

博士論文

日本列島の地殻熱流量分布と東北地方の熱構造に関する研究

A study on the distribution of crustal heat flow in the Japanese
Islands and the thermal structure of Northeastern Japan

国立大学法人 横浜国立大学大学院

環境情報学府

主査 石川 正弘 教授

松本 拓己

Takumi Matsumoto

2023年3月

Abstract

In this study, crustal heat flow was measured at wells in the highly sensitive seismic network (NIED Hi-net), which has been established at roughly 20 km intervals throughout Japan. Furthermore, a new dataset of high-density crustal heat flow uniformly distributed over the land area of the Japanese archipelago was obtained. The Chugoku, Shikoku, and non-volcanic areas were where existing crustal heat flow data were scarce. However, adding new data for these areas obtained an areal homogeneous crustal heat flow distribution. As a result, the global distribution of crustal heat flow is low on the frontal arc side and high on the dorsal arc side of the volcanic front.

Next, to clarify the subsurface heat structure in northeastern Japan, a typical island arc crust, we constructed a higher density and more precise crustal heat flow data set. The temperature logging data from 132 Hi-net boreholes in northeastern Japan were corrected for the effects of climatic changes in the Japanese archipelago over the past century to obtain highly accurate crustal heat flow data. We also estimated crustal heat flow rates from existing temperature logging data. We compiled them with the NIED Hi-net borehole data to obtain a new crustal heat flow rate data set for estimating the subsurface temperature structure of the entire northeastern Japan.

The obtained spatial distribution of heat flow shows low heat flow on the forearc side, high heat flow along the Ou Backbone Range, and low heat flow in the plains on the back-arc side. However, the distribution is not clearly divided into high and low heat flow along the VF front; for example, the low heat flow extends from near the northern Kitakami Mountains on the forearc side to the Ou Backbone Range crosses the VF, while the high heat flow extends to the central Kitakami Mountains and Sendai plain on the forearc side. In addition, a crustal temperature structure model was developed that considers the presence of sedimentary layers, the temperature dependence of thermal conductivity, and differences in heat generation due to lithology. There is a good correlation between this temperature structure and the lower limit of the seismogenic layer, which is between 400 and 450 ° C. Compared to previous studies, the crustal thermal structure calculation method is assumed a model whose estimated temperature distribution is sensitive to structural differences; however, a more accurate estimation of the temperature structure is possible if detailed structural information is available. On the other hand, treating fluid behavior in more detail in areas of high heat flow seems necessary. However, the estimation of crustal temperature structure, especially in regions with thick sedimentary layers, is considered an improvement over the previous study.

Contents

第 1 章 序論.....	01
1.1 熱構造研究.....	01
1.1.1 日本列島における地殻熱流量計測.....	01
1.1.2 地下熱構造の推定.....	02
1.2 本論文の構成.....	05
第 2 章 日本列島の地殻熱流量分布.....	06
2.1 データ取得.....	07
2.1.1 地殻熱流量計測.....	07
2.1.2 NIED Hi-net 観測井の温度検層.....	07
2.1.3 熱伝導率測定.....	09
2.2 気候変動補正.....	10
2.3 熱流量分布.....	10
2.4 考察.....	11
2.4.1 地殻熱流量と地震発生層の相関性について.....	11
2.4.2 地殻熱流量と隆起速度との関係.....	12
2.4.3 地殻熱流量と深部低周波微動の相関について.....	14
2.4.4 地殻熱流量と活断層の相関性について.....	15
2.4.5 低地殻熱流量と地殻構造.....	15
2.5 まとめ.....	16
第 3 章 東北地方の熱構造.....	17
3.1 はじめに.....	17
3.1.1 背景.....	17
3.1.2 テクトニックセッティング.....	18
3.2 熱流量解析.....	19
3.2.1 データ収集.....	19
3.2.2 熱伝導率.....	19
3.2.3 データ品質.....	20
3.2.4 気候変動補正.....	21
3.2.5 地殻熱流量解析.....	23
3.3 熱構造モデル解析.....	24

3.3.1	方法.....	24
3.3.2	構造モデル.....	25
3.3.3	熱伝導率.....	26
3.3.4	地殻発熱量について.....	27
3.3.5	ソリダス温度.....	29
3.3.6	結果.....	29
3.4	考察.....	30
3.4.1	熱流量分布の結果と特徴.....	30
3.4.2	流体の影響について.....	30
3.4.3	高熱流量地域と火山の分布.....	31
3.4.4	低熱流量地域の解釈について.....	32
3.4.5	D90 と熱構造の比較について.....	32
3.4.6	キュリー点深度と熱構造.....	33
3.4.7	テクトニックモデルの影響.....	33
3.4.8	マントルウェッジ.....	34
3.5	まとめ.....	35
第4章	総括.....	37
	謝辞.....	39
	参考文献.....	40
	図表.....	58

第 1 章 序論

1.1. 熱構造研究

1.1.1. 日本列島における地殻熱流量計測

地球表面での熱流計測データには、計測地点の地下の熱伝導率、地殻発熱量、そしてマン
トル熱流束に関する統合的な情報が含まれている。地球表面の熱流量を地球規模で研究す
ることで、地球内部で起こっているプロセスを知る窓ができ、地球の「熱機関」を特徴づけ
る内部プロセスに関する直接的な情報を得ることができる。熱損失の大きさは、他の固体地
球物理学のプロセスと比較して、極めて重要である。したがって、地表の熱流量の空間的
分布を研究し解釈することは、地球物理学の基本的な事業となった (Lee and Uyeda, 1965;
Williams and Von Herzen, 1974; Pollack *et al.*, 1993)。Davis and Davis (2010)は、地球上で
得られた地殻熱流量データ 38347 件をコンパイルした結果から、陸域の熱流量平均値は
 70.9 mW m^{-2} 、海域の熱流量平均値は 105.4 mW m^{-2} 、全地球平均値は 91.6 mW m^{-2} であるこ
とを示している。

日本列島周辺の地殻熱流量の空間分布は、Uyeda and Horai (1964) によって初めて提示
された。北海道から九州までの陸域 39 か所、太平洋沿岸を中心に海域 19 か所、計 58 か所
の地殻熱流量データが測定され、日本列島周辺の地殻熱流量の大局的な構造を初めて示し
た (Uyeda and Horai, 1964)。その後、日本列島の陸域と海域で地殻熱流量の計測が数多く
行われている。

陸域では利用可能な坑井の分布に制約があるものの、精力的に地殻熱流量データの取得
が進められた。北海道地方については Ehara (1972) によって地殻熱流量の計測が行われ、
更に東北地方も含めた広域にわたって Nagao (1987) が地殻熱流量計測を実施している。

北陸地方については Kono and Kobayashi (1971) により主に温泉井を用いて地殻熱流量の計測が行われた。その後、それまで調査が実施されていなかった近畿地方の地殻熱流量計測が多数実施された (e.g., Nishimura *et al.*, 1986; Nishimura, 1990; Furukawa *et al.*, 1998)。九州地方については Ehara (1984) により、特に火山・地熱地域を中心に地殻熱流量計測が行われた。関東・東海地方では厚い堆積層が計測を阻むものの、Li *et al.* (1989) と Kitajima *et al.* (1998) によって主に地震観測用の坑井を用いた地殻熱流量の計測が行われている。

海域についても精力的に地殻熱流量計測が行われてきている。最初に日本海において広範囲かつ多数の地殻熱流量計測が行われた (e.g., Yasui and Watanabe, 1965; Yasui *et al.*, 1966; Yasui *et al.*, 1968)。フィリピン海方面では Watanabe *et al.* (1970) により広範囲で地殻熱流量計測が行われ、その後、南西諸島周辺域から四国海盆、南海トラフ沿いに多数の地殻熱流量計測が多数行われている (e.g., Yamano *et al.*, 1986; Yamano *et al.*, 1989; Kinoshita *et al.*, 1990; Kinoshita and Yamano, 1995; Kinoshita and Yamano, 1997)。また、日本海溝から伊豆・小笠原海溝にかけては、Yamazaki (1992) や Yamano and Goto (1999) などによって地殻熱流量計測が行われており、日本近海の海域については広範囲に地殻熱流量データが蓄積されてきた。

このようにして陸域・海域で収集された地殻熱流量データは Yamano (1995) によって地図上にコンパイルされたほか、Tanaka *et al.* (2004) によって「地殻熱流量データベース」として取りまとめられている (Fig.1)。また、Sakagawa *et al.* (2004) により地殻熱流量の測定時に得られた温度プロファイルや地熱開発において得られた孔井の温度プロファイルが「日本の坑井温度データベース」としてコンパイルされ、Fig.2 に示すように、陸域の火山・地熱地帯を中心に熱流量解析が行われている (Sakagawa *et al.*, 2006)。

坑井の掘削には多額の経費を要することから、陸域における地殻熱流量の計測は、主に既存の坑井を利用して行われてきた経緯がある。陸域では温泉掘削井、地熱井、資源調査用の坑井が利用されてきたため、利用可能な坑井の空間的分布に制約が生じる。その結果、火山周辺などの地熱地帯を中心に、これまで多数の熱流量データが得られているものの、それ以外の地域ではデータの分布密度が低いものとなっている。特に、東北地方の沿岸部や西日本地域ではデータの分布密度が低い地域が広がっている。そこで本研究では、日本列島の陸域で均質な空間分布をもつ地震観測井を利用し、日本列島全体の詳細な地殻熱流量分布を明らかにすることを目的とする。

1.1.2. 地下熱構造の推定

地殻熱流量データと、これに基づく地下温度構造の推定結果は、最近のプレートテクトニクスの歴史 (e.g., Erkan and Blackwell, 2008; Tatsumi *et al.*, 2020)、海溝型地震やスロー地震の理解 (e.g., Hyndman and Wang, 1995; Peacock and Wang, 1999; Yoshioka *et al.*, 2013)、地殻の地震発生層の下限とされる地殻の脆性/延性転移深度の決定 (e.g., Kobayashi, 1976; Sibson, 1984; Bonner *et al.*, 2003; Hauksson and Meier, 2019)、地域の地熱ポテンシャルの推定 (e.g., Tester *et al.*, 2006; Serpen *et al.*, 2009)、気候変動史の復元 (e.g., Cermak, 1971) など、多くの重要な用途がある。

地殻内で発生する地震には、その活動境界の下限深さが存在すると指摘されている (e.g., Eaton *et al.*, 1970; Sibson, 1984)。Kobayashi (1976) は、下限深度の分布が地表の熱流値と関連していることを指摘した。また、岩石変形に関する室内実験の結果から、下限深度を岩石変形の脆性・延性境界と解釈し、さらに下限深度は 300°C の等温線にほぼ対応することを示唆した。Ito (1990) は、近畿地方において 8000 個以上の地震について震源再決定を行い、近畿地方の地震下限深度の分布と地殻熱流量データに基づいて推定した熱構造とを比較し、地震下限深度は 200~400°C の等温線にほぼ対応していることを示唆した。その後、Magistrale and Zhou (1996) は、南カリフォルニア地域における地震の深さ分布と岩相の違い、すなわち、片岩の基盤岩に覆われた地域では他の基盤岩の地域に比べて最大深度が 4~10km ほど浅いことに着目し、片岩の主成分である鉱物が、他の基盤岩の鉱物よりも低温で可塑化し、その結果、地震発生下限深さが浅くなると推定した。更に Hauksson and Meier (2019) は、同じく南カリフォルニア地域における震源カタログに基づき、地震深度ヒストグラム (EDH) と応力、岩相、温度構造の相関について検討した結果、岩相に応じて概ね 200°C から 500°C の間で岩石は脆性破壊を引き起こすと推定している。

プレート境界で発生する海溝型地震についても、そのメカニズムの解明において熱構造に関する情報は欠かせないものとなっている。Wang *et al.* (1995) が構築した 2 次元ボックス型沈み込みモデルに基づき、Hyndman *et al.* (1995) は南海トラフで沈み込むフィリピン海プレートの熱構造を計算し、観測された地殻熱流量データと比較することにより、地震発生帯がプレート境界の温度で制御されているかどうかを調べた。彼らは、室内実験 (e.g., Blanpied *et al.*, 1991) から推定された不安定すべり温度範囲 (100-350°C) に基づいて、南海トラフ沿いのプレート境界における地震発生帯の浅部と深部の限界温度はそれぞれ 100~150°C と 350~450°C であると結論し、その空間分布を推定している。

一方、西南日本に沈み込むフィリピン海プレートと陸側プレートとの境界の遷移領域付近において世界で初めて発見された深部低周波微動 (Obara, 2002) をはじめとして、超低周

波地震 (VLFE)、短期的・長期的スロースリップ現象 (SSE)、そして VLFE と SSE の同時発生 (Episodic Tremor and Slip; ETS) などのスロー地震は、巨大海溝型地震の震源域に蓄積した応力を通常の地震よりも著しく遅く解放する非定常な主要プロセスと考えられている (e.g., Beroza and Ide, 2011; Bürgmann, 2018; Hirose and Obara, 2005; Obara and Kato, 2016)。スロー地震は巨大海溝型地震の震源核となる可能性も指摘されている (Matsuzawa *et al.*, 2010; Segall and Bradley, 2012) が、プレート境界における固着域の深さや遷移領域の範囲については Wada and Wang (2009) が地表の地殻熱流量で制約を与えつつ推定したように、深さ 60km から 90km の間で幅のあるものとなっている。

地下の温度場は、地表の気候の変化を記録することも知られている。Cermak (1971) は、カナダのオンタリオ州北東部で得られた坑井温度データから、過去千年間の地表面温度の変化を復元した。Lachenbruch and Marshall (1986) は、アラスカの永久凍土で測定した坑井の地下温度プロファイルについて、バックグラウンド温度からの熱擾乱を解析し、その結果、過去数十年から百年にわたる地表の温暖化を検出した。数十万年にわたる第四紀氷河作用の影響は地表から数千メートルに及び、特に 19 世紀末からの気候変動は北アメリカ、ヨーロッパやオーストラリアの多くの場所で深さ 50~100 メートルにまで影響を及ぼしていることも報告されている (Jessop, 1990)。その後、過去の気候変動を解明するために、坑井温度データから地表面温度履歴の復元が数多く行われている (e.g., Beltrami *et al.*, 1992; Correia and Safanda, 2001; Demezhko and Shchapov, 2001; Harris and Chapman, 2001; Majorowicz and Safanda, 2001)。国内では淡路島北部の坑井温度データから、最近 500 年間の地表面温度履歴を復元した事例がある (Goto and Yamano, 2010)。

また、都市域の中心部と郊外における地下温度の明瞭な差異が世界各地で確認され、地下の温度場にも都市化の影響であるヒートアイランド現象が生じていることが明らかとなってきた (Ferguson and Woodbury, 2007)。例えば東京では、過去 100 年で 3.2°C の気温上昇が確認されており (JMA, 2016A)、これは地球温暖化として報告されている世界平均の地上気温から求めた上昇値 (0.85°C, 1880~2012 年: IPCC, 2013) よりも大きく、東京においても地下のヒートアイランド現象が観測されている (Miyakoshi *et al.*, 2009)。国外では、ベルリンやミュンヘン、フランクフルト等のドイツ都市域での事例 (Menberg *et al.*, 2013A; Menberg *et al.*, 2013B) がある。

このように、地下温度構造を推定することは地下の浅部から深部に至るまで、進行している様々な地球科学的プロセスを知る手がかりとなる。しかし日本列島、特に東北地方については典型的な沈み込み帯として、沈み込むスラブの熱構造について多くの研究がなされる

一方で、推定された熱構造を検証するための地殻熱流量データの数は必ずしも十分ではなかった。そこで本研究では、典型的な島弧沈み込み帯である東北地方を対象に、詳細な地殻熱流量分布を明らかにするとともに、これに基づいて詳細な地下熱構造を明らかにすることを目的とする。

1.2. 本論文の構成

第1章では、先行研究によって取得されてきた日本列島における地殻熱流量計測データの現状と、地下の熱構造と本研究の目的について述べた。第2章では日本列島の陸域における地殻熱流量分布推定に基づき熱構造の特徴について議論する。第3章では東北地方を対象として、東北地方の地殻熱流量分布推定と地下熱構造の推定について議論する。第4章にて本研究の総括を行う。

第2章 日本列島の地殻熱流量分布

本章では、日本列島における熱構造の解明をねらいとし、陸域の地震観測網の観測井を活用した地殻熱流量の推定結果を示す。これらの結果については、以下の口頭発表において公表した内容をまとめたものである。

Matsumoto, T. (2007) Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net. 2007 Fall Meeting, AGU, San Francisco, California, 10–14 Dec 2007. Abstract T23A-1217.

