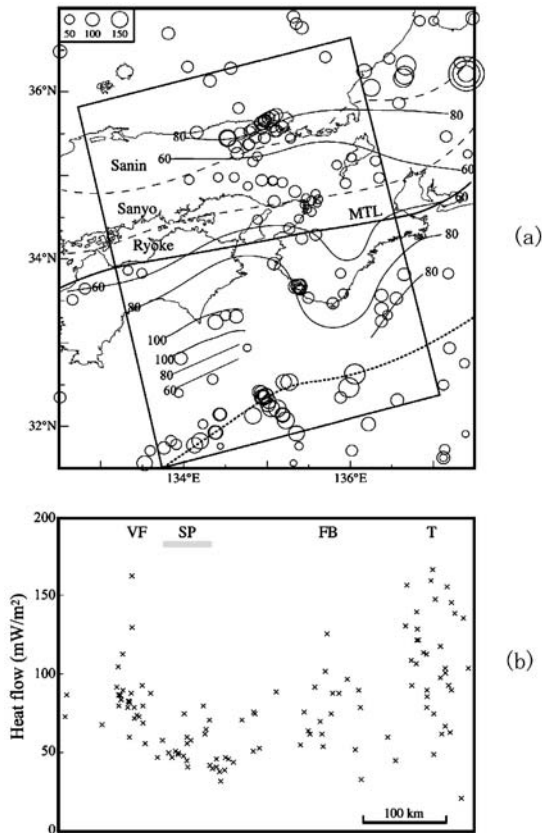


Fig. 1 Observed heat flow in and around the Kinki area (after Furukawa *et al.*, 1998). (a) Heat flow distribution. Contours of the heat flow value are also shown with the interval of 20 mW/m^2 . The dotted line denotes the trench. (b) Heat flow profile in the direction perpendicular to the trench, in which heat flow in the rectangle shown in (a) is used. Anomalously high heat flow data associated with local hydrothermal activity is neglected. VF, SP, FB and T indicate the volcanic front, the Sanyo province, the forearc basin, and the Nankai trough, respectively.

平行に様々な構造が分布することが多く、西南日本でも南海トラフに平行な地質構造を見ることが出来る (Taira, 2001). 熱流量の分布も大まかには島弧の走行に平行な帯状分布をしている。近畿周辺の海溝に直交する方向の熱流量分布を Fig. 1 (b) に示す。この図から、島弧を横切る方向の熱流量分布には3つの高熱流領域が存在していることが解る。これらは、南海トラフ沿い、前弧海盆地、日本海沿岸に位置している。

また熱水活動が活発な地域では、桁違いに高い熱流量が大変狭い範囲に集中するため、Fig. 1のスケールでは異常な高熱流量スポットとして表れる。これは局所的で地殻浅部の熱水循環による熱輸送のためであり、地殻深部の熱構造を反映したものではない。この様な数 km 程度の波長の熱的要因の影響を調べるためには、例えば 100 m スケールでの調査が必要となる (西村ら, 2006)。ここではより大きい空間スケールでの温度構造について議論するので、この様な局地的な熱的要因の影

間スケールを考えるとこの様な地殻内不均質や流体移動による熱輸送等の熱的要因の影響の空間スケールはやはり数十 km より小さいと考えられる。従って、地表での 100 km 程度以上の波長の熱的分布についてはマントルを含めた地下深部に至る熱的過程による温度構造を反映しており、そこでの熱輸送は地殻内では熱伝導が主であると考えられる。一方、それより小さな空間スケールの熱的分布は地殻内での不均質性や流体移動等の地殻内での熱的要因によるものであると考えられる。

Fig. 1 (a) に近畿地方で測定された地殻熱流量の分布を示す (Furukawa *et al.*, 1998). この図からわかる様に、地殻内の詳細な温度構造の推定が可能には観測点密度は高くはない。また、ある数十 km 程度の範囲でも観測値のばらつきが大きい。上述の様にこの程度の空間スケールの温度変動がマントル起源であるとは考えにくく、地殻内でのその程度のローカルな空間スケールでの地殻上部の熱的要因の影響を表していると考えられる。この地域での熱流量データからローカルな熱的要因をそれぞれ推定することは難しいが、島弧規模の広域的な熱的構造を推定するためには熱流量は大変重要な制約条件となる。