また、共著論文として以下の論文の成果を一部参照している。

Aoi, S., Asano, Y., Kunugi, T., Kimura, T., Uehira, K., Takahashi, N., Ueda, H., Shiomi, K., Matsumoto, T., Fujiwara, H. (2020) MOWLAS: NIED observation network for earthquake, tsunami and volcano. *Earth Planets Space*, 72, 126.

Yoshioka, S., Suminokura, Y., Matsumoto, T., Nakajima, J. (2013) Two-dimensional thermal modeling of subduction of the Philippine Sea plate beneath southwest Japan. *Tectonophysics*, 608, 1094-1108.

Tatsumi, Y., Suenaga, N., Yoshioka, S., Kaneko, K., Matsumoto, T. (2020) Contrasting volcano spacing along SW Japan arc caused by difference in age of subducting lithosphere. *Scientific Reports*, 10, 15005.

2.1. データ取得

2.1.1. 地殻熱流量計測

地殻熱流量は地球内部から固体熱伝導によって地表を通過する熱エネルギー量であり、地殻熱流量を Q 、深さ Z における地層温度を T とし、岩石の熱伝導率を K とすると、 Q は

$$Q = K \frac{dT}{dz} \quad (1-1)$$

で定義される。地殻熱流量を計測するためには、地下の温度勾配と岩石の熱伝導率の計測が必要となる。陸域における地殻熱流量の計測には、一般に掘削坑が利用される。任意の深度における温度勾配を計測するとともに、掘削時に採取した岩石の熱伝導率を計測し、地殻熱流量を求める。表層の地下水の影響や長期の気候変動の影響を避ける為に深さ 300m 以上の掘削坑が用いられることが多い。

海域における地殻熱流量の計測には、海底堆積物に温度勾配を測定する槍を貫入させる方法が利用される (e.g., fujino *et al.*, 2015)。大型のバイオリンボウ型 (e.g., Hyndman *et al.*, 1979)、ユーイング型 (e.g., Gerard *et al.*, 1962)、全長約 1 m の小型観測機器 SAHF (Stand Alone Heat Flow meter: Kinoshita *et al.*, 2006) などがある。温度勾配の測定点の近傍にコアサンプラーを投下し、回収した柱状堆積物資料の熱伝導率を計測し、地殻熱流量を求める。

本研究では陸域において、地震観測用に掘削された坑井を利用して地殻熱流量を求める。そのため、坑井の温度プロファイルと岩石試料の熱伝導率を得る必要がある。ただし、100m ~ 200m の浅い坑井が計測対象坑井の大半を占めるため、気候変動による影響の補正について検討する必要がある。

2.1.2. NIED Hi-net 観測井の温度検層

1995 年の阪神淡路大震災後、新たな国家プロジェクトの実施により、日本の地震観測体制は飛躍的に改善された。同年 7 月には議員立法による地震防災対策特別措置法が制定され、地震防災対策の強化、特に地震による被害の軽減に資する地震調査研究の推進を目標として政府に地震調査研究推進本部 (The Headquarters for Earthquake Research Promotion; HERP) が設置された。HERP により、地震に関する総合的な調査観測計画として「地震に関する基盤的調査観測計画」(HERP, 1997)が策定され、この計画に基づき強震計、高感度地震計、広帯域地震計が多数設置され、日本全国をカバーする緻密で均一なネットワークが構築された(Okada *et al.*, 2004)。2011 年東北地方太平洋沖地震以降、海底観測網も構築され、以後、この海陸一体の観測網は MOWLAS との名称を用いている (Aoi *et al.*, 2020)。このうち、約 700 観測点からなる微小地震の観測を目的とした高感度地震観測網は NIED

Hi-net と呼ばれている (Fig.3)。

微小地震の観測の長所は、観測される地震の数が極めて多いので、比較的短期間に地震活動の状況が推定できることが見込める点にある。発生する内陸地震の規模は、通常、破壊する断層面の大きさ（長さと幅）及び変位量に対応する。このうち、長さの変位量が推定できない場合でも、高感度地震計による地震観測により内陸地震の発生する深さの限界を把握できれば、経験的に断層面の最大の幅を評価し、その地域における地震の最大規模の推定に資することが期待される。

日本の内陸地震の震源の深さの下限は通常 15~20km であるため、そのような深さの地震の震源の深さを正確に把握するためには、15~20km 間隔の地震観測網を構築する必要がある。地表のノイズを避けて安定した高感度の地震観測を行うため、NIED Hi-net 観測点では標準で深さ 100~200m、地質条件に応じて更に深い観測井を構築し、その底部に地震計を設置している。NIED Hi-net の観測井は、Fig.4 に示すように長期安定観測のために鋼管でケーシングされ、その周囲にセメントを流し込み、固めている (Okada *et al.*, 2004)。そのため、地下水の出入りがなく、良質な温度プロファイルが得られると期待される。NIED Hi-net は 1996 年から 2005 年にかけて建設され、計 656 カ所の観測井が掘削された。その後、防災科学技術研究所が NIED Hi-net 整備開始以前から運用していた関東東海地殻活動観測網の観測点も組み入れられたため、観測井の総数は 700 カ所を超えるに至った (Fig.5)。このうち、約 9 割の観測点で掘削完了後数ヶ月以内に各観測井の温度検層を実施している。検層にあたり、200m 程度までの浅い観測井では熱電対方式の温度計 (ADC 社製、TR2114H)、それ以上に深い観測井については一般的なサーミスタ型温度センサーを使用した。

掘削終了から温度検層実施までの期間が短い場合は、掘削作業による熱擾乱の影響が懸念される。掘削中の観測井内では、掘削片を地上に回収するために泥水（水とベントナイトの混合物）を循環させている。このため、掘削中の観測井は、深部は冷却、浅部は加熱という温度擾乱を受け続けることとなる。しかしながら、深度 100m から 200m の観測井では、掘削に要する時間が短く、観測井の表面と底面の温度差が概ね 10°C 以内と小さいため、掘削時の泥水循環による熱擾乱の影響は小さいと考えられる。この仮説を検証するために、日本全国で約 30 カ所の観測井について、一定期間経過後に再度温度検層を実施することとした。また、温度検層未実施の観測井約 60 カ所についても温度検層を実施することとした。地震観測を中断することなく温度検層を実施するため、光ファイバーを観測井に挿入して温度検層を行った。使用した光ファイバー式分布型温度センサー (DTS) は、住友電工製の SUT-2 である。DTS は、光ファイバー長に沿った物理量を多点多重に測定することが可能

である。Dakin *et al.* (1985) は、Stokes ラマン散乱と anti-Stokes ラマン散乱の測定比率から温度を決定できることを初めて実証した。ラマン散乱の原理を用いた DTS の典型的な性能は、10 km の検出範囲を持ち、5 分間の測定積算期間で、1m の空間分解能と 1K の温度測定誤差を達成できるとされている。この数値は、計測条件を緩和（測定距離の短縮、空間分解能の低減）すれば、大幅に改善することが可能である（Thévenaz, 2006）。本研究で使用した SUT-2 の性能は、2 km の検出範囲を持ち、0.5m の空間分解能、2 分間の測定積算期間で温度測定誤差 1K、60 分間の測定積算区間で温度測定誤差約 0.1K を達成している。この SUT-2 を用いて温度検層を実施し、良質な温度プロファイルを得ることができた (Fig.6)。

また、堆積層の厚い関東平野を中心に 3000m 級の深層観測井 4 点、2000m 級の中深層観測井 20 点が大都市圏に整備されている。さらに 2002 年から 2006 年に実施された文部科学省大都市大震災軽減化特別プロジェクトにおいて整備された観測井を加えると、掘削深度が 1000m を越える観測井は合計 29 点となる。いずれの観測井でも掘削後 3 ヶ月以内に温度検層を実施しているが、こうした大深度観測井では掘削時の温度擾乱が長期間残ることが懸念される。これら大深度掘削井のうち、約半数の観測井については掘削から 8 年以上経過後、地震計の修理交換の際に温度検層を実施し、十分に温度回復が成された状態の温度検層データを取得している (Fig.7)。

2.1.3. 熱伝導率測定

Hi-net 観測井の岩石コアは、一般的な NIED Hi-net 観測井で最も深い 25m または 30m の区間から採取されている。これらの岩石コアの熱伝導率を、熱伝導率測定装置である京都電子工業製 QTM-500（迅速熱伝導率計：Rapid Thermal Conductivity Meter）を用いて測定した。本研究で使用した QTM-500 は、熱線法（e.g., Arakawa and Shinohara, 1981）の原理に基づくものである。QTM-500 は、試料の表面または内部に一次元（線状）の熱線を配置し、一定量の熱（電力）を加えたときの試料内部の温度上昇を測定し、熱伝導率を算出する（e.g., Tadai, 2009）。

NIED Hi-net 観測井の約 65% の岩石コアを成形し、QTM-500 を用いて熱伝導率を測定した。本計測器では測定精度確保の観点から試料の大きさが 10 cm × 5 cm 以上であることが要求される。岩石コアは直径 63mm の円柱形のため、コアの亀裂を避けて長さ 10 cm 以上のサイズを確保して切断し、更に半円状に 2 分割し、この成形したコアの切断面に計測用のプローブを接触させて測定を行った。計測回数は 1 サンプルあたり 6 回とし、最大値と最小値を除く計 4 回の計測値の平均値を当該サンプルの測定値とした。岩石コアの破碎によ

り熱線法による熱伝導率測定が困難な約 35%の NIED Hi-net 観測井については、熱伝導率の推定を試みた (Fig.8)。NIED Hi-net 観測井については、建設時に地質調査や PS 検層が行われており、これらの結果を踏まえて柱状図が作成されている。この柱状図に基づき、近傍の観測点で岩相の似ている岩石コアの測定値を参照して熱伝導率を推定した。また、特に成形が困難な未固結状態のコアが採取された観測井の熱伝導率については、後述するように関東地方の厚い堆積層中に掘削された NIED Hi-net 2000m 級観測井の計測データを参考とした。

2.2. 気候変動補正

地下の温度場は、地表の気候の変化を記録することも知られている。数十万年にわたる第四紀氷河時代の影響は地表から数千メートルに及び、特に 19 世紀末からの気候変動は深さ 50~100 メートルに大きな影響を及ぼしている (Jessop, 1990)。そのため、NIED Hi-net 標準仕様の深さ 100m から 200m の観測井について熱流量を求める際には、気候変動の影響を補正する必要がある。気象庁は、日本の年平均気温は様々な変動を繰り返しながら上昇しており、長期的には 100 年あたり 1.28°C の割合で上昇していると分析している (JMA, 2022)。一方で都市近郊ではヒートアイランド現象に伴い、より高い温度上昇を示している地域もある。東京では 3.2°C、大阪では 2.7°C 上昇しているとされている (JMA, 2016A)。取得された NIED Hi-net 観測井の温度プロファイルにも、気象庁が示した日本の平均気温上昇より高い温度上昇の痕跡が認められる

Miyakoshi and Uchida (2001) では関東地方における 1900 年から 2000 年の 100 年間で年平均気温が約 2.0°C 上昇していると仮定し、この気温上昇により地温勾配の逆転が形成されたと考え、地下水流動系の解析を行っている。この事例を参考にして、本章では都市部の気温上昇も考慮して、日本列島の過去 100 年間の気温上昇を一律 2.0°C と仮定し、Jessop (1990) に従い気候変動の影響を補正した地温勾配を推定した。補正にあたり、深さ 100m の観測井では深さ 70~100m の 30m 区間の温度勾配、深さ 200m の観測井では深さ 150~200m の 50m 区間の温度勾配を使用した。また、第四紀堆積層に関する物理量については、Miyakoshi and Uchida (2001) から引用した。

2.3. 熱流量分布

日本列島の過去 100 年間の気温上昇を一律 2.0°C と仮定し気候変動補正した温度勾配データと岩石コアの熱伝導率測定結果より、日本列島の陸域に展開されている NIED Hi-net

観測井 662 カ所の熱流量データを得た。このうち、446 観測井の熱流量は岩石コアの熱伝導率測定により、216 観測井の熱流量は岩石学的な熱伝導率の推定により求めた。日本列島全体の平均値では 90.1mW m^{-2} であり、これは陸域における全地球平均 70.9mW m^{-2} (Davis and Davis, 2010) に比して高い (Fig.9)。また、Tanaka *et al.* (2004) のコンパイルデータのうち、陸域の熱流量データ (約 300 点) の平均値は 100mW m^{-2} であり、これに比較するとやや低い数値となる。これは NIED Hi-net 観測井が地熱地域に集中していないことが 1 つの要因として考えられる。中国・四国地方全般、北海道から東北地方にかけての沿岸部などの非火山地域は既存の地殻熱流量データが少ない地域であったが、これら地域についても新たなデータを加えたことにより、面的に均質な地殻熱流量分布を得ている (Fig.10)。

本研究で得た日本全域にわたる稠密な地殻熱流量分布は、Uyeda and Horai (1966) の報告と同様、大局的には火山フロントを境に前弧側では低熱流量、背弧側では高熱流量であるが、細部においては幾つの特徴が認められる。北海道日高地方、東北地方三陸沿岸部、関東地方南部、そして中国地方南部では 50mW m^{-2} 以下の低地殻熱流量地域が散見される。また近畿地方の中部、大阪から和歌山北部にかけて 80mW m^{-2} を越える地域が続き、これは Tanaka *et al.* (2004) による既存データと比較してやや高めである。更にその南側の紀伊半島中央部付近では非火山地域でありながら 150mW m^{-2} を越える高熱流量地域が見られる。同様に非火山地域である四国においても 100mW m^{-2} を越える地域が広がっており、全体的に高い地殻熱流量値が観測されている。

2.4. 考察

2.4.1. 地殻熱流量と地震発生層の相関性について

地殻熱流量と地殻内地震発生層の下限深度について比較を試みる。ここでは地殻内地震発生層の下限深度を定義する指標として D90 を用いる。D90 とは Ito (1990) により定義された、任意の柱状の領域に発生した地震の数を地表から深さ方向に数えて、その数が全体の 90% に達する深さを表した統計的な数値である。本研究では簡易的に D90 を求める方法として、気象庁一元化震源 (期間: 1997 年 10 月~2007 年 9 月: $M_j > 0.0$ 、深さ決定誤差 2km 未満、低周波イベントは除外) を使用することとした。地殻内地震を抽出するにあたり、プレート境界やスラブ内で発生する地震を除外するために、Shiomi *et al.* (2006), Hori (2006), Kimura *et al.* (2006) によるフィリピン海プレート (PHS) の上面深度分布と HERP (2003) による太平洋プレート上面深度分布を用いた。ただし Shiomi *et al.* (2006) では海洋性地殻のモホ不連続面を求めていることから、この 5km 浅部を PHS の上面とし、これら

プレートモデルの上面より深くなる地震についてはプレート内地震として除去することにした。また火山直下等に見られる、低周波イベントのフラグは付与されていないものの明らかに周囲の震源分布と大きく離れた、孤立的に深いイベントに関しては適宜取り除いている。領域分割は短波長の変化を詳しく抽出するために、Ito (1990) や Tanaka and Ishikawa (2005) に比べて小さなグリッド間隔を採用して約 7.5km 四方とし、2.5km 毎の移動平均を求めた。但しこの領域分割ではグリッド毎に十分なイベント数が確保できないことから、5 イベント以上存在するグリッドを算定基準とし、数の不足を補うために約 5km 四方のグリッドに再度サンプリングして半径 20km 圏内の加重平均による補完処理を実施した。こうして日本列島陸域における D90 分布を得た (Fig.11)。

関東地方南部、中部地方南部、近畿地方南部、そして四国地方南部などでは PHS の沈み込みによる影響を完全には除去できてはいないが、地震活動度の低い北海道地方の一部を除く日本列島ほぼ全域にわたって D90 深度分布を得ている。全体的な特徴としては、D90 深度の浅い地域と第四紀の火山分布が一致する、非火山地域の四国・近畿地方で D90 深度が浅い地域が存在する、北海道地方北部ならびに日高衝突帯、関東地方南部、中国地方南西部で D90 深度が深くなる、などの傾向が見られる。本手法で得られた日本列島陸域における D90 深度の平均値は 16.1km となる。