近畿地方の熱流量の分布は、日本海沿岸での高い値がそこから南に向かって減少し、瀬戸内から前弧海盆にかけて増加するという傾向を持っている。近畿地方は西南日本弧に位置しており、その下にはフィリピン海プレートが沈み込んでいる。沈み込み帯では海溝に

響は考えない。

一般に沈み込み帯における熱流量分布は、冷たい海洋プレートが沈み込む海溝付近で低く、そこから陸側に比較的低熱流量域が続き、火山フロント付近で急激に熱流量が高くなるという海溝や火山フロントに平行した分布が見られる。例えば東北日本では、海溝から陸側へ 30-40 mW/m² 程度の低熱流量が続き、火山フロント付近で 100 mW/m² 以上と熱流量値が急激に高くなる (Furukawa and Uyeda, 1989)。この様な熱流量分布は、冷たい海洋プレートの沈み込みによる陸側プレートの冷却と、沈み込む海洋プレートによってマントル・ウエッジ内に引き起こされるマントル対流による熱輸送に支配されていることが示されている (Furukawa, 1993)。

しかし、この地域での熱流量分布は、火山フロントから海側に熱流量値が単調に減少するという一般的な熱流量分布とは異なっている。南海トラフはフィリピン海プレートが沈み込んでいる場所であり、そのために陸側プレートは冷却される。近畿地方では火山フロントは明瞭に定義することは出来ないが、阿武から三瓶山、大山、神鍋山に至る日本海沿岸域の第四紀の火山地帯を火山フロントと考えれば、それより海溝側では低熱流量が期待される。フィリピン海プレートの沈み込みを考慮した計算機シミュレーションによる温度推定等から、西南日本では日本海沿岸の 80 mW/m² 以上の高い熱流量値から海溝側に向けて減少し、50 mW/m² 程度で海溝に至る熱流量が期待される (Furukawa, 1999 ; Wang *et al.*, 1995)。この値は Fig. 1 (b) の熱流量の観測値の下限に近い値である。火山フロントから海溝にかけての地殻深部やマントル内で広域的に温度上昇を引き起こす熱源は考えにくく、日本海沿岸域より南のそれより高い熱流量のピークは、先に述べた様な地殻内での熱的要因によるものであると考えられる。

プレート内では基本的には熱は熱伝導により伝わっていると考えられるが、局所的に流体の移動や岩石の流動等の物質の移動により熱が運ばれる場合が考えられる。例えば地殻深部から物質が上昇してくる場合、そこでは一般的な沈み込み帯での温度構造から期待されるよりも熱流量が高い値となる。例えば南海トラフ沿いの海底では、水が湧出している箇所が数多く存在しているのが知られており、そこでは様々な生物のコロニーを見ることが出来る。この水は、フィリピン海プレート上の堆積物が海溝から沈み込むに従って圧縮され、絞り出された水がスラストやデコルマ等を通して海溝付近に湧出したものであると考えられている。この付加体中の水の流れが地下の熱を効率的に輸送するために、南海トラフ沿いでは高い熱流量が観測されていると考えられている (Yamano *et al.*, 1992)。

また、前弧海盆域での高熱流量は、沈み込むプレートによって駆動される付加体内での付加物質の流れによるものであることが示唆されている。西南日本弧では海溝付近で比較的多くの堆積物が陸側に付加しており、規模の大きな付加体が形成されている。海溝で付加した物質は付加体深部に持ち込まれ、地殻深部で変成作用を被った後上昇していると考えられている (Davis *et al.*, 1983 ; Platt, 1986)。例えば四国地方では、過去に海溝で付加し地下深部に持ち込まれた変成岩類が上昇し地表に露出しており、海溝側の方が年代が若い (Taira, 2001)。これらの隆起の駆動力はフィリピン海プレートの沈み込みであると考えられ、沈み込むプレートによるドラッグにより付加体内に塑性的、脆性的変形による付加体物質の流れが生じ、その上昇流域では熱が移流により輸送され、地表で高熱流量として観測されているという可能性が考えられる (Furukawa, 1999)。

観測点密度が低くはっきりしないが、それ以外にも陸域にいくつかの熱流量異常域が存在するが、それらについては次章で議論する。

3. 地下温度構造

一般に地殻内、リソスフェア内での温度構造の推定には、物質の大規模な移動は起きていないと仮定し熱伝導のみを考える。今まで日本周辺での温度構造は、熱流量分布を用いて推定されている。熱流量の観測点密度からの制約から 100 km 程度以下の空間解像度となり、従って熱水活動などローカルな熱的活動に伴う高熱流量スポットの影響は除外される。過去の研究で推定されている日本周辺地域での深さ 30 km での温度分布を Fig. 2 に示す (Furukawa, 1995a)。この図から 100 km スケール以上の広域的な温度変化を見ることが出来る。この温度分布は陸域では 1 次元定常状態を仮定して計算されたもので、沈み込みや地殻内の流動等は考慮されていない。この図では近畿地方の深さ 30 km での温度は 400-600°C であり、熱流量分布を反映して瀬戸内では低温となる傾向になっている。

東北日本弧では古くて冷たい太平洋プレートが沈み込み、火山帯も明瞭に定義することができる。そこでは一般的な沈み込み帯の温度構造を見ることが出来る。Fig. 2 では、海溝側の低温 (< 300°C) から火山帯の高温 (> 800°C) へと短い空間スケールで遷移していることがわかる。前弧域では冷たい太平洋プレートによる冷却、火山帯より背弧側ではマントル対流による熱輸送が温度構造を支配していると考えられている。

西南日本弧では日本海沿岸で 600°C 以上と比較的高温が推定されている。西南日本弧の火山フロントがこの付近であるとすると、沈み込み帯での一般的な温度構造を考慮するとこの付近で背弧側に温度が急増することが期待される。また日本海の平均的熱流量が 100 mW/m² であり、30 km の深さでの温度が 800°C 程度であることを考慮すると、日本海沿岸は比較的温度が低い西南日本と高

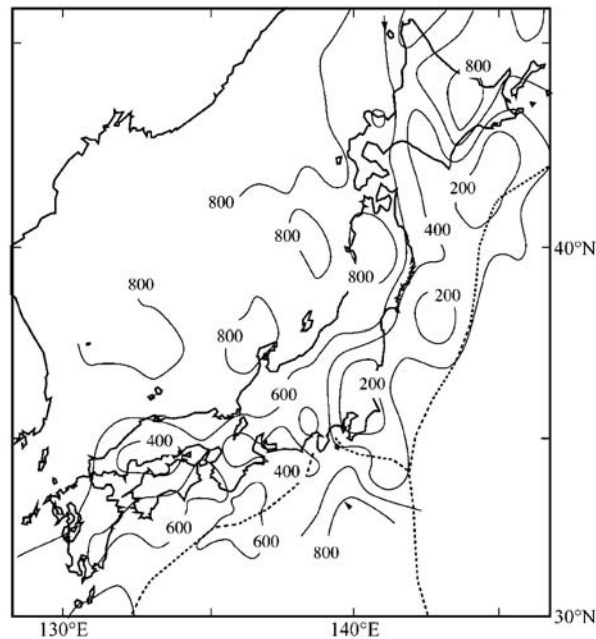


Fig. 2 Temperature distribution at the depth of 30 km in and around Japan estimated from observed heat flow (after Furukawa, 1995b). The contour interval is 200°C. Higher heat flow contours along the Nankai trough are probably due to thermal disturbances in the crust.

温の日本海との遷移域となっているのかも知れない。いずれの場合もマントルが比較的高温であることを示しており、30 km の深さで 600–800°C 程度の温度であると考えられる。80 mW/m² に相当する温度分布を Fig. 3 に示す。この温度分布の推定には後で説明するモデルを用いた。

東北日本弧で見られる様に、一般に沈み込み帯では火山帯から海溝にかけての前弧域は沈み込むプレートの冷却による低温域となっている。先に述べた様に西南日本弧の火山フロントより海溝側での比較的高い熱流量値は、地殻内での物質の移動等の熱的要因によるものである可能性が高く、地殻深部やマントルの温度構造を反映していないと考えられる。火山フロントより海溝側での熱流量が 50 mW/m² 程度であると考え、深さ 30 km での温度はこの図での推定範囲の下限程度の 300–400°C 程度であると考えられる。東北日本弧より高温なのは、沈み込むフィリピン海プレートの年齢が若く冷却効果が小さいためである。より海溝側では沈み込むプレートが存在するため温度構造はより複雑になるが、温度勾配としてはこの温度構造に相当する程度であると考えられる。また、この温度構造は沈み込みを考慮した温度推定の結果とも整合的である (Furukawa, 1999; Hacker *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 1995)。