地殻熱流量 (Fig.12) と D90 の分布を比較すると、地震発生層の下限が深い地域において地殻熱流量は小さく、浅い地域においては地殻熱流量が大きいという相関が見られる。北海道日高地方、関東地方南部、そして中国地方南部では 50 mW m⁻²以下の低地殻熱流量地域が見られ、これらの地域では地殻内地震の発生層の下限分布も深くなっている。また火山フロントに沿って地殻熱流量は高く、D90 は浅くなる傾向にある。これは主に東北日本において顕著であり、高地殻熱流量分布、浅い D90 分布と S 波の低速度領域の分布 (e.g., Hasegawa *et al.*, 2005) に一致が見られる。これは Tamura *et al.* (2002) が指摘したホットフィンガーの分布とも整合しているように見える (Fig.13)。地下 50 km 付近の熱構造が地表の熱構造に熱伝導で伝播するまで 8 千万年を要するとの試算もあり (e.g., Morishige, 2017)、現在我々が見ているマントルウェッジの挙動や熱構造の影響がそのまま地殻浅部の熱構造に反映されるわけではないが、流体の挙動の影響等も含めて幅広く検討する必要があると考えられる。

2.4.2. 地殻熱流量と隆起速度との関係

日本列島のような過去 100 万年の間に急激な地殻変動を経験している地域では、地下温

度構造もその影響を受けている可能性がある。沈降域で発達する堆積盆における熱流量の低下や、隆起域で発達する山岳部における熱流量の上昇については Von Herzen and Uyeda (1963) によって定式化されている。また、Fukahata and Matsu'ura (2000) は東北地方を対象に Yamano (1995) によって取りまとめられた地殻熱流量データセットを用いて、標高の高い地域ほど隆起速度が大きいと仮定して、地殻熱流量が隆起量といった長期的な地殻変動による影響を受けている可能性があることを具体的に示している。そこで、地殻変動量との関係について検討を試みる。ここでは変動地形学的に求めた最近 10 万年間の地殻変動量 (e.g., Fujiwara *et al.*, 2005) ではなく、より長期的な、最近 100 万年間の地殻変動量を評価するため、第四紀地殻変動研究グループ (The Research Group for Quaternary Tectonic Map, Tokyo; RGQTM) が求めた第四紀上下変動量分布 (RGQTM, 1973) と地殻熱流量データを比較した (Fig.14)。上下変動量のサンプリングは粗いものの、隆起量が大きな地域ほど熱流量が高く、沈降量が大きな地域ほど熱流量が低くなる相関性が見られる (Fig.15)。

低熱流量地域について詳しく検討してみると、沈降量が大きいとされる南関東地域では広範囲にわたって低熱流量であり、これと整合的である。しかし細部を見ると、隆起傾向にあるはずの房総半島南部においても 40mW m^{-2} 程度の低熱流量が観測されており、海溝軸近傍ではプレート沈み込みの影響をより強く受けているのかもしれない。他方、南関東地域と同様に低熱流量地域が広がる日高地方は標高も高く、隆起傾向にありながら低熱流量である。また中国地方南部では第四紀の地殻変動量は比較的少ないと推定されている地域であるが、 50mW m^{-2} 以下の低地殻熱流量地域が見られ、これらは第四紀の隆起・沈降量と地殻熱流量が相反する結果となっている。

また、高熱流量地域について同様に検討してみると、火山フロントに沿った地域では概ね標高も高く第四紀の隆起量も大きいとされており、両者は相関関係にある。西南日本においては紀伊半島から四国、九州中部にかけての前弧側の領域において第四紀における隆起量の大きな地域が続いており、同地域に沿って高熱流量地域が分布している。しかし一部では 150mW m^{-2} を越える高熱流量異常が見られ、これは隆起量に比して過大と推定される。同様に飛騨山脈付近は隆起量との相関がよいが、明石山脈付近は過大と推定される。

しかし上下変動量の指標として今回用いた第四紀上下変動量分布図 (RGQTM, 1973) は小起伏面を準平原遺物と仮定し山地部の地殻変動量を求めており、この方法は、ある程度以上の隆起速度をもつ山地は隆起と侵食の速度が釣り合った平衡状態にあり、準平原遺物としての小起伏面は失われている可能性があること、また、多くの小起伏面は氷期の周氷河作用によって形成された可能性があること、などの理由から現在では必ずしも適当でない

考えられるようになってきている (Sugai, 1990)。例えば明石山脈付近では測地的に年間 8.8mm の上昇が認められており (Ikawa, 1991)、こうした新しい知見とは整合性がとれるかもしれない。したがって、上下変動量だけでなく、変動のタイプ、すなわち褶曲断層山脈・逆断層地塊・横ずれ断層地塊や正断層地塊あるいはプレートの沈み込みなどに起因するケースといった地殻変動の様々なメカニズムとの相関もそれぞれ検討する必要があるだろう。

2.4.3. 地殻熱流量と深部低周波微動の相関について

四国地方から近畿地方南部にかけては非火山地域であるが、この地域で高熱流量が観測されるということは特異な状況と考えることもできる。Wakita *et al.* (1987) は、高温泉が存在する近畿地方南部にヘリウム同位体比分布の異常が認められることを発見し、この地域を Kinki Spot と呼んでいる (Fig.13)。その後、同領域ではマントル起源ヘリウムの湧出が観測され (Matsumoto *et al.*, 2003)、加えて紀伊半島南部では深部流体起源と考えられる低比抵抗層の存在が指摘されている (Umeda *et al.*, 2006)。

また、この高熱流量異常の分布と重なるように四国地方から近畿地方南部にかけては深部低周波微動 (Obara, 2002)、超低周波地震 (Ito *et al.*, 2007)、スロースリップイベント (Hirose and Obara, 2005) が発生している。深部へ沈み込む海洋地殻の含水鉱物は、温度・圧力条件に従って相転移する際に大量の水を放出すると考えられているが (Hacker *et al.*, 2003)、地震波トモグラフィーの結果によれば四国南部ではスラブ内地震が発生する海洋地殻内で V_p/V_s が高く、この脱水反応によって生成された水の存在と、この水による深部低周波微動の発生への関与が考えられている (Shelly *et al.*, 2006)。

Yoshioka *et al.* (2013) では、西南日本の地下にあるフィリピン海 (PHS) プレートの沈み込みに伴う 2 次元熱対流モデルによって熱構造の推定を試みている。本研究による NIED Hi-net 観測井の地殻熱流量データや海域で測定された熱流量データを説明するために、プレート境界での摩擦加熱と、第四紀の地殻変動に伴う陸上での表面侵食・堆積による温度変化をモデルに取り入れる必要があると指摘している。また、この効果を取り入れると、PHS プレート上面の温度は、Hyndman *et al.* (1995) が得た温度よりも浅いところで低く、深いところで高くなると指摘している。

同様のモデルを使い、Tatsumi *et al.* (2020) は、フィリピン海 (PHS) プレートの動きを 14Ma まで遡って再構築し、脱水反応の岩石学的モデルに基づいて検討した結果、古い (50Ma 以上) プレートが沈み込んでいる九州地方では、プレート上面にある含水層から深さ 90~100km で流体が活発に排出される一方、中国・四国地方の下に沈み込んでいる若い

(15-25Ma) 海洋地殻は、より浅い深度、つまり非火山性の前弧の下で流体を放出し、特徴的な地殻変動や深部低周波微動を含む低周波地震 (LFE) を引き起こし、特定の塩水泉の源となっている、と推定している。

このように、高熱流量領域が存在する四国地方から近畿地方南部にかけての地域では、沈み込んだ海洋性地殻を起源とする深部流体が陸側の地殻内を一定程度上昇している可能性がある。これに伴う熱の移送が、この地域における高熱流量地域の存在に関与しているかもしれない。

2.4.4. 地殻熱流量と活断層の相関性について

地震時に震源断層に沿って発生する摩擦熱は、地震による全エネルギー放出の大部分を占めていると考えられている。Lachenbruch and Sass (1980) によれば、San Andreas 断層帯における約 100 点の熱流測定結果から、断層帯に沿って周囲に比べて平均熱流量が高い地域が見つかるなど、断層運動に伴うせん断加熱の影響が示唆されている。実際に測定されたのは 1999 年台湾集集地震 (Mw7.6) の事例が最初であり、この地震で発生した全エネルギーのうち地震波として放出されたのは 1~3% に過ぎず、残りのほとんどは熱によって散逸したと推定されている (Tanaka *et al.*, 2006)。

そこで、本研究で得られた地殻熱流量と活断層 (活断層研究会編「新編日本の活断層」: Fig.13) との定性的な比較を試みた。近畿から四国にかけて中央構造線沿いで地殻熱流量が高くなっている点が目立つものの、日本列島の活断層周辺の地殻熱流量と、それ以外の地域での地殻熱流量を比較した場合、熱流量の高い地域、低い地域とそれぞれあり、単純な比較は難しい。日本列島のように地殻活動の活発な地域ではこのような単純な手法による比較ではなく、活断層の活動度や過去から現在に至るまでの間、どの程度の期間の活動があったのか、あるいは変位量の大きさなども考慮しての比較検討が必要であろう。

2.4.5. 低地殻熱流量と地殻構造

北海道日高地方、東北地方三陸沿岸部、関東地方南部、そして中国地方南部では 50 mW m⁻² 以下の低地殻熱流量地域が散見される。東北地方三陸沿岸部に関する解釈は第3章で改めて記述し、本章では関東地方南部と北海道日高地方についてその成因の検討を試みる。

関東地方は相模トラフを境に北上してきたフィリピン海プレートが北方に向かって沈み込む一方、日本海溝を境に太平洋プレートが西方に向かって、フィリピン海プレートの更に下側に沈み込む複雑な地下構造を有する地域である。Ji *et al.* (2017) は、日本海溝と伊豆・

小笠原海溝に沿った太平洋プレートの沈み込みを再現する 3 次元熱対流モデルを構築し、この複雑なテクトニック環境におけるスラブの熱構造を検討した結果、関東沖のプレート境界における温度は、同じ深さ 40km の東北沖の温度より約 300°C低くなると指摘している。冷たい太平洋プレートの上に乗っているフィリピン海プレートもまた、通常はマントルから受ける加熱を受けることができず、低温のまま沈み込むことになる。また、関東南部は若い付加体でもあり、地殻発熱量もさほど大きくないと考えられる。こうした複合的な要因が低い地殻熱流量を生じさせていると考えられる。

また、北海道では石狩平野から日高地方にかけて 50mWm^{-2} 以下の熱流量地域がみられるという特徴がある。北日本弧は北海道本島中央部で千島弧と接しており、中新世中期以降、日高山脈付近で千島弧と衝突したと考えられている (Kimura, 1994; Kimura, 1996)。Kita *et al.* (2010) は、北海道を対象とした地震波トモグラフィ解析結果から、太平洋スラブ直上の領域に地震波の低速度帯が存在し、この低速度帯はマントルウェッジではなく沈み込んだ千島弧の一部が太平洋スラブ上面に直接接触していると解釈した。本来起きるはずのマントルウェッジによる太平洋スラブの加熱が妨げられるこの構造は関東地方とも共通するものであり、地下のプレート構造が北海道日高地方や関東地方南部の低熱流量異常の原因となっている可能性が考えられる。

2.5. まとめ

本章では NIED Hi-net 観測井の温度検層結果から日本列島の地殻熱流量分布を推定した。推定にあたり、全国一律で過去 100 年間で 2.0°Cの温度上昇を仮定して温度勾配の補正を行った。岩石コアの熱伝導率未計測の観測井については同じ様な岩相の観測井の計測データで代用した。その結果、南西諸島を除く日本列島の陸域全域にわたり、面的に均質な地殻熱流量分布を得た。大局的には火山フロントを境に前弧側では低熱流量、火山付近では高熱流量、背弧側ではやや高熱流量となるが、紀伊半島から四国地方にかけては前弧側の非火山地帯でありながら高い熱流量が分布しているほか、北海道日高地方や関東地方南部などで極めて低い熱流量が分布するなどの特徴がみられる。高熱流量地域の成因は隆起量や地下深部流体の影響などが考えられる。また、低熱流量地域の成因は沈み込むプレートの構造の影響を受けている可能性があると考えられる。

第3章 東北地方の熱構造

本章では、東北地方における熱構造の解明をねらいとし、陸域の地震観測網の観測井を活用した地殻熱流量の推定結果を示す。これらの結果は、以下の論文において公表した内容をまとめたものである。

Matsumoto, T., Yamada, R., Iizuka, S. (2022) Heat flow data and thermal structure in northeastern Japan. *Earth Planets Space* 74, 155. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01704-4>

また、共著論文として以下の論文の成果を一部参照している。

Aoi, S., Asano, Y., Kunugi, T., Kimura, T., Uehira, K., Takahashi, N., Ueda, H., Shiomi, K., Matsumoto, T., Fujiwara, H. (2020) MOWLAS: NIED observation network for earthquake, tsunami and volcano. *Earth Planets Space*, 72, 126.

Maeda, S., Toda, S., Matsuzawa, T., Otsubo, M., Matsumoto, T. (2021) Influence of crustal lithology and the thermal state on microseismicity in the Wakayama region, southern Honshu, Japan. *Earth Planets Space*, 73, 173.

3.1. はじめに

3.1.1. 背景

典型的な島弧地殻である東北地方は、プレート沈み込みに伴う熱構造計算の対象地域として多くの研究事例がある (e.g., Honda, 1985; Wada and Wang, 2009; Ji *et al.*, 2017; Morishige, 2022)。こうした熱構造計算では、計算モデルの妥当性の検証に用いられる地殻

熱流量データは欠かせないものであるが、東北地方における地殻熱流量データの数は必ずしも十分ではない。Tanaka *et al.* (2004) によれば、奥羽山脈の北部にデータが集中しており、東北地方全域を均等な密度で覆うには至っていない (Fig.16(b))。地温勾配データについては奥羽山脈全域と日本海側の地域に存在する領域が広がっており、熱異常の有無の確認等、定性的な分析は可能であるが、地下温度構造の推定には岩相の熱伝導率等の情報が欠かせない。Sakagawa *et al.* (2006) は、Tanaka *et al.* (2004) で取りまとめられた地温勾配データ (Fig.16(a)) の一部を包含しつつ、既存の坑井温度プロファイル (Sakagawa *et al.*, 2004) から地殻熱流量解析を行った。しかしその成果は図のみが公表されるに留まっており、具体的な数値としては公表されていないのが現状である (Fig.16(c))。

本章では、第2章で得られた NIED Hi-net 観測井の熱流量データのうち、東北地方の 132 カ所の観測井 (標準深さ 100~200m) について、気候変動補正手法の改良等による精度向上を図るとともに、既存の坑井温度データを活用して新たに地殻熱流量の推定を行い、東北地方全域を稠密に覆う地殻熱流量データセットを作成する。このデータセットに基づき、地下温度構造の推定を行い、東北地方の熱構造の特徴について議論を行う。

3.1.2. テクトニックセッティング

東北日本弧は、古い年代の冷たいプレートの沈み込みによって形成された典型的な島弧-海溝系の一つである。東北日本はその西側にある日本海でユーラシアプレートと接触している。東側には 60m 以上の大きな断層滑りを引き起こした 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源域があり (Ito *et al.*, 2011)、日本海溝を境に太平洋プレートが西向きに日本列島の下に沈み込んでいる。東北日本には多くの火山や活断層があり、これらはプレートの境界である日本海溝にほぼ平行に分布している。活火山は主に奥羽山脈に沿って分布し、その分布域の東端に火山フロント (VF) を形成している。また、背弧側の火山分布は東北日本の日本海側にも及んでいる。このような現在のテクトニックな状況に至る過程は以下のように解釈されている。21~15Ma に背弧側の大和盆地の拡大が起こり、現在の日本海沿岸から 15~13.5Ma に前弧に向かって正断層が発達し、それに伴って火山地帯が海溝方向に移動した (Yoshida *et al.*, 2013)。13.5Ma 頃に日本海の拡大が終了した後は、中立的な応力場の時代が続いた (Yoshida *et al.*, 2013)。4Ma 頃になると、太平洋プレートの西進が強まり (Pollitz, 1986)、その後、島弧全体が強く圧縮されるようになった。このとき、中新世の時代に形成された正断層の多くが再活動し、島弧全体が隆起したと考えられる (Yoshida *et al.*, 2013)。これらはテクトニック・インバージョン (Sato, 1994) を示唆している (Fig. 17)。