先に述べた様に、前弧海盆地での熱流量のピークは付加体内の流れによるものであることが示唆されている (Furukawa, 1999)。それによると、付加体の底が沈み込むプレートのドラッグにより約 0.01 m/yr の速度で深部に引きずり込まれていると考え、観測された熱流量値が説明可能であることが示されている。つまり西南日本での平均的なバックスリップは、安定滑り成分が無いとしても、沈み込み速度を 0.045 m/yr として約 0.035 m/yr であることを示している。この場合の付加体陸側の隆起率は 1–2 mm/yr 程度となり、付加体の温度構造 (Furukawa, 1999) と付加体岩石の温度履歴のデータ (Hasebe *et al.*, 1993) から推定した隆起速度と整合的である。

この程度の隆起速度の温度構造に与える影響はどの程度であろうか。簡単のため定常状態における 1 次元での熱の輸送を考える。エネルギー保存の式は、

$$\kappa \frac{d^2 T}{dz^2} - u \frac{dT}{dz} + \frac{\kappa H}{k} = 0$$

となる。ここで、T は温度、z は深さ、 κ は熱拡散率、k は熱伝導率、H は発熱量、u は鉛直方向の媒質の移動速度である。熱拡散率と熱伝導率の値はそれぞれ、 $0.8 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ 、2.5 W/mK とした (Cermák and Rybach, 1982)。簡単のため、ここでの移動速度は浸食あるいは堆積速度と等しいと仮定し、地表面は常に $z=0$ であるとする。また前弧域で推定された地殻内温度構造を考慮し、地表

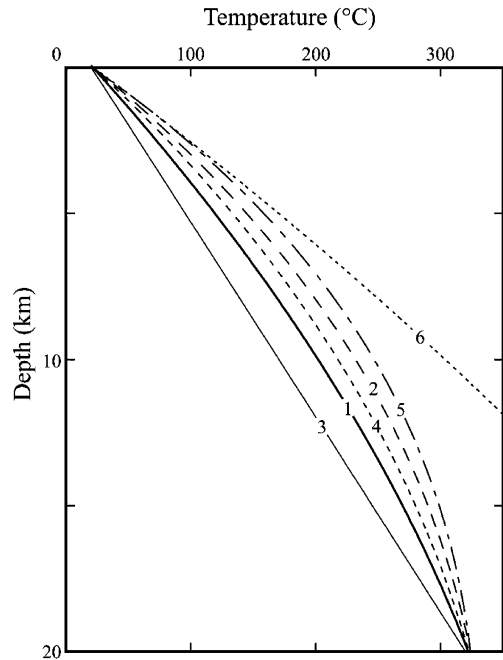


Fig. 3 Calculated temperature-depth profiles. The temperature profile in the crust with the radiogenic heat production for the surface heat flow of 50 mW/m²: no upheaval (1); upheaval of 1 mm/yr (2); the subsidence of 1 mm/yr (3); higher heat production and no upheaval (4); higher heat production and the upheaval of 1 mm/yr (5). That with no upheaval for the surface heat flow of 80 mW/m² (6).

面の温度を 20°C、地下 20 km での温度を 320°C とする。温度推定のためには、移動速度と発熱量を与える必要がある。地殻内での発熱量は、測定された西南日本の付加体物質の値 $1.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ を用いた (Yamaguchi *et al.*, 2001)。計算された地下温度分布を Fig. 3 に示す。

隆起速度が 0 の場合、地表での熱流量が $50 \text{ mW}/\text{m}^2$ 程度であり、この地域での平均的なバックグラウンド熱流量となる。この場合 20°C/km 程度の地下温度勾配となり、深さ 1 km で 40°C 程度、4 km で 100°C 程度となる。隆起速度が 1 mm/yr と 2 mm/yr の場合、熱流量値はそれぞれ約 $70 \text{ mW}/\text{m}^2$ 、約 $95 \text{ mW}/\text{m}^2$ となり、先に示されている様に前弧海盆域の熱流量値を説明することが出来る。これらの場合、深さ 10 km で隆起が無い場合と比較して 30–60°C 程度温度が高くなり、100°C の深さが 1–2 km 程度浅くなる。

火山フロントと前弧海盆域の間にも、ばらつきは大きいもののいくつかの高熱流量域が存在している。これらも前述の地殻内の熱的要因によるものであると考えられる。一つの可能性として、地殻内での放射性発熱量の不均質が考えられる。岩石の放射性発熱量は U, Th, ^{40}K が担っており、一般に岩石の中で花崗岩の発熱量が高いことが知られている。近畿周辺では中央構造線以北に花崗岩が多く分布しており、それらは南から領家帯、山陽帯、山陰帯と区分されている (Ishihara, 1973)。これらの花崗岩帯での放射性発熱量の測定値は、領家帯は付加体岩石と同様の値であるが、山陽帯では領家帯に比較して 2–3 倍大きな値を示す (Ishihara, 2003; 石原ら, 2005)。

花崗岩体内部での発熱量分布は、深さとともに減少すると考えられている (Furukawa, 1995b)。ここでは、地表での高発熱量値が 10 km の深さスケールで付加体の岩石の値に漸近すると仮定し、深さ z (km) での発熱量 H ($\mu\text{W}/\text{m}^3$) を以下の式であらわす。

$$H(z) = 2.0e^{-z/10} + 1.5$$

この発熱量分布を用いて温度構造を計算すると、熱流量は約 $65 \text{ mW}/\text{m}^2$ となり、山陽帯で観測される比較的高い熱流量に近い値となる。計算された温度分布を Fig. 3 に示す。この場合、隆起速度が 1 mm/yr の場合と隆起なしの場合との中間的な温度分布を示す。

先に述べたように、ここでの温度推定には定常状態を仮定している。この程度の深さスケールでは、熱伝導の時間スケールを考えると定常状態に達するまでに数百万年必要であると考えられる。近畿地方では第四紀の六甲変動により地形が形成されたと考えられており (藤田, 1968)、100–200 万年程度の時間スケールであれば定常状態に近い温度構造になっていることが期待される。局所的に大きな速度で隆起、沈降しており、浸食、堆積が定常状態に近い状態になっている地域があれば、その影響は無視できないものになるであろう。例えば、大阪平野では比較的低い熱流量が観測されている (Fig. 1)。これは、第四紀の急激な沈降による影響であると考えられ、0.5–1 mm/yr の沈降速度 (第四紀地殻変動研究グループ, 1969) を考えれば熱流量の観測値が説明できる。この場合深さ 10 km 程度で約 30°C 低温となる (Fig. 3)。また六甲山地等で見られる比較的高い熱流量値は、地殻内での放射性発熱量の不均質や第四紀の急激な隆起 (第四紀地殻変動研究グループ, 1969) の影響によるものであるかもしれない。放射性発熱が大きく、かつ 1 mm/yr で隆起しているとすると、定常状態で熱流量は $85 \text{ mW}/\text{m}^2$ 程度となり、データは少ないものの観測されている局所高熱流量異常の上限に近い値となる。この場合 10 km で約 50°C 高温となり、100°C の深さは 2–3 km となる (Fig. 3)。

Figure 3 には日本海沿岸域での温度分布の推定曲線も示している。日本海沿岸域での地殻深部ではマントルに起因する高温が期待され、前弧域での温度曲線ではこれらの熱的要因により熱流量は高くなるものの、温度の変化は地殻深部にまで及ばない。これらの熱的要因を考慮すれば前弧域でも深さ 2–3 km で温度が 100°C 以上となるが、200°C 以上の温度には 10 km 程度の深さよりも深くなければ到達しない。この程度の高温を経験したと考えられる熱水が地表で見られるとすれば、その

程度の深さで深から上昇してきたのかもしれない。

あるいは地殻浅部に熱源が存在するためかもしれない。先に述べた様に 100 km スケールで地殻浅部の温度を数百℃上昇させる様な熱源の存在は考えにくい。より局所的な熱源としてはマグマが考えられる。日本海沿岸地域では大規模ではないが第四紀にマグマ活動が生じている。ここで地殻中にマグマが平面状に貫入した場合を考える。簡単のため 1 次元の無限媒質にマグマ層が貫入したと考えると、マグマ層の厚さに比してより遠い場所での温度分布は、マグマと母岩の物性値が同じであると仮定して以下の様に近似できる (Turcotte and Schubert, 2002)。

$$T = \frac{\rho [c(T_m - T_0) + L] w}{2\rho c\sqrt{\pi kt}} e^{-y^2/4kt} + T_0$$