3.2. 熱流量解析

3.2.1. データ収集

第1章で述べたとおり、NIED Hi-net は1995年から2005年にかけて全国で整備されたが、東北地方では1998年から2000年にかけて整備され、観測井が掘削された (Fig.5)。東北地方の NIED Hi-net は標準的な深さ 100m~200m の観測井で構成されるが、例外的に仙台市郊外に1観測点、深さ 1000m 超の観測井を掘削している。また、2012年には東日本大震災で被災した観測点の代替として、2観測点が建設されており、うち1観測点は被災した仙台観測点の代替点として、深さ 1000m 超の観測井を掘削している。これら東北地方の 133か所の NIED Hi-net 観測点のうち、132観測点では掘削完了後数ヶ月以内に各観測井の温度検層を実施している。深度 100m から 200m の観測井では、掘削に要する時間が短く、井戸の浅部と深部の温度差が概ね 10°C以内と小さいため、掘削時の泥水循環による熱擾乱の影響は小さいと考えられるが、検証のために、東北地方では 8か所の観測井について一定期間経過後に光ファイバーと DTS を用いて再度温度検層を実施している (Fig.18)。

3.2.2. 熱伝導率

NIED Hi-net 観測井の岩石コアは、観測井の深部 25m、または 30m 区間について採取されている。これらの岩石コアの熱伝導率を、第2章で述べたように京都電子工業製 QTM-500 を用いて測定した。東北地方については、NIED Hi-net 観測井の約 50%の成形可能な岩石コアについて熱伝導率を測定した。日本列島の他の地域に比べて火砕堆積物の厚い東北地方は破碎しているコアの割合が多い傾向にある。岩石コアの破碎により熱線法による熱伝導率測定が困難な残り約 50%の観測井については、観測井の柱状図と PS 検層結果を参照して熱伝導率を推定した。推定にあたっては、Sato *et al.* (1999) ならびに Gueguen and Palciauskas (1994) を参照した (Table1)。このうち、特にコアの成型が困難な堆積層の熱伝導率については、以下に記述するように関東地方で掘削された NIED Hi-net 2000m 級観測井のデータを参考とした。一般に平野部の表層土壌の熱伝導率は $1.2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 程度とされている。しかし、関東地方の NIED Hi-net 観測井での岩石コア試験の結果によると、弾性波速度 V_p が 2.0 km/s を下回ると第三紀堆積層でも熱伝導率は $1.0\sim 1.2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 程度である (Suzuki and Omura, 1999)。すべての NIED Hi-net 観測井では建設中に PS 速度検層が行われているので、この PS 速度検層の結果に基づいて、 V_p が 2.0 km/s 以下となる東北地方の観測井では、地質条件が第三紀堆積層の場合、熱伝導率を $1.2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、第四紀堆積

層の場合は熱伝導率を $1.0\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$ に設定した。

3.2.3. データ品質

地殻熱流量解析に用いる坑井は、気候変動、地下水流、地形効果による熱擾乱を避けるため、300m より深い坑井を使用することが多い。微小地震の観測を目的とする NIED Hi-net 観測井の場合、地表の地盤を伝わる人工的なノイズや風雨等の気象の影響によるノイズを避けるために、地下の比較的固い岩盤層まで掘り下げることが望ましいものの、観測点の空間配置の関係で、厚い堆積層のある地域に建設される観測井もある。しかし、前述のように NIED Hi-net 観測井はケーシングで覆われており、更にその周囲にはセメントが打設されることにより観測井内への水の流入が遮断されているため、標準的な深さ 100m から 200m の観測井でも非常に安定した温度勾配データが得られると期待される。

本研究では、浅い坑井を用いて熱流量解析を行った Erkan (2015) を参考に、温度検層データの品質を温度プロファイル曲線 (T-D 曲線) の特徴で評価した。データは A、B、C、D の 4 クラスに分類し、深度 10m までの区間は地表温度の季節変動や盛土、切羽などの人工的な地盤改良の影響を受けやすいため評価対象から除外した。

Class-A に分類された温度検層データは、地表から 10~30m の範囲で過去 1 世紀ほどの長期的な気候変動の影響を示し、温度逆転を除いてほとんど乱されておらず、さらに 50m 以下の深度で熱伝導型を示し、全域で乱されていないものである。特に、100m より深い観測井では、100m 以上の深度の温度検層データに直線性が認められるものとする。

Class-B に分類される温度検層データは、地表から 10~30m の範囲で過去 1 世紀ほどの長期の気候変動の影響を受けており、温度逆転の他に地下水流動などの影響を示しているが、全体として大きな乱れはなく、深度 50m 以下の区間の約 50% で熱伝導型であることを示しているものとする。

Class-C に分類される温度検層データは、直線性が悪く、地下水流などの影響を大きく受けるが、最深部 25m 区間では大きな乱れはないものとする。最後に、区間全体で地下水の影響を強く受けていると思われる温度検層データは Class-D に分類した。この Class-D のデータは、熱流量解析には不相当と判断した。Fig.19 に A~D の 4 クラスの T-D 曲線の例をそれぞれ示す。

3.2.2 節で述べたように、NIED Hi-net 観測井における岩石コアは、最深部 25m または 30m の区間でのみ採取されている。そのため、地殻熱流量の解析には、岩石コアが採取された最深部 20m 区間の温度勾配を使用した。また、1000m 以上の 2 本の観測井について

は、岩相が変わらない最深部 50m または 200m 区間の温度勾配を用いて、地殻熱流量の解析を行った。温度勾配を求める際には、最小二乗法を用いて回帰直線を求め、これを補正前の温度勾配とした。

3.2.4. 気候変動補正

2.2 節で述べたように、地下の温度場には長期の気候変動の影響が地下数千メートルまで及んでいる一方、特に 19 世紀末からの急激な地表気温の上昇は深さ 50~100 メートルに強い影響を及ぼしている (Jessop, 1990)。そのため、NIED Hi-net 標準仕様の深さ 100m から 200m の観測井について熱流量を求める際には、気候変動の影響を精度よく補正する必要がある。気象庁は、日本の年平均気温は様々な変動を繰り返しながら上昇しており、長期的には 100 年あたり 1.28°C の割合で上昇していると分析している (JMA, 2022)。しかし、ヒートアイランド現象として知られているように、都市部と非都市部では気温上昇の傾向に差があると言われている。第 1 章では、日本列島の過去 100 年間の気温上昇を一律 2.0°C と仮定し、都市部の気温上昇を考慮して気候変動の影響を補正した地殻熱流量を推定した。しかしこの全国一律に温度上昇率を設定する気候変動の補正方法では、特に都市部以外に観測点を多く持つ NIED Hi-net では非都市部における観測井の温度上昇率を大きく見積もっている懸念がある。そのため、本研究では地球規模の温暖化傾向の影響と考えられる非都市部の気温上昇をベースに、都市部の気温上昇を加味した日本列島の気候変動モデルに基づいて地下の温度勾配の補正を試みた。

過去 100 年間の日本の気候変動について、Fujibe (2012) は、人口密度に応じて非都市部と都市部の温暖化傾向を定量的に評価した。これによると、全国平均の非都市部の日平均気温の上昇率は 100 年あたり 0.88°C、大都市周辺では 100 年あたり 2.08°C に達し、人口密度の増加とともに温暖化傾向が強まると推定している (Table 2)。「東北地方の気候変動」(JMA, 2016B) によると、東北地方最大の都市である仙台では 100 年あたり 2.4°C、青森では 100 年あたり 1.9°C、盛岡では 100 年あたり 1.7°C の温度上昇率である。非都市部では、深浦が 50 年あたり 0.4°C、宮古が 100 年あたり 0.7°C と、過去 50 年の記録に頼っている地域が多くなっているものの、これらの結果は、Fujibe (2012) の推定した結果と概ね一致している。そこで、この Fujibe (2012) のモデルに基づき、2005 年時点の人口密度データ (内閣府・地域経済分析システム (<https://resas.go.jp/>)) を参照) を用いて、NIED Hi-net 観測井周辺の人口密度に応じて過去 100 年間の気温上昇を推定した (Table 2)。

地下の熱構造における長期的な表層付近の温度変化は、岩相によって異なる。そこで本研

究では、Table 1 に示した 7 つの岩相モデルについて、Jessop (1990) に従い、地表温度が 100 年間上昇し続けた後の地温勾配の変化を評価した。第四紀堆積層に関する物理量については、Miyakoshi and Uchida (2001) から引用した。7 つの岩相モデルのうち、花崗岩と第四紀堆積層を岩相としたものを Fig. 20(a)-(f) と Fig. 21(a)-(f) に示す。いずれも初期の温度分布と地表温度が上昇し始めてから 100 年後の温度分布を示している。7 つの岩相モデルそれぞれについて、Fujibe (2012) に基づき、 $0.88^{\circ}\text{C}/100\text{yr}$ 、 $1.00^{\circ}\text{C}/100\text{yr}$ 、 $1.10^{\circ}\text{C}/100\text{yr}$ 、 $1.60^{\circ}\text{C}/100\text{yr}$ 、 $2.08^{\circ}\text{C}/100\text{yr}$ の 5 つの気温上昇率について検討した。すなわち、本研究では合計 35 ケースの地下温度分布の時間変化を検討した。過去 100 年間の温度上昇による地下温度分布変化の計算の結果、日本では深度 100m までは気候変動が地下の温度勾配に与える影響が非常に大きく、温度上昇率の違いによる温度勾配への影響度合いも大きく異なることが判明した。

本研究で収集した東北地方の NIED Hi-net 観測井の温度プロファイルデータは 3 種類ある。1 つ目は最近 100 年間の気候変動の影響を受けにくい深さ 1000m 超の 2 観測井の温度プロファイルである。この 2 観測井は気候変動による補正の対象からは除外する。

2 つ目は深さ 100~200m の標準的な観測井のうち、DTS 等によって 1m または 0.5m の密なサンプリング間隔で計測された 9 観測井の温度プロファイルである。これらについては、初期条件の温度勾配と推定昇温速度に基づいて算出した T-D 曲線に、観測された T-D 曲線を当てはめることを試みた。温度勾配は $0.5\text{K}/\text{km}$ の単位で任意に設定し、目視でフィッティングする温度勾配を選定した。

3 つ目は、深さ 100~200m の標準的な観測井のうち、サンプリング間隔が粗い 5m 間隔で計測された 121 観測井 (Class-D の 6 観測井を除く 115 観測井) の温度プロファイルである。これらについては、上記と同様の方法でフィッティングすることは困難であったため、簡易な補正方法を採用した。Fig.20(g)-(k)、Fig.21(g)-(k)は、Fig.20(a)-(f)、Fig.21(a)-(f)の 5 区間 (60~80 m、80~100 m、100~120 m、130~150 m、180~200 m) について、初期状態と 100 年後の温度勾配の比率を示したものである。岩相が花崗岩の観測井については Fig.20(g)-(k)、岩相が第四紀堆積層の観測井については Fig.21(g)-(k)の初期状態と 100 年後の温度勾配の比率を測定温度分布の気候変動補正係数として使用した。その他の岩相の観測井についても、Table 1 に示した残りの 5 種類の岩相に分類し、100 年経過前後の温度勾配比を求め、補正係数として使用した。

最も一般的な深さ 100m の観測井の場合、80~100m 区間の平均温度勾配を比較に用いると、補正後の温度勾配は概ね 5~20%程度大きくなっている。補正後の温度勾配の誤差は、

補正前の温度勾配に補正係数を乗じて算出し、Table 3 に記載した。地下水などによる温度分布の乱れが大きいほど、温度勾配の誤差は大きくなる。Class-A の観測井では 5% 程度の誤差であるが、Class-B、Class-C の観測井では共に 10% 程度の誤差となる。

これまで述べてきたように、Fujibe (2012) の提唱する日本列島の気候変動モデルで過去 100 年間の気温上昇による影響の補正を試みた。ここでは、過去 100 年間の実際の地表面温度上昇とモデルがどの程度整合しているかを改めて検討する。東北地方の各地域で気象庁の観測値と比較すると、前述のように 0.3°C 程度の違いがある。また、東北地方の NIED Hi-net 観測井の温度プロファイルを確認すると、大都市に相当する 3.0°C を超える大きな温度上昇は認められない。そこで、モデルによる温度上昇の推定値と実際の温度上昇との差異を 0.5°C まで許容した場合、どの程度の誤差が生じるのか試算する。地表の温度上昇率の違いが補正係数に与える影響は、温度勾配の大きさと、地下のどの区間を解析に使用したかに依存する。180~200m 区間では、温度勾配の大きさに関わらず係数は 1% 未満である。130m~150m 区間では、 $25\text{K}/\text{km}$ 以下の温度勾配では係数は最大約 5%、 $25\text{K}/\text{km}$ 以上の勾配では 2% 未満である。最も影響の大きい 80~100m 区間では、 $20\text{K}/\text{km}$ で $\pm 12\%$ 、 $30\text{K}/\text{km}$ で $\pm 7\%$ 、 $40\text{K}/\text{km}$ で $\pm 5\%$ 、 $50\text{K}/\text{km}$ で $\pm 4\%$ 程度の温度勾配の誤差があると推定される。この程度の誤差が、Table 3 に示した温度勾配の誤差にさらに上乗せされる可能性がある。

3.2.5. 地殻熱流量解析

気候変動補正した温度勾配データと岩石コアの熱伝導率測定結果より、東北地方における NIED Hi-net126 観測井の熱流量データを得た。このうち、65 観測井の熱流量は岩石コアの熱伝導率を直接測定することにより、61 観測井の熱流量は岩石学的な見地からの熱伝導率の推定により求めた。この温度勾配の誤差に熱伝導率測定の測定誤差が加わるため、熱流量データの誤差は Class-A の観測井で約 11%、Class-B の観測井で約 15%、Class-C の観測井で約 12% であった。気候変動補正における 100 年間の温度上昇率を 2.0°C 上昇と一律に仮定し、かつ、熱伝導率未測定の観測井については、岩石コアの熱伝導率を周辺観測点の平均値から推定した第 1 章の結果 (Matsumoto, 2007) と比較すると、両者で推定された東北地方の熱流量の平均値はそれぞれ約 100mWm^{-2} となり、大きな差はないことがわかる。しかし、各観測井の熱流量の値を比較すると、本研究の熱流量値は平均で 5% 大きい (Fig.23)。一方、熱伝導率が未測定の観測井に限定すると、Sato *et al.* (1999) と Gueguen and Palciauskas (1994) に基づく熱伝導率 (Table 1) から推定した地殻熱流量は、比較すると約 14% 大きくなっている。

次に、NIED Hi-net 観測点の分布の空白を埋めるために、温度検層データベースである「日本の坑井温度プロファイルデータベース」(Database on the Temperature Profiles of Boreholes in Japan、以下 DTPBJ) (Sakagawa *et al.*, 2004) に登録されている坑井について地殻熱流量解析の実施を検討した。しかし、DTPBJ には地熱地帯の地熱井や温泉井が多く含まれているため、掘削直後や温度回復試験後の経過時間が短い坑井が多い。これはすなわち、温度回復が十分でない坑井が多く含まれることを意味する。そこで、地下水流動の影響を受けにくく、良好な熱伝導型温度プロファイルを示す垂直掘削された坑井の温度検層データのみを抽出した。熱流量の推定にあたっては、深部で直線性を示す温度プロファイル区間を選択し、温度勾配を決定した。高温の坑井(100°C以上)については、DTPBJ に登録された岩石コア試料の熱伝導率を用いる際に、花崗岩については Miao *et al.* (2014)、その他の岩相については Funnell *et al.* (1996) に基づく熱伝導率の温度依存性の補正を試みた。

DTPBJ に登録されている資源探査のために掘削された当時の通商産業省の基礎試錐5000m級坑井の多くは垂直に掘削されていないが、Akiyama and Hirai (1997) はこれらの掘削井の垂直方向の温度勾配を推定しており、本研究ではこの結果を採用した。また、DTPBJ には含まれないが Akiyama and Hirai (1997) が解析した基礎試錐三島についても DTPBJ と同様に解析した。これらの結果を Table 4 に示す。

本研究で得られた NIED Hi-net 観測井と DTPBJ 坑井の地殻熱流量地図を Fig.22 に示す。Fig.22(a)は各測定点の熱流量値を示したもので、Fig.22(b)は最近傍補間法による空間補間を行った熱流量分布図である。Fig.22(a)に示すように、東北地方の広い範囲で熱流量データを取得することができた。前弧側の熱流量は低く、火山地帯の熱流量は高い傾向にあり、背弧側には熱流量がやや低い地域もあるように見える。奥羽山脈沿いの火山地域では、測定点間の距離が近いにもかかわらず熱流量の値が大きく異なっている地域もあり、地下水の挙動の影響が大きいことが示唆される。Fig.22(b)を俯瞰してみると、奥羽山脈に沿って高熱流量域が分布し、前弧側、特に北上山地の北部と南部、阿武隈山地の東部、背弧側の新潟平野付近には低熱流量域が分布していることが分かる。

3.3. 熱構造モデル解析

3.3.1. 方法

本研究で得た地殻熱流量データに基づき、有限差分近似による一次元定常熱伝導解析(e.g., Beardsmore and Cull, 2001) を用いて地下熱構造を計算した。一次元定常熱伝導解析によって地殻内の温度分布を推定した先行研究としては、Ohkubo *et al.* (1998)、Tanaka

(2009) などがある。一次元定常熱伝導を仮定した場合、深さ z の温度を T 、熱伝導率を λ 、地殻の発熱量を A とすると、その関係式は式(3-1)のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + A = 0 \quad (3-1)$$

従って、地下の推定温度を計算するにあたり、地下の構成物質、熱伝導率、地殻の発熱量を知る必要がある。本研究では、東北日本の地殻構造に関する現在の知見を取り入れ、岩石の熱伝導率の温度依存性を考慮したモデルを採用した。本研究で用いた地殻構造モデルについては、3.3.2 節で説明する。また、3.3.3 節では、熱伝導率の温度依存性をどのように扱うかを説明する。最後に、3.3.4 節で地殻発熱量モデルについて説明する。

3.3.2. 構造モデル

地下温度構造の推定に用いる地殻構造モデルとしては、水平層構造モデルを採用している先行研究の事例が多い中、例外的に Erkan and Backwell (2008) は異方性のあるモデルを採用している。また、地殻発熱量については、単なる層構造モデルではなく、深さに応じて指数関数的に減少するモデルも採用されている (e.g., Tanaka, 2009)。本研究では水平層構造モデルを前提にしつつ、堆積層の存在や最新の知見を取り入れるものとする。

東北日本の地殻構造モデルを設定するにあたり、Muto *et al.* (2013) が扱った地殻構造モデルを踏襲した。東北日本全域における自己浮上式海底地震計 (OBS) および制御震源を用いた屈折法・広角反射法地震探査とハイドロフォンストリーマーを用いた反射法地震探査のプロファイルから得られた地殻構造を考慮した (Iwasaki *et al.*, 2001; Nishisaka *et al.*, 2001; Ito *et al.*, 2004; Takahashi *et al.*, 2004)。Nishimoto *et al.* (2005) による東北日本弧の地震学的構造の岩石学的解釈に従って、上部地殻は花崗岩、下部地殻は角閃石を含む斑レイ岩とし、上部地殻の厚さは 18km とした。Matsubara *et al.* (2017A) によれば、モホ不連続面の深さは 30km から 35km の間に分布していると解釈されているが、本研究ではモホ不連続面を 30km で一定とし、地表から 30km までの温度構造を算出する (Model A)。一方、東北日本の前弧側には地殻下部に花崗岩が存在する地域があることが指摘されている (Nishimoto *et al.*, 2008; Ishikawa *et al.*, 2014; Ishikawa, 2017)。そこで、単純な水平層構造ではなく、Fig.24(a) に示す領域で下部地殻を花崗岩とした温度構造を計算する (Model B)。

また、東北日本には堆積層の厚い平野や火砕堆積物で厚く覆われた地域がある (e.g., Ozawa and Hirayama, 1970; Ikeba *et al.*, 1979; Yamanoi, 2005; Kobayashi, 1996; Tamanyu,

2008)。Table1 に示すように、堆積層の熱伝導率は基盤岩の約半分である。したがって、これらの地域の地下の温度構造をより正確に推定するためには、堆積層を地下構造モデルに組み込む必要がある。このため、浅部・深部統合地盤構造モデル (SDLCM) (NIED, 2019) を用いて、各測定点における基盤岩の深さを求めて堆積層の層厚とし、温度構造の推定精度を向上させた。更に下記のように坑井の岩相情報をもとに幾つかの条件を設定し、Model A、Model B それぞれ5つのケースの地殻構造モデルを作成した (Fig.24(b)、Fig.24(c))。

Case A-1 と Case B-1 は、花崗岩が地表に露出している場合を想定している。また、古第三紀以前の堆積岩、変成岩が露出している Case A-2、A-3、B-2、B-3 では、地下 5km までは地表付近の岩相が継続しているものとして、地下 5km から下は花崗岩と仮定している。Case A-4、Case B-4 では、第三紀堆積層の厚さを坑井位置での基盤岩の推定深度とし、その下を花崗岩と仮定している。最後に、坑底が第四紀堆積層に留まっている Case A-5、Case B-5 では、地下 500m までは第四紀堆積層、地下 500m から基盤岩の推定深度までは第三紀堆積層、その下は花崗岩という複数の岩相による成層モデルを仮定している。

3.3.3. 熱伝導率

岩石の熱伝導率は温度の上昇とともに低下する傾向があり (e.g., Cermak and Rybach, 1982)、熱伝導率と温度の相関性を単純な一次関数で表すモデルがよく用いられる (e.g., Royer and Danis, 1988; Bodri *et al.*, 1989)。熱構造の推定では、実測値のばらつきが大きいことを考慮して一次関数モデルではなく、より単純に、上部地殻の熱伝導率を一定とするモデルが多く用いられている (e.g., Furukawa and Uyeda 1986; Tanaka, 2009)。

しかし近年の高温状態における岩石の熱伝導率の計測技術の向上は著しく、Miao *et al.* (2014) は、4種類の岩石 (花崗岩、花崗閃緑岩、苦鉄質岩、角閃岩) の熱拡散率と比熱をレーザーフラッシュ法と熱分析装置を用いて室温から 1,173K まで同時に測定し、密度データと組み合わせて高精度に熱伝導率を推定した。そこで、本研究では特に高温での温度計算が必要な花崗岩と斑レイ岩については、Miao *et al.* (2014) の結果を用いた。先新第三紀堆積岩である Case A-2、B-2 については、坑井の岩相情報に基づく Table1 の値を Funnell *et al.* (1996) の式における室温状態の熱伝導率とし、熱伝導率の温度依存性を考慮した。Case A-3、B-3 の変成岩については、Table 3 の熱伝導率の測定値を室温値とし、Funnell *et al.* (1996) の式を用いて熱伝導率の温度依存性を考慮した。第三紀、第四紀の堆積層を含む Case A-4、A-5、B-4、B-5 については、堆積層中で 100°C を越えるケースが稀であること、また超える場合は 2000m を越える深度に達すること、さらにこうした深さでは堆積層の圧

密による熱伝導率の上昇効果も厳密には加わることなども考慮し、ここでは近似的に Table 1 の熱伝導率を用い、一定値として温度依存性を考慮しないこととした (Table 5 参照)。

3.3.4. 地殻発熱量について

地殻の放射性発熱量の推定に必要な岩石中の放射性物質の含有量については、Minato (2005) による報告を参考にした。Minato (2005) によれば、日本各地の岩石・土壌中の U、K、Th の濃度を詳細に調査した結果、土壌と岩石の差異は大きくなく、土壌を岩石に置き換えても U、K、Th の比率は概ね保たれると指摘している。そこで、堆積層や火成岩など地殻上部を構成する岩石についてはこれを参考にし、地殻下部を構成する斑レイ岩については Beardsmore and Cull (2001) に基づいて放射性発熱量を推定した (Table 6)。

地殻の放射性発熱量については、深さ方向に指数関数的に減少するモデル (e.g., Furukawa and Uyeda, 1986; Tanaka, 2009) と、水平層構造モデル (e.g., Erkan and Blackwell, 2008; Ohkubo *et al.*, 1998) が提案されている (Table 7, Table 8)。本研究では、水平層構造モデルを採用し、地殻構造に応じた複数の放射性発熱量を定義する。そして、地表温度を T_s とした場合、式(3-1)に基づいて地下の温度 T は以下のように表すことができる。

$$T = T_s + \frac{Q}{\lambda}z - \frac{A}{2\lambda}z^2 \quad (3-2)$$

Fig.25(a)は、Model A (Case A-1) の地殻構造モデルについて、熱流量を 50mWm^{-2} から 200mWm^{-2} まで 25mWm^{-2} 刻みで 7 ケースについて計算したものである。陸域の平均的な熱流量に近い 75mWm^{-2} の場合、深さ約 11km で 300°C に達しており、地震発生層の深さと比較して妥当な温度構造と思われる。

先行研究と本研究の比較のために、二つの先行研究による地殻構造モデル (Fig.24(d)) についても同様に算出してみた。一つは Tanaka (2009) が採用した地殻構造モデルで、熱伝導率を $2.5\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ で一定の値とし、深さ z に対して指数関数的に減少する地殻発熱量 $A(z)$ を以下の式 (3-3) で仮定したものである。

$$A(z) = A(0)\exp\left(-\frac{z}{D}\right) \quad (3-3)$$

ここでは、 $D=10\text{km}$ 、地表の発熱量 $A(0)=1.4\mu\text{Wm}^{-3}$ とし、これを Model C とする。

もう一つは Ohkubo *et al.* (1998) が北海道地域を対象として採用した地殻構造モデルで、地殻発熱量を上部地殻で $1.5\mu\text{Wm}^{-3}$ 、下部地殻で $0.15\mu\text{Wm}^{-3}$ と仮定したものである。熱伝

導率は上部地殻で $2.5\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、下部地殻で $2.0\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ と推定し、温度依存性を考慮して下部地殻側を低く設定している。これを Model D とする。この2つのモデルについて、熱構造計算を行った (Fig.25(b)、Fig.25(c))。

地下 5km 程度の浅い領域では、3モデルともあまり差はないが、Model A の方が若干温度は高い傾向にあり、例えば、熱流量が 100m Wm^{-2} の計算例では、Model A は Model C、D よりも地下 5km で約 30K 温度が高くなっている。熱流量が 200m Wm^{-2} の計算例では、Model A は Model C、D よりも地下 5km で 70K 程度温度が高くなっている。熱流量が大きいほど温度勾配は大きくなり、熱伝導率の温度依存性が顕著になって熱伝導率が減少し、更に温度勾配が大きくなる傾向となる。

低熱流量側では、 50m Wm^{-2} の場合、上部地殻の放射性発熱による熱流量の減衰効果が大きくなる。その結果、地下深部の温度は低くなる。しかし、例えば Fig.26 に示すように、地表に厚い堆積層がある場合、堆積層の温度勾配が大きくなる一方、堆積層中での発熱量は少なく、熱流量の減少が抑制されるため、深度の増加に対して熱流量が減少せず、地下深部の温度が高くなる傾向がある。

一方、Model B のように地殻下部に花崗岩が存在し、上部地殻と下部地殻の発熱量を $2.16\mu\text{Wm}^{-3}$ で一定と仮定した場合には、例えば地表の熱流量が 55m Wm^{-2} の場合、地下 25 km 付近から地殻下部での温度勾配が逆転し始めることになる。そこで下部地殻、つまり地下 18 km 以深の地殻の発熱量については、Furukawa and Uyeda (1986) を参考にして、ほぼ下限値となる $1.0\mu\text{Wm}^{-3}$ に設定する。地表の熱流量が 50m Wm^{-2} の場合では地下 30 km で温度勾配が 0 となる。地表の熱流量が 45m Wm^{-2} の場合には地下 23 km 付近で温度勾配が逆転するものの、30 km まで約 5K の温度低下にとどまることになる (Fig.27)。

本研究の Model B に該当する領域で測定された熱流量は、2 坑井で 50m Wm^{-2} 以下であり、最も低い値は 47m Wm^{-2} 程度であった。したがって、地下 30km 地点の温度はピーク温度より数 K 低くなるが、空間分布を議論する際には、周辺の複数の観測点からの計算結果を平均化するためのフィルターをかけることを前提に、今回の計算ではこの温度低下を許容することにした。

本研究で得られた熱流量の値には、3.2.4 節で述べたように 10-15% の誤差があると推定される。この誤差が地下温度の推定に与える影響について試算する。典型的な Case A-1 の構造モデルで熱流量が 50m Wm^{-2} の場合、誤差を 5% とすると、地下 5km での推定温度の範囲は約 $\pm 6\text{K}$ 、地下 10km では約 $\pm 15\text{K}$ 、15km では約 $\pm 23\text{K}$ 、地下 20km では約 $\pm 30\text{K}$ となるが、15% の誤差では、地下 5km では約 $\pm 16\text{K}$ 、地下 10km では $\pm 34\text{K}$ 、地下 15km

では $\pm 50\text{K}$ 、地下 20km では $\pm 70\text{K}$ となる。深部では不確実性が高くなり、30km で $\pm 110\text{K}$ に達する。 75m Wm^{-2} の場合、5%の誤差として地下 10km で $\pm 19\text{K}$ 、15%の誤差として $\pm 50\text{K}$ 、 100m Wm^{-2} の場合、5%の誤差として地下 10km で $\pm 25\text{K}$ 、15%の誤差として $\pm 80\text{K}$ となり、熱流量が高い場合には、特に地殻浅部での不確実性が高くなる傾向にあることが分かる。このように、本研究で想定した地下熱構造の推定方法は、従来の研究よりも推定温度分布が地殻構造の違いに敏感に反応するモデルであることがわかる。

3.3.5. ソリダス温度

一次元定常熱伝導の仮定が成り立たないソリダス温度以上の部分熔融状態について、次のように扱うこととする。上部地殻では、花崗岩類は深さ 10 km 以上で $600\sim 700^{\circ}\text{C}$ のソリダス温度を持つ (Robertson and Wyllie, 1971)。斑レイ岩などの下部地殻構成岩石のソリダス温度は $800\sim 900^{\circ}\text{C}$ と推定される (Tatsumi *et al.*, 1994; Yoshida *et al.*, 2005)。ここでは、Ohkubo *et al.* (1998) と Nishida and Hashimoto (2007) の方法に従い、上部地殻のソリダス温度を 650°C 、下部地殻の温度を 800°C 、モホ不連続面 (深さ 30km) の温度を 900°C と仮定する。上部地殻で 650°C に達した場合、深さ方向に温度は単調に上昇し、モホ不連続面深度 30km で 900°C に達するように計算モデルを設定した。上部地殻内で 650°C に達せず、地殻下部で 800°C に達した場合は、 800°C 以上では単調に温度が上昇し、モホ不連続面深度で 900°C に達すると仮定した。

3.3.6. 結果

NIED Hi-net 126 観測井、DTPBJ 86 坑井、旧通商産業省基礎試錐試 1 坑井、合計 213 坑井について地下温度構造を算出した。Fig.28 に深度 5km、10km、15km、20km の地下温度分布、Fig.29 に Model A と Model B、Fig.30 に Model C による 300°C 、 400°C 、 450°C 等温線の深度を示す。深度は地表ではなく海拔 0m からの深度に換算した。面的温度分布図の作成にあたり、最近傍補間法 (Nearest neighbor interpolation) に基づき、補間格子サイズを 4 分、約 7.5km とし、半径 50km 以内の複数の観測点の値からフィルターを用いて空間補間を行った。また、各グリッドの値をもとに 100°C 刻みで等温線を作成した。

高温地域は奥羽山脈の中心軸に沿って広がっており、この軸に沿って分布する火山周辺には局所的な高温異常が存在する。これらの地域では 650°C に達する深さが 10km 以下である場所が多く存在する。 50m Wm^{-2} 程度の低熱流量域が存在する前弧側の沿岸部では、深さ 30km で $300^{\circ}\text{C}\sim 400^{\circ}\text{C}$ 程度の低温構造が推定されている。また、堆積層の厚さが 5km にも

及ぶ背弧側南部の低熱流量域では、深さ 10km で約 300°Cの温度構造が推定されている。

3.4. 考察

3.4.1. 熱流量分布の結果と特徴

Fig.16(b)に示した Tanala *et al.* (2004)、Fig.16(c)に示した Sakagawa *et al.* (2006) の先行研究と比較すると、熱流量の空間分布の特徴はほぼ同じ傾向を示していることがわかる。Fig.16(a)に示した地温勾配分布 (Tanaka *et al.*, 2004) と比較しても、同じような傾向を示しているように見える。これまでデータ量の少なかった前弧側に新たな熱流量データを補間することで、北部の平野部の熱流量データの数はいくつか少ないものの、東北日本全体を一定の密度以上の測定点分布でカバーすることができるようになったと言える。現在の火山フロント (VF) がある奥羽山脈では熱流量は高いが、前弧側では VF 付近の熱流量よりやや高い 100mWm⁻²程度の地域も存在する。また、奥羽山脈沿いでは 200mWm⁻²を超える熱流量データも多く推定されている。一方で平野部などでは低熱流量地域が広がっているのがわかる。前弧側、特に北上山地の北部と南部、阿武隈山地の東部、背弧側の新潟平野付近には低熱流量域が分布していることが分かる。

3.4.2. 流体の影響について

Tamanyu (2008) は、東北日本における堆積層の厚さに関連した熱水対流モデルを提案し、熱水対流は先新第三紀の基盤岩の深さまで、具体的には平野部や盆地では地下 1~3 km、火山地帯では最大で地下 1 km まで支配的であると推定している。例えば奥羽山脈の火山周辺に存在する高い熱流量が観測される領域では、熱水対流系が支配的であると考えられている。この場合、地表近傍の熱流量は、深部での熱伝導による熱移動に、浅部での流体による熱移動を加えたものとなる。そのため、数 km 以上の深度の温度構造を推定する際に、過大評価された熱流量の値が使用される可能性がある。特に地熱地域で多くの坑井の地殻熱流量データを推定している Sakagawa *et al.* (2006) は、熱伝導による熱流量と流体の関与による熱流量を分離して解析し、熱伝導による熱流量と同程度の熱が流体によって地表に運ばれていると推定している。したがって、熱水対流系が支配的な地域の高熱流量データを用いて地下の温度構造を推定する際にはこのような問題点を含んでいることに注意を要することになる。

一方、平野部においては広域にわたる地下水流動系が存在していることが指摘されている (Miyakoshi and Uchida, 2001)。こうした地域では、地下水の上昇流域の温度勾配が大き

く、下降流域の温度勾配が小さいなど、地下の温度勾配が複雑に分布することが推定されている (e.g., Uchida *et al.*, 2014; Kaneko *et al.*, 2020)。地下水の影響が強いと判断された Class-D 観測井の多くは、堆積層の厚い平野部に位置しており、その温度プロファイルは下降流型である。また、NIED Hi-net 観測井の温度プロファイルでは、一部影響があると判断された Class-C 観測井を含む約 10%の観測点で表層地下水の影響が明瞭に見られた。これらの観測井の熱流量は低めに見積もられているものが多い。堆積層の厚い平野部や盆地の地域では表層の熱流量は低めに見積もられる傾向があることに注意を要することになる。

3.4.3. 高熱流量地域と火山の分布

堆積層の厚い平野部や火山周辺の地熱地帯では、浅部の地盤構造や地下水の挙動が熱流量に強く影響すると考えられ、これらの影響の存在を仮定して本研究で得られた熱流量分布の解釈を試みる。まずは高熱流量領域の分布について着目してみる。沈み込み帯では前弧側で低熱流量、VF で高熱流量、そして背弧側で中程度の熱流量の分布が見られるとされるが (e.g., Fukahata and Matsu'ura, 2000)、この典型的なパターンと異なる地域に注目してみる。すると、奥羽山脈の東側に沿って高熱流量の地域が存在することがわかる。北上山地の中央部や仙台平野付近では、VF から前弧側に伸びる熱流量の高い領域がある。現在の火山の分布のみならず、過去の火山の分布との相関はどうであろうか。東北日本における VF の位置は、16Ma には現在より 30-40km ほど東にあったが、10Ma にはその位置から 10km ほど西側へ移動している (Yoshida *et al.*, 2013)。このような過去の VF の動きが、今も地殻の熱構造に影響を与えている可能性が考えられる。8Ma 以降、奥羽山脈の中心軸に沿って多くの大規模なカルデラが形成されたが (Yoshida *et al.*, 2013)、現在の VF の前弧側では 1つのカルデラしか確認されていない。直径 10km のマグマ溜りの冷却に要する時間は約 1Ma と言われており (Tomiya, 2000)、現在まで熱的な影響を残している可能性は小さい。一方、カルデラ形成後 60 万年以上火山活動が継続していたと想定される事例 (Takehara *et al.*, 2017) や、後期中新世に形成されたカルデラの下に熱水貯留層や地震波の低速度領域が観測された事例 (Sato *et al.*, 2002) などもある。また、地下深部からの継続的な流体供給などの条件が揃えば、数百万年を超える寿命のマグマ溜まりが存在する可能性も指摘されている (Yoshida *et al.*, 2020)。しかし、東北日本のカルデラ分布 (Yoshida *et al.*, 2013) を見ると、北上山地中部や仙台平野にカルデラが延びている形跡はない。したがって、この高熱流量の原因は VF とは無関係で、高熱流量となる別の要因があると考えらるべきであろう。

3.4.4. 低熱流量地域の解釈について

次に、低熱流量地域の分布について検討する。前節での検討プロセスと同様、沈み込み帯における熱流量分布の想定パターンと異なるところに注目してみる。北上山地の北部ではVFの奥羽山脈側に熱流量の低い地域が存在する。3.1.2節と前節で述べたように、VFは16Maには現在より30-40kmほど東に存在したが(Yoshida *et al.*, 2013)、現在よりも西の位置にVFが存在した時期が16Ma以降であれば、当該地域が低熱流量になることが期待される。しかしその時期は30Maまで遡ることになり、VFは現在の日本海側の海岸線付近に存在したと推定されている(Sato, 1994)。したがって、過去のVFの動きと、VFよりも西側の奥羽山脈まで伸びる北上山地北部付近の低熱流量域の存在との関係は明らかではない。

地殻の沈降や堆積が進行している地域では地殻熱流量が低い(e.g., Fukahata and Matsu'ura, 2000)、過去120年間の東北日本の地殻変動の解析結果(Nishimura, 2012)、過去10万年の隆起速度分布(Fujiwara *et al.*, 2005)そして第四紀の地殻変動量分布(RGQTM, 1973)と比較して、この地域は大きく沈降していないため、その原因も不明である。一方、背弧側の新潟平野も熱流量の低い地域が多いが、これらは堆積層が厚いと推定される地域であり(e.g., Nishimura, 2012; Kobayshi, 1996)、こうした地域では熱流量の低さと長期の地殻変動の整合性がある程度認められている。この地殻変動とそれを促す現在のテクトニックな設定が熱流量の分布に与える影響については、地下の熱構造を推定した結果も含めて検討する必要がある。

3.4.5. D90と熱構造の比較について

算出した温度構造の妥当性の検討のため、D90との比較を試みる。比較にあたり、本研究において第2章で推定したD90よりもさらに高精度と考えられる、3次元速度構造の推定結果に基づき震源再決定し、この地震カタログに基づき推定されたD90(Omuralieva *et al.*, 2012)を用いることとする(Fig.31)。温度構造とD90の空間分布には良い相関があるようで、深さ400°C、450°Cの等温線は相関がある。一方、比較のために等温度深度を計算したModel Cの場合(Fig.30)、400°Cかそれよりやや低い温度で相関があるようだ。

Model A+Model BとD90の相関についてももう少し詳しく検討する。300°C、400°C、450°Cの中では450°C等温度深度とD90の深さは全体としては整合性がありそうである。奥羽山脈に沿って等温度深度、D90共に浅いのだが、等温度深度のほうがより浅く推定されている点が少し異なる。前弧側については、北上山地付近の南側では整合的だが北部ではやや傾向が異なり、D90に比べて等温度深度は深くなる傾向にある。また仙台平野付近に見られ

る D90 が浅くなっている地域は 450°C もしくは 400°C の等温度深度と整合的である。

次に背弧側について検討する。2004 年新潟県中越地震の震源地である新潟平野は、厚い堆積層に覆われている地域である (Kobayashi, 1996)。この地域では、温度と地震発生層下限に相関があり、詳細な地殻構造を導入した効果が現れていると考えられる。新潟平野付近では 450°C の等温深度と整合的であるが、背弧側全体でみると、それよりも北側の地域では D90 のほうが少し深い傾向にあると言えよう。このように、D90 と推定した温度構造の間には地域性が見えそうだが、いくつかの先行研究で、内陸地震の分布と岩石帯の物理条件 (温度、組成など) の相関が報告されている (e.g., Magistrale and Zhou, 1996; Albaric *et al.*, 2009; Hauksson and Meier, 2019)。加えて、浅いプレート内地震の発生が、上部地殻の温度と岩相に依存する摩擦に支配されていることを示唆している (Maeda *et al.*, 2021) との報告もある。本研究で得られた熱構造の特徴は、D90 の温度が深さ、岩相などによってどのように変化するかという情報を与える可能性がある。また、地震の活動度には地域性があり、活動度の低い場所では D90 の推定精度も低いものとなる。精度の高い温度構造や岩相などの情報に基づき、逆に地震の活動度の低い地域の D90 を推定することも可能となるかもしれない。そうであるならば、将来的には NIED Hi-net の整備目的である内陸地震の最大規模の推定に大きく貢献できると考える。

3.4.6. キュリー一点深度と熱構造

次に、Okubo *et al.* (1989) によるキュリー一点深度分布 (Fig.32) と比較する。両者とも分解能の限界はあるが、空間分布の傾向という点では良い相関があるように思われる。しかし、推定温度と比較すると、Model A+Model B (Fig.29) は奥羽山脈付近で 400°C、背弧側と前弧側で 300°C に一致しているようである。前節で述べたように、北上山地の北側から VF の奥羽山脈側にかけて地殻熱流量の低い領域があり、この分布とキュリー一点深度分布の間に相関があることがわかる。しかし、北上山地中央部、仙台平野の高熱流量分布とキュリー一点深度分布の間には明確な相関がみられない。一方で背弧側の新潟平野においては、キュリー一点深度分布と 300°C の等温度深度とよく一致している。キュリー一点深度の分布は、Nishida and Hashimoto (2007) により、400~450°C、あるいは岩石の組成によっては 300°C 程度に相当すると解釈されている。D90 と同様、岩石の物理条件の観点から注意深く検討する必要があるだろう。

3.4.7. テクトニックモデルの影響

岩石の物理条件（温度、組成）が問題になったところで、改めて本研究における地殻構造モデルを確認してみる。本研究では、地殻構造は上部地殻厚 18km、下部地殻厚 12km の単純な水平層状構造であると仮定している。しかし、多くのモデルでは、奥羽山脈直下ではモホ不連続面は深く、前弧側と背弧側ではやや浅いと推定されている（e.g., Nishimoto *et al.*, 2005; Muto and Ohzono, 2012; Matsubara *et al.*, 2017A）。

上部地殻の層厚が地殻発熱量の総量を決定しているため、上部地殻の厚さの不均一性は下部地殻の温度構造の推定に大きな影響を与えることになる。日本列島における 3 次元地震波速度構造の推定結果には不均質性が見られ（e.g., Matsubara *et al.*, 2017B）、地殻発熱量や熱伝導率も単純な水平層構造ではない可能性が高い。本研究で用いたモデルは、単純な水平層構造モデルではなく、堆積層厚の地域性を取り入れたほか、北上山地付近の下部地殻は花崗岩で構成されていると仮定している（Nishimoto *et al.*, 2008; Ishikawa *et al.*, 2014; Ishikawa, 2017）。今後はさらに、岩石の種類に応じた、異なる熱伝導率・放射性発熱量を考慮した 3 次元構造を構築する必要があるだろう。

また、東北日本はテクトニック・インバージョンが進行している地域であり（Sato, 1994）、Fukahata and Matsu'ura（2000）が指摘するように、隆起・沈降などの活発な地殻変動の影響も考慮する必要があるかもしれない。

しかし、地殻の詳細な構造を考慮した本研究における熱構造推定法は、これまでの研究と比較して、熱流量が低い場合は温度が低く、熱流量が高い場合は温度が高く見積もられる傾向がある。この手法の更なる改良点として、流体による熱移送を考慮することが考えられる。Sakagawa *et al.*（2006）が提案した、岩盤中の熱伝導と流体による熱移送の和である熱流束を地表面で観測された熱流量として精緻にモデル化するアプローチは、より正確な温度構造推定を行うために有用であると考えられる。今後は、例えば流体の影響が大きい地表から 1~2km までの熱流量と、基盤岩の熱伝導が支配的な地下の熱流量を分離するなど、地下水モデルとの連携が必要になってくると考えられる。

また、地殻構造以外の要因として、地殻深部の流体の挙動が挙げられる。Nakajima and Hasegawa（2003）は、火山フロントの東側に S 波反射面が存在し、地殻下部から水が供給されるモデルを提案した。このような流体が下部地殻から上部地殻に移動することが熱構造に与える影響についても検討する必要があるだろう。

3.4.8. マントルウェッジ

最後に深部の構造と温度構造との関係、つまり、マントルウェッジの温度構造が本研究の

手法によって推定される熱構造に影響を与える可能性について議論する。第2章でも述べたように、マントルウェッジの高温の領域が一定間隔で分布するホットフィンガーモデル (Tamura *et al.*, 2002) と比較すると、周囲より高温の領域の空間分布がよく一致しているように見える。しかし、この研究では ソリダス温度以上の温度推定については簡略化したモデルを採用しているため、定量的な比較は難しいだろう。

また、特に前弧側で温度が低いことは、Wada and Wang (2009) や Wada *et al.* (2011) が推定した、スラブとマントルが深さ 70-80km までは完全に非結合だがそれ以上の深さでは完全に結合しているモデルにおける熱構造と整合的である。Uchida *et al.* (2020) は、S波スプリッティング解析により、前弧側のマントルウェッジに異方性がないことを明らかにし、前弧側マントルウェッジが沈み込むスラブから切り離され、マントルウェッジ自体の粘性流動性を失っている可能性を示している。70km スラブ等深線の位置 (Fig.31) と推定温度分布 (Fig.29) の低温域の相関は確かに良いが、例えば、これらのマントルウェッジがスラブに非連結となる深さに何らかの地域差を仮定すれば、北上山地北部の低温域と北上山地中央部の高温域は整合するようになるかもしれない。

本研究で熱構造推定に用いた地殻構造モデルは、今後、浅い部分の地下水の挙動や、地殻の深い部分から上昇する流体の挙動に対応させる等、更なる改良ができれば、D90 との比較に求められる精度を高め、モホ不連続面までの温度推定精度を向上させることができる可能性があると考えられる。

3.5. まとめ

NIED Hi-net 観測井の温度プロファイルを用いて、気候変動を補正した東北地方の新しい熱流量データを取得した。得られた熱流量の空間分布は、前弧側で低熱流量、奥羽山脈に沿って高熱流量、背弧側の平野部で低熱流量を示した。しかし、この分布はVF前線に沿って高熱流量と低熱流量に明確に分かれておらず、例えば、低熱流量は前弧側北上山地付近からVFを横断する奥羽山脈まで、高熱流量はVFよりも前弧側にある北上山地中部と仙台平野まで延びていることがわかる。また、地表に岩盤が露出した一様な水平層構造モデルではなく、堆積層等を考慮した異方性のある地殻構造モデルを用いて、熱伝導率の温度依存性と岩相による発熱の違いを考慮した地殻温度構造を求めた。D90 とキュリー点深度分布に良好な相関が見られ、D90 は 400°Cから 450°C、キュリー点深度は奥羽山脈付近で 400°C前後、前弧側と背弧側で 300°C前後に強い相関が見られた。先行研究と比較して、想定した地殻熱構造計算法は、推定温度分布が構造差に敏感なモデルであるが、詳細な地殻構造に関する

る情報が得られれば、より正確な温度構造の推定が可能であることがわかる。例えば、プレートとマントルウェッジ境界の遷移深さを従前より精度よく推定することが可能となるかもしれない。

一方、熱流量の多い領域では流体の挙動をより詳細に扱う必要があると思われる。しかし、特に堆積層の厚い地域での地下温度構造の推定は、これまでの研究より改善されたと考えられる。本研究が、地殻内地震発生層の解析や沈み込み帯のメカニズム解明等、今後の地下温度構造の複雑な解析のための初期モデル構築に役立つことを期待する。

第4章 総括

本論文の第1章では、先行研究によって取得されてきた日本列島における地殻熱流量計測データの現状、地下熱構造の推定に関する研究の現状、そして本研究の目的について述べた。日本列島の陸域では地殻熱流量計測に利用可能な坑井の空間的分布に制約があったため、火山周辺などの地熱地帯を中心に、これまで多数の地殻熱流量データが得られているものの、それ以外の地域ではデータの分布密度が低いものとなっている。こうした現状は、例えば、沈み込むスラブの熱構造の研究において推定された熱構造を検証するための地殻熱流量データの不足に結びついている。従って本研究では、まず日本列島の地殻熱流量分布を明らかにすること、更に、典型的な島弧沈み込み帯である東北地方を対象に、詳細な地殻熱流量分布を明らかにするとともに、これに基づいて詳細な地下熱構造を明らかにすることを目的とした。

第2章では微小地震を観測する防災科学技術研究所高感度地震観測網 (NIED Hi-net) 観測井の温度検層結果から日本列島の地殻熱流量分布を推定した。観測井の標準的な深さは100~200mであり、地下の温度勾配は最近100年間の気象変動の影響を強く受けていることから、地殻熱流量の推定にあたり、全国一律で過去100年間で2℃の温度上昇と仮定して温度勾配の補正を行った。岩石コアの熱伝導率未計測の観測井については同じ様な岩相の観測井の計測データで代用した。その結果、南西諸島を除く日本列島の陸域全域にわたり、面的に均質な662点地殻熱流量分布を得た(従前、日本列島の陸域の測定データは約300点)。大局的には火山フロントを境に前弧側では低熱流量、火山付近では高熱流量、背弧側ではやや高熱流量となるが、紀伊半島から四国地方にかけては前弧側の非火山地帯でありながら高い熱流量が分布しているほか、北海道日高地方や関東地方南部などできわめて低い熱流量が分布するなどの特徴がみられる。高熱流量地域の成因は隆起量や地下深部流体の影響などが考えられる。また、低熱流量地域の成因は沈み込むプレートの構造の影響を受けている可能性があると考えられる。

第3章では、最初に第2章で得た地殻熱流量データの精度向上を図った。NIED Hi-net 観測井の地殻熱流量データのうち、東北地方の132カ所の観測井(標準深さ100~200m)に

ついで、気候変動補正手法の改良（都市のヒートアイランド現象を考慮して、過去 100 年間の温度上昇率が人口密度によって異なるモデルを採用）を行った。加えて、岩石コアの整形が困難故に熱伝導率未計測の観測井に適用する熱伝導率の推定値の選定にあたり、日本列島の平均的な岩石の熱伝導率を採用して推定誤差の低減を図った。更に地下水等の影響による観測井の温度プロファイルの品質管理を導入し、データの品質として問題ないと判断した 126 観測井を選定した。また、これまで利用が進んでいなかった既存の坑井温度データを活用して、新たに 87 点の地殻熱流量の推定を行い、東北地方全域を稠密に覆う地殻熱流量のデータセット（計 213 点）を作成した。本研究で得た地殻熱流量の空間分布は、前弧側で低熱流量、奥羽山脈に沿って高熱流量、背弧側の平野部（新潟平野など）で低熱流量を示した。しかし、この分布は火山フロント（VF）に沿って高熱流量と低熱流量に明確に分かれておらず、例えば、低熱流量域は前弧側の北上山地付近から VF を横断して奥羽山脈まで、高熱流量域は VF よりも前弧側にある北上山地中部と仙台平野まで延びていることがわかる。

更に、第3章で得た地殻熱流量のデータセットに基づき、地下温度構造の推定を行い、東北地方の熱構造の特徴について議論を行った。多くの先行研究で使われてきた、地表に岩盤が露出している状態を仮定した一様な水平層構造モデルではなく、堆積層を考慮した異方性のある地殻構造モデルを日本列島に対して初めて適用し、更に熱伝導率の温度依存性と岩相による発熱の違いを考慮したモデルを採用し、地殻温度構造を求めた。地殻内地震発生下限の指標である D90 とキュリー点深度分布に良好な相関が見られ、D90 は 400°C から 450°C、キュリー点深度は奥羽山脈付近で 400°C 前後、前弧側と背弧側で 300°C 前後に強い相関が見られた。先行研究と比較して、想定した地殻熱構造計算法は、推定温度分布が構造差に敏感なモデルであるが、詳細な地殻構造に関する情報が得られれば、より正確な温度構造の推定が可能であることがわかる。一方、熱流量の多い領域では流体の挙動をより詳細に扱う必要があると思われる。しかし、特に堆積層の厚い地域での地下温度構造の推定は、これまでの研究より改善されたと考えられる。

本研究が、地殻内地震発生層の解析や沈み込み帯のメカニズム解明等、今後の地下温度構造の複雑な解析のための初期モデル構築に役立つことを期待する。

謝辞

本研究を進めるにあたり、横浜国立大学大学院環境情報研究院の石川正弘教授には、本稿の作成に至るまで終始ご指導を賜った。また横浜国立大学大学院の下出信次教授、和仁良二准教授、山本伸次准教授、吉田龍二准教授には、貴重なご助言をいただいた。

元防災科学技術研究所の笠原敬司博士、元筑波大学助教授の小林洋二博士、東京工業大学名誉教授の本蔵義守博士には本研究開始当初に貴重なご助言とご助力をいただいた。

防災科学技術研究所の山田隆二博士、公益財団法人地震予知総合研究振興会（元防災科学技術研究所）の関根秀太郎博士、元公益財団法人地震予知総合研究振興会の山本明博士、元防災科学技術研究所の増子徳道氏、中島裕介氏、一般財団法人日本地図センターの鶴野澤茂氏には観測井の温度検層作業を手伝って頂いた。公益財団法人地震予知総合研究振興会の高野弘子氏、住友商事マシネックス(株)の堀幸仁氏、元(株)OCCの高橋康浩氏、(株)OCCの横田崇氏、(株)エオネックスの赤澤司史氏には温度検層作業にご助力頂いた。

防災科学技術研究所の小村健太郎博士には岩石コア熱伝導率計測法についてご助言を頂いた。笠間恒雄氏には岩石コア熱伝導率計測にご助力頂いた。

防災科学技術研究所の飯塚聡博士には観測井の温度プロファイルの気候変動補正についての的確な助言を頂いた。

神戸大学教授の吉岡祥一博士、建築研究所上席研究員の芝崎文一郎博士には貴重なご助言を頂いた。

元防災科学技術研究所の堀貞喜博士、東京大学地震研究所教授（元防災科学技術研究所）の小原一成博士、防災科学技術研究所の汐見勝彦博士、防災科学技術研究所の青井真博士、防災科学技術研究所の浅野陽一博士の各氏には、この研究を支援していただいた。

一部の図は Generic Mapping Tools ソフトウェアパッケージ (Wessel and Smith, 1998) を用いて描画した。Iwasaki *et al.* (2015) によるプレートモデルは、国土地理院 (250m デジタル地図)、日本海洋データセンター (500m メッシュ水深データ, J-EGG500, http://www.jodc.go.jp/jodcweb/JDOSS/infoJEGG_j.html)、アラスカ大学地理情報ネットワーク (Lindquist *et al.*, 2004) による地形・水深データから構築されたものである。

なお、本研究で用いた気象庁一元化震源は、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、防災科学技術研究所、産業技術総合研究所、国土地理院、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市、海洋研究開発機構及び気象庁の提供するデータを気象庁・文部科学省が協力して処理した結果である。

以上の皆様に深く感謝いたします。

参考文献

- Akiyama, M., Hirai, A. (1997) Maximum paleotemperature gradient using vitrinite reflectance mainly of the government MITI exploratory test wells. *Journal of the Japanese Association for Petroleum Technology*, 62, 1, 69–79. <https://doi.org/10.3720/japt.62.69> (in Japanese with English abstract)
- Albaric, J., Déverchère, J., Petit, C., Perrot, J., Gall, L. B. (2009) Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: insights from the central and southern East African Rift System. *Tectonophysics*, 468(1–4), 28–41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.021>
- Aoi, S., Asano, Y., Kunugi, T., Kimura, T., Uehira, K., Takahashi, N., Ueda, H., Shiomi, K., Matsumoto, T., Fujiwara, H. (2020) MOWLAS: NIED observation network for earthquake, tsunami and volcano. *Earth Planets Space*, 72, 126. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01250-x>
- Arakawa, Y., Shinohara, A. (1981) Rapid Measurement of Thermal Conductivity. *Oyo Buturi*, 50(6), 661–666. <https://doi.org/10.11470/oubutsu1932.50.661> (in Japanese)
- Beardsmore, G. R., Cull, C. P. (2001) *Crustal heat flow: a guide to measurement and modeling*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Beltrami, H., Jessop, A.M., Mareschal, J.-C. (1992) Ground temperature histories in eastern and central Canada from geothermal measurements: evidence of climatic change. *Global and Planetary Change*, 6, 167–184. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90195-B](https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90195-B)
- Beroza, G. C., Ide, S. (2011) Slow earthquakes and nonvolcanic tremor. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 271–296. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152531>
- Blanpied, M. L., Lockner, D. A., Byerlee, J. D. (1991) Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions. *Geophysical Research Letters*, 18, 609–612. <https://doi.org/10.1029/91GL00469>
- Bodri, B., Iizuka, S., Hayakawa, M. (1989) Modeling of deep temperature and heat flow in central Honshu, Japan. *Journal of Geodynamics*, 11, 105–129. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(89\)90011-2](https://doi.org/10.1016/0264-3707(89)90011-2)
- Bonner, J. L., Blackwell, D. D., Herrin, E. T. (2003) Thermal constraints on earthquake depths in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 2333–2354. <https://doi.org/10.1785/0120030041>

Bürgmann, R. (2018) The geophysics, geology and mechanics of slow fault slip. *Earth and Planetary Science Letters*, 495, 112–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.062>

Cermak, G. W. (1971) Short-term recognition memory for complex free-form figures. *Psychonomic Science*, 25, 209–211. <https://doi.org/10.3758/BF03329095>

Cermak, V., Rybach, L. (1982) Thermal properties, in *Physical Properties of Rocks*. edited by G. Angenheister, 305–481, Springer-Verlag, New York.

Correia, A., Safanda, J. (2001) Ground surface temperature history at a single site in southern Portugal reconstructed from borehole temperatures. *Global and Planetary Change*, 29, 155–165. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00087-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00087-X)

Dakin, J. P., Pratt, D. J., Bibby, G. W., Ross, J. N. (1985) Distributed optical fiber Raman temperature sensor using a semiconductor light source and detector. *Electronics Letters*, 21, 569–570. <https://doi.org/10.1049/el:19850402>

Davies, J. H., Davies, D. R. (2010) Earth's surface heat flux. *Solid Earth*, 1, 5–24. <https://doi.org/10.5194/se-1-5-2010>

Demezhko, D. Y., Shchapov, V. A. (2001) 80,000 years ground surface temperature history inferred from the temperature–depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia). *Global and Planetary Change*, 29, 219–230. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00091-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00091-1)

Eaton, J. P., Lee, W. H. K., Pakiser, L. C. (1970) Use of microearthquakes in the study of the mechanics of earthquake generation along the San Andreas fault in central California. *Tectonophysics*, 9, 259–82. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(70\)90021-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(70)90021-1)

Ehara, S. (1971) Terrestrial Heat Flow in Hokkaido, Japan: Preliminary Report. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics*, 3(5), 443–460. <http://hdl.handle.net/2115/8689>

Ehara, S. (1984) Terrestrial heat flow determinations in central Kyushu, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 29, 75–94. https://doi.org/10.18940/kazanc.29.2_75 (in Japanese with English abstract).

Erkan, K., Blackwell, D. D. (2008) A thermal test of the post-subduction tectonic evolution along the

-
- California transform margin. *Geophysical Research Letters*, 35, L07309.
<https://doi.org/10.1029/2008GL033479>
- Ferguson, G., Woodbury, A. D. (2007) Urban heat island in the subsurface. *Geophysical Research Letters*, 34, L23713. <https://doi.org/10.1029/2007GL032324>
- Fujibe, F. (2012) Evaluation of background and urban warming trends based on centennial temperature data. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 63, 43–56. <https://doi.org/10.2467/mripapers.63.43>
- Fujiwara, O., Yanagida, M., Sanga, T., Moriya, T. (2005). Researches on tectonic uplift and denudation with relation to geological disposal of HLW in Japan. *Journal of Nuclear Fuel Cycle and Environment*, 11, 113–124. <https://doi.org/10.3327/jnuce.11.113> (in Japanese with English abstract)
- Fukahata, Y., Matsu'ura, M. (2000) Effects of active crustal movements on thermal structure in subduction zones. *Geophysical Journal International*, 141, 271–281.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00120.x>
- Funnell, R., Chapman, D., Allis, R., Armstrong, P. (1996) Thermal state of the Taranaki Basin, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 101, 25197–25215. <https://doi.org/10.1029/96JB01341>
- Furukawa, Y., Uyeda, S. (1986) Thermal State under Tohoku Arc with Consideration of Crustal Heat Generation. *Bulletin of The Volcanological Society of Japan*, 31(1), 15–28.
https://doi.org/10.18940/kazanc.31.1_15 (in Japanese with English abstract)
- Furukawa, Y., Shinjoe, H., Nishimura, S. (1998) Heat flow in the southwest Japan arc and its implication for thermal processes under arcs. *Geophysical Research Letters*, 25, 1087–1090.
<https://doi.org/10.1029/98GL00545>
- Gerard, R., Langseth, M. G. Jr., Ewing, M. (1962) Thermal gradient measurements in the water and bottom sediment of the Western Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 67, 2, 785–803.
<https://doi.org/10.1029/JZ067i002p00785>
- Goto, S., Ymano, M. (2010) Reconstruction of the 500-year ground surface temperature history of northern Awaji Island, southwest Japan, using a layered thermal property model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183, 435–446. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.10.003>

-
- Gueguen, Y., Palciauskas, V. (1994) Introduction to the physics of rocks. Princeton University Press.
- Hacker, B. R., Abers, G. A., Peacock, S. M. (2003) Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1), 2029.
<https://doi.org/10.1029/2001JB001127>
- Harris, R. N., Chapman, D. S. (2001) Mid-latitude (30°–60°N) climatic warming inferred by combining borehole temperatures with surface air temperatures. *Geophysical Research Letters*, 28, 747–750.
<https://doi.org/10.1029/2000GL012348>
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N., Miura, S. (2005) Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*, 403, 59–75.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.018>
- Hauksson, E., Meier, M. A. (2019) Applying depth distribution of seismicity to determine thermo-mechanical properties of the seismogenic crust in Southern California: comparing lithotectonic blocks. *Pure and Applied Geophysics*, 176, 1061–1081. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1981-z>
- Hirose, H., Obara, K. (2005) Repeating short- and long-term slow-slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan. *Earth Planets Space*, 57, 961–972.
<https://doi.org/10.1186/BF03351875>
- Honda, S. (1985) Thermal structure beneath Tohoku, northeast Japan. *Tectonophysics*, 112, 69–102.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90173-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90173-8)
- Hori, S. (2006) Seismic activity associated with the subducting motion of the Philippine Sea plate beneath the Kanto district, Japan. *Tectonophysics*, 417, 85–100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.027>
- Hyndman, R. D., Davis, E. E., Wright, J. A. (1979) The measurement of marine geothermal heat flow by a multipenetration probe with digital acoustic telemetry and insitu thermal conductivity. *Marine Geophysical Research*, 4, 181–205. <https://doi.org/10.1007/BF00286404>
- Hyndman, R. D., Wang, K. (1995) The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime. *Journal of Geophysical Research*, 100, 22133–22154.
<https://doi.org/10.1029/95JB01970>
-

-
- Hyndman, R. D., Wang, K., Yamano, M. (1995) Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15373–15392.
<https://doi.org/10.1029/95JB00153>
- Iikawa, K. (1991) A study on the crustal movement detected by geodesic means in Central Honshu Japan. Monograph. *Association for the Geological Collaboration in Japan*, 39, 1–74. (in Japanese)
- Ikebe, Y., Ozawa, A., Inoue, H. (1979) Geology of the GOSHOGAWARA district. Quadrangle series scale 1: 50,000 Akita 6(55). https://www.gsj.jp/data/50KGM/PDF/GSJ_MAP_G050_06055_1979_D.pdf (in Japanese with English abstract)
- IPCC (2013) *Climate Change 2013: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex V., Midgley, P. M. (eds.) The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, 1535p.
https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/WG1AR5_SummaryVolume_FINAL.pdf
- Ishikawa, M., Matsubara, M., Takeda, T. (2014) Felsic lower crust and orthopyroxenitic mantle beneath the Kitakami Mountains, Japan: Evidence for slab melting in the Cretaceous. *Japanese Magazine of Mineralogical and Petrological Sciences*, 43(3), 100–107. <https://doi.org/10.2465/gkk.140120> (in Japanese with English abstract)
- Ishikawa, M. (2017) Deep crustal and uppermost mantle lithology of Island Arcs: Izu Arc and NE Honshu Arc. *Journal of the Geological Society of Japan*, 123(6), 355–364.
<https://doi.org/10.5575/geosoc.2017.0027> (in Japanese with English abstract)
- Ito, A., Fujie, G., Tsuru, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Kaneda, Y. (2004) Fault plate geometry in the source region of the 1994 Sanriku-oki earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 163–175.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.007>
- Ito, K. (1990) Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large island earthquakes. *Journal of Physics of the Earth*, 38, 223–50.
<https://doi.org/10.4294/jpe1952.38.223>
- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S., Hirose, H. (2006) Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, 26, 503–506. <https://doi.org/10.1126/science.1134454>

-
- Ito, Y., Tsuji, T., Osada, Y., Kido, M., Inazu, D., Hayashi, Y., Tsushima, H., Hino, R., Fujimoto, H. (2011) Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38, L00G05. <https://doi.org/10.1029/2011GL048355>
- Iwasaki, T., Kato, W., Moriya, T., Hasemi, A., Umino, N., Okada, T., Miyashita, K., Mizogami, T., Takeda, T., Sekine, S., Matsushima, T., Tashiro, K., Miyamachi, H. (2001) Extensional structure in Northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling. *Geophysical Research Letters*, 28, 2329–2332. <https://doi.org/10.1029/2000GL012783>
- Iwasaki, T., Sato, H., Shinohara, M., Ishiyama, T., Hashima, A. (2015) Fundamental structure model of island arcs and subducted plates in and around Japan. 2015 Fall Meeting, AGU, San Francisco, California, 14–18 Dec 2015. Abstract T31B–2878.
- Jessop, A. M. (1990) Thermal geophysics. Elsevier, Amsterdam, p306.
- Ji, Y., Yoshioka, S., Manea, V. C., Manea, M., Matsumoto, T. (2017) Three-dimensional numerical modeling of thermal regime and slab dehydration beneath Kanto and Tohoku, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 122, 332–353. <https://doi.org/10.1002/2016JB013230>
- JMA (2016A) Heat Island Monitoring Report 2015. JMA. (in Japanese; available from <https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/h28/index.html>)
- JMA (2016B) Climate Change in Tohoku. JMA. (in Japanese; available from <https://www.data.jma.go.jp/sendai/knowledge/climate/change/report.html>)
- JMA (2022) A mean annual temperature in Japan. JMA. (in Japanese; available from https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an_jpn.html)
- Kaneko, S., Tomigashi, A., Ishihara, T., Shrestha, G., Yoshioka, M., Uchida, Y. (2020) Proposal for a Method Predicting Suitable Areas for Installation of Ground-Source Heat Pump Systems Based on Response Surface Methodology. *Energies*, 13(8), 1872. <https://doi.org/10.3390/en13081872>
- Kimura, H., Kasahara, K., Igarashi, T., Hirata, N. (2006) Repeating earthquake activities associated with the Philippine Sea plate subduction in the Kanto district, central Japan: a new plate configuration revealed by interplate aseismic slips. *Tectonophysics*, 417, 101–118. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.06.013>

Kimura, G. (1994) The latest Cretaceous–early Paleogene rapid growth of accretionary complex and exhumation of high pressure series metamorphic rocks in northwestern Pacific margin. *Journal of Geophysical Research*, 99, 22147–22164. <https://doi.org/10.1029/94JB00959>

Kimura, G. (1996) Collision orogeny at arc–arc junctions in the Japanese Islands. *Island Arc*, 5, 262–275. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1996.tb00031.x>

Kinoshita, M., Yamano, M., Post, J., Halbach, P. (1990) Heat flow measurements in the southern and middle Okinawa Trough on R/V Sonne in 1988. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 65, 571–588. <https://doi.org/10.15083/0000032768>

Kinoshita, M., Yamano, M. (1995) Heat flow distribution in the Nankai Trough region. In Shcheka, S.A. and Tokuyama, H. eds.: *Geology and geophysics of the Philippine Sea floor*. Terra Scientific Publ., Tokyo, 77–86.

Kinoshita, M., Yamano, M. (1997) Hydrothermal regime and constraints on reservoir depth of the Jade site in the Mid-Okinawa Trough inferred from heat flow measurements. *Journal of Geophysical Research*, 102, 3183–3194. <https://doi.org/10.1029/96JB03556>

Kinoshita, M., Kawada, Y., Tanaka, A., Urabe, T. (2006) Recharge/discharge interface of a secondary hydrothermal circulation in the Suiyo Seamount of the Izu-Bonin arc, identified by submersible-operated heat flow measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 498–508. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.006>

Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J., Matsuzawa, T. (2010) Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 415–426. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.038>

Kitajima, T., Kobayashi, Y., Suzuki, H., Ikeda, R., Omura, K., Kasahara, K., Okada, Y. (1997) Thermal structure and earthquakes beneath the Kanto district, Abstracts. 1997 Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting, 247.

Kobayashi, Y. (1977) A relationship between the distribution of focal depth of microearthquakes and surface heat flow in southeastern Japan and central Japan. In National Committee of Geophysics and Seismological Society of Japan (eds.). *Proceedings of the Symposium on the Earthquake Prediction Research (1976)*, 184–

-
193. *National Committee of Geophysics and Seismological Society of Japan, Tokyo* (in Japanese with English abstract).
- Kobayashi, I. (1996) Quaternary Geology of the Echigo Plain, Niigata, Japan. *The Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, 35(3), 191–205.
<https://doi.org/10.4116/jaqua.35.191> (in Japanese with English abstract)
- Kono, Y., Kobayashi, Y. (1971) Terrestrial heat flow in Hokuriku district, central Japan. *Science Reports of Kanazawa University*, 16, 61–72. <http://doi.org/10.24517/00011323>
- Lachenbruch, A. H., Sass, J. H. (1980) Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6185–6222. <https://doi.org/10.1029/JB085iB11p06185>
- Lachenbruch, A. H., Marshall, B. V. (1986) Changing climate: Geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. *Science*, 234, 689–696. <https://doi.org/10.1126/science.234.4777.689>
- Lee, W. H. K., Uyeda, S. (1965) Review of heat flow data, in *Terrestrial Heat Flow*, edited by Lee, W. H. K., Geophys. Mono., 8, 87–190, AGU, Washington, D.C. <https://doi.org/10.1029/GM008p0087>
- Li, X., Furukawa, Y., Nagao, T., Uyeda, S., Suzuki, H. (1989) Heat flow in central Japan and its relations to geological and geophysical features. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 64, 1–36.
<https://doi.org/10.15083/0000032807>
- Lindquist, K. G., Engle, K., Stahlke, D., Price, E. (2004) Global Topography and Bathymetry Grid Improves Research Efforts. *Eos Trans AGU* 85(19), 186. <https://doi.org/10.1029/2004EO190003>
- Maeda, S., Toda, S., Matsuzawa, T., Otsubo, M., Matsumoto, T. (2021) Influence of crustal lithology and the thermal state on microseismicity in the Wakayama region, southern Honshu, Japan. *Earth Planets Space*, 73, 173. <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01503-3>
- Magistrale, H., Zhou, H. W. (1996) Lithologic control of the depth of earthquakes in Southern California. *Science*, 273(5275), 639–642. <https://doi.org/10.1126/science.273.5275.639>
- Majorowicz, J. A., Safanda, J. (2001) Composite surface temperature history from simultaneous inversion of borehole temperatures in western Canadian plains. *Global and Planetary Change*, 21, 231–239.
[https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00092-3](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00092-3)
-

-
- Matsubara, M., Sato, H., Ishiyama, T., Van Horne, A. D. (2017A) Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands derived from three-dimensional seismic tomography. *Tectonophysics*, 710–711, 97–107. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.025>
- Matsubara, M., Sato, H., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T. (2017B) Three-Dimensional Seismic Velocity Structure Beneath Japanese Islands and Surroundings Based on NIED Seismic Networks Using both Inland and Offshore Events. *Journal of Disaster Research*, 12(5), 844–857.
<https://doi.org/10.20965/jdr.2017.p0844>
- Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K., Mimura, K. (2003) $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan: surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 221–230.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00479-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00479-5)
- Matsumoto, T. (2007) Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net. 2007 Fall Meeting, AGU, San Francisco, California, 10–14 Dec 2007. Abstract T23A-1217.
- Matsuzawa, T., Hirose, H., Shibasaki, B., Obara, K. (2010) Modeling short- and long-term slow slip events in the seismic cycles of large subduction earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 115, B12301.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007566>.
- Menberg, K., Bayer, P., Zosseder, K., Rumohr, S., Blum, P. (2013A) Subsurface urban heat islands in German cities. *Science of Total Environment*, 442, 123–133.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.10.043>
- Menberg, K., Blum, P., Schaffitel, A., Bayer, P. (2013B) Long term evolution of anthropogenic heat fluxes into a subsurface urban heat island. *Environmental Science and Technology*, 47, 9747–9755.
<https://doi.org/10.1021/es401546u>
- Miao, S. Q., Li, H. P., Chen, G. (2014) Temperature dependence of thermal diffusivity, specific heat capacity, and thermal conductivity for several types of rocks. *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*, 115, 1057–1063. <https://doi.org/10.1007/s10973-013-3427-2>
- Minato, S. (2005) Uranium, Thorium and Potassium Concentrations in Japanese Soils. *Radioisotopes*, 54, 509–515. <https://doi.org/10.3769/radioisotopes.54.509>
-

-
- Miyakoshi, A., Uchida, Y. (2001) Distribution of subsurface temperature and groundwater flow system in the Kanto Plain. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 52(6), 253–290.
<https://doi.org/10.9795/bullgsj.52.253> (in Japanese with English abstract)
- Miyakoshi, A., Hayashi, T., Kawai, M., Kawashima, S., Hachinohe, S. (2009) Change in groundwater and subsurface thermal environment in the Tokyo metropolitan area. Abstracts Japan Geophysics Union Meeting 2009, H129-P003.
<http://www2.jpgu.org/meeting/2009/program/session/pdf/H129/H129-P003.pdf> (in Japanese)
- Muto, J., Ohzono, M. (2012) Rheological profile across the northeastern Japan lithosphere toward precise modeling of the 2011 Tohoku Oki Earthquake. *Journal of the Geological Society of Japan*, 118, 323–333.
<https://doi.org/10.5575/geosoc.2012.0026> (in Japanese with English abstract)
- Morishige, M. (2018) Subduction zone dynamics constrained from numerical models and observations. *Zisin*, 71, 1–11. <https://doi.org/10.4294/zisin.2017-10> (in Japanese)
- Morishige, M. (2022) The thermal structure of subduction zones predicted by plate cooling models with variable thermal properties. *Geophysical Journal International*, 229(3), 1490–1502.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggac008>
- Muto, J., Shibazaki, B., Ito, Y., Inuma, T., Ohzono, M., Matsumoto, T., Okada, T. (2013) Two-dimensional viscosity structure of the northeastern Japan islands arc-trench system. *Geophysical Research Letters*, 40, 4604–4608. <https://doi.org/10.1002/grl.50906>
- Nagao, T. (1987) Heat flow measurements in the Tohoku-Hokkaido regions by some new techniques and their geotectonic interpretation. D.Sc. Thesis, University of Tokyo.
- Nakajima, J., Hasegawa, A. (2003) Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127, 1–18. [https://doi.org/10.101/S0377-0273\(03\)00155-0](https://doi.org/10.101/S0377-0273(03)00155-0).
- National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience. (2019) J-SHIS, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience. <https://doi.org/10.17598/nied.0012>
- Nishida, Y., Hashimoto, T. (2007) Geothermal structure of the crust and the upper mantle in Hokkaido, Japan: A review. *Geophysical Bulletin of Hokkaido University*, 70, 1–12.

<https://doi.org/10.14943/gbhu.70.1> (in Japanese with English abstract)

Nishimoto, S., Ishikawa, M., Arima, M., Yoshida, T. (2005) Laboratory measurement of P wave velocity in crustal and upper mantle xenoliths from Ichino-megata, NE Japan: Ultrabasic hydrous lower crust beneath the NE Honshu arc. *Tectonophysics*, 396, 245–259. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.010>

Nishimoto, S., Ishikawa, M., Arima, M., Yoshida, T., Nakajima, J. (2008) Simultaneous high P-T measurements of ultrasonic compressional and shear wave velocities in Ichino-megata mafic xenoliths: Their bearings on seismic velocity perturbations in lower crust of northeast Japan arc. *Journal of Geophysical Research*, 113, B12212. <https://doi.org/10.1029/2008JB005587>

Nishimura, S., Mogi, T., Katsura, K. (1986) Thermal gradients of deep wells and their terrestrial heat flows in central and southwest Japan. *Journal of the Geothermal Research Society of Japan*, 8, 347–360. <https://doi.org/10.11367/grsj1979.8.347> (in Japanese with English abstract).

Nishimura, S. (1990) Thermal gradients of deep wells and their terrestrial heat flows (2). *Journal of the Geothermal Research Society of Japan*, 12, 283–293. <https://doi.org/10.11367/grsj1979.8.347> (in Japanese with English abstract).

Nishimura, T. (2012) Crustal deformation of northeastern Japan based on geodetic data for recent 120 years. *Journal of the Geological Society of Japan*, 118(5), 278–293. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2012.0027> (in Japanese with English abstract)

Nishisaka, H., Shinohara, M., Sato, T., Hino, R., Mochizuki, K., Kasahara, J. (2001) Crustal Structure of the Yamato Basin and the Margin of the Northeastern Japan Sea Using Ocean Bottom Seismographs and Controlled Sources. *Zisin*, 54(3), 365–379. https://doi.org/10.4294/zisin1948.54.3_365 (in Japanese with English abstract)

Obara, K. (2002) Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, 296, 1679–1681. <https://doi.org/10.1126/science.1070378>

Obara, K., Kato, A. (2016) Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*, 353, 253–257. <https://doi.org/10.1126/science.aaf1512>

Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H., Yamamoto, A. (2004) Recent progress of seismic observation networks in Japan —Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—. *Earth Planets*

Space 56, 15–28. <https://doi.org/10.1186/BF03353076>

Okubo, Y., Tsu, H., Ogawa, K. (1989) Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan. *Tectonophysics*, 159, 279–290. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90134-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90134-0)

Okubo, Y., Akita, F., Tanaka, A. (1998) Thermal Gradient Map and Thermal Structural Model -A Case Study of Hokkaido-. *Journal of the Geothermal Research Society of Japan*, 20(1), 15–29. <https://doi.org/10.11367/grsj1979.20.15> (in Japanese with English abstract)

Omuralieva, A. M., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J., Okada, T. (2012) Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis. *Tectonophysics*, 518–521, 93–105. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.013>

Ozawa, A., Hirayama, J. (1970) Geology of the GOSHOGAWARA district. Quadrangle series scale1: 50,000 Aomori 5(21). https://www.gsj.jp/data/50KGM/PDF/GSJ_MAP_G050_05021_1970_D.pdf (in Japanese with English abstract)

Peacock, S. M., Wang, K. (1999) Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286, 937–939. <https://doi.org/10.1126/science.286.5441.937>

Pollack, H. N., Hurter, S. J., Johnson, J. R. (1993) Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, 31, 267–280. <https://doi.org/10.1029/93RG01249>

Pollitz, F. (1986) Pliocene change in Pacific plate motion. *Nature*, 320, 738–741. <https://doi.org/10.1038/320738a0>

Robertson, J. K., Wyllie, P. J. (1971) Rock-water system, with special reference to the water-deficient region. *American Journal of Science*, 271, 252–277. <https://doi.org/10.2475/ajs.271.3.252>

Royer, J. J., Danis