ここで、 ρ は密度、 c は比熱、 L は潜熱、 T_m はマグマの温度、 T_0 は母岩の温度、 w はマグマ層の厚さ、 y はマグマ層からの距離、 t は時間である。5-10 km の深さを考えて 150℃ の母岩に 1,000℃ のマグマが貫入したとすると、その温度分布は Fig. 4 の様になる。この計算では、 ρ 、 c 、 L をそれぞれ 2,700 kg/m³、1.2 kJ/kg、320 kJ/kg とした。この計算では 1 次元無限媒質を仮定しており、実際より高い温度を与えると考えられるが、第 1 近似的にはこの程度のマグマ層の厚さでは約 0.5-1 Myr でその温度は 200℃ 程度以下となる。またそれによる温度異常の広がりも、マグマ層から片側数 km の範囲である。地殻上部にマグマによる比較的高温の熱源を考える場合、過去数十万年程度の間にマグマの貫入が無ければ難しいことが解る。

観測される熱流量値の、推定された沈み込み帯の熱構造から期待される値からのずれの原因に関して、隆起・沈降、放射性発熱量の不均質性、マグマの貫入の熱的影響について考察してきた。熱流量の観測点の密度が低いため、これらの熱流量値の異常の空間分布や地質構造等との関係等は良く解らず、原因を特定することは難しい。それらの熱的状态を明らかにするためには、それぞれの空間スケールに応じた地下構造や地球化学的調査が必要となるであろう。

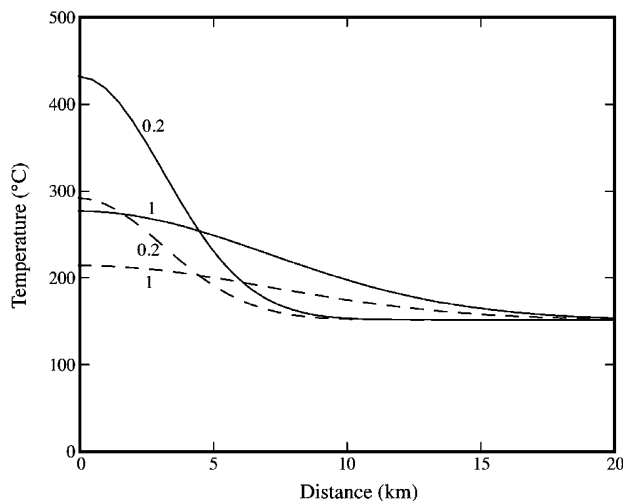


Fig. 4 Calculated temperature anomalies caused by a intrusion of magma in the shallow crust. The solid lines and dashed lines represent the temperature profile for the thickness of the intrusion of 2 km and 1 km, respectively. The numbers denote the time (million years) after the intrusion.

4. ま と め

近畿周辺域で観測された熱流量の分布から推定される地下の温度構造について概観した。近畿地方は南からフィリピン海プレートが沈み込んでいる沈み込み帯であり、一般的な沈み込み帯と同様に広域的には火山帯に相当する日本海沿岸地域の高温度域とそれより海溝側の低温域という温度構造を持っていると考えられる。観測される熱流量の分布から一般的な島弧の温度構造を考慮して、この地域では30 kmの深さで日本海沿岸の600–800°Cからそれより海溝側の300–400°C程度の温度が期待される。また、この地域で観測される一般的に沈み込み帯で見られる、海溝と火山フロントの間の低熱流量ということでは説明できない比較的高い熱流量は、地殻下部やマントルに由来するものではなく地殻上部での熱的要因の影響であると考えられる。前弧海盆域での高熱流量帯は、沈み込むプレートによって引き起こされる付加体中の岩石の流れによる隆起の影響であると考えられている。またそれより背弧側での局所的な比較的高い熱流量値について、その原因について考察した。これらは地殻内での放射性元素による発熱量の不均質性や第四紀の急激な隆起、沈降による影響かもしれない。これらの影響を見積もった結果、これらは熱流量値に40 mW/m²以上の影響を与えるが、地下温度への影響は10 kmの深さで60°C程度以下であると考えられる。また、地殻上部へのマグマの貫入によって200°C程度以上の温度になるためには、マグマの貫入が過去数十万年の間に起こらなければならないと考えられる。現在の熱流量の観測点密度は、局所的な熱構造を推定できるほど高くはない。それを明らかにするためには、熱異常の空間スケールに応じた温度等の地下構造や地球化学的調査が必要である。

謝 辞

本論文の2名の匿名の査読者からは的確なコメントをいただき、議論をより明快にすることができた。また編集委員会の井上源喜先生には査読の過程で丁寧に対応していただいた。これらの方々に感謝いたします。

引用文献

- Blattner, P. (1993): "Andesitic water": a phantom of the isotopic evolution of water-silicate systems. Comment on "Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin" by W.F. Giggenbach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 511–518.
- Cermák, V. and Rybach, L. (1982): Thermal properties. In G. Angenheister, Ed. *Physical Properties of Rocks*, VIb, pp. 305–481. Springer-Verlag, Berlin.
- 第四紀地殻変動研究グループ (1969): 第四紀地殻変動図. *第四紀研究*, **7**, 182–187.
- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, D.A. (1983): Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, **88**, 1153–1172.
- Furukawa, Y. (1993): Depth of the decoupling plate interface and thermal structure under arcs. *J. Geophys. Res.*, **98**, 20005–20014.
- Furukawa, Y. (1995a): Vertical distribution of heat generation in the Nissho granitic pluton, Hokkaido, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 711–714.
- Furukawa, Y. (1995b): Temperature structure in the crust of the Japan arc and the thermal effect of subduction. In M.L. Gupta, and M. Yamano, Eds. *Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia*, pp. 203–219. Oxford and IBH Publishers, New Dehli.

- Furukawa, Y. (1999) : Interplate coupling and deformation in the accretionary prism in the Southwest Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3145-3148.
- Furukawa, Y., Shinjoe, H. and Nishimura, S. (1998) : Heat flow in the southwest Japan arc and its implication for thermal processes under arcs. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1087-1090.
- Furukawa, Y. and Uyeda, S. (1989) : Thermal state under the Tohoku arc with consideration of crustal heat generation. *Tectonophysics*, **164**, 175-187.
- Giggenbach, W.F. (1992) : Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 495-510.
- Hacker, B.R., Peacock, S.M., Abers, G.A. and Holloway, S.D. (2003) : Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J. Geophys. Res.*, **108**, 11.
- Hasebe, N., Tagami, T. and Nishimura, S. (1993) : Evolution of the Shimanto accretionary complex : A fission-track thermochronologic study. In M.B. Undrewood, Ed. *Thermal Evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan : An Example of Ridge-Trench Interaction*, p. 121-136. *Geol. Soc. Am., Boulder*.
- 藤田和夫 (1968) : 六甲変動, その発生前後—西南日本の交差構造と第四紀の地殻変動. *第四紀研究*, **7**, 248-260.
- Ishihara, S. (1973) : The Mo-W metallogenic province and the related granitic provinces. *Min. Geol.*, **23**, 13-32. (in Japanese with English abstract)
- Ishihara, S. (2003) : Chemical contrast of the Late Cretaceous granitoids of the Sanyo and Ryoke Belts, Southwest Japan : Okayama-Kagawa transect. *Bull. Geol. Survey Japan*, **54**, 95-116.
- 石原舜三, 中野聡志, 寺島 滋 (2005) : 近畿地方田上花崗岩の化学的特性—特に放射性元素と希土類元素の役割—. *地質調査研究報告*, **56**, 93-98.
- 西村 進, 桂 郁雄, 西田潤一 (2006) : 有馬温泉の地質構造, *温泉科学*, **56**, 3-15.
- Platt, J.P. (1986) : Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *GSA Bull.*, **97**, 1106-1121.
- Taira, A. (2001) : Tectonic evolution of the Japanese island arc system. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **29**, 109-134.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G. (2002) : *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Wang, K., Hyndman, R.D. and Yamano, M. (1995) : Thermal regime of the Southwest Japan subduction zone : effects of age history of the subducting plate. *Tectonophysics*, **248**, 53-69.
- Yamaguchi, T.I., Yamano, M., Nagao, T. and Goto, S. (2001) : Distribution of radioactive heat flow production around an active fault and in accretionary prisms of southwest Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **126**, 269-277.
- Yamano, M., Foucher, J.-P., Kinoshita, M., Fisher, A., Hyndman, R.D. and Party, O.L.S.S. (1992) : Heat flow and fluid flow regime in the western Nankai accretionary prism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 451-462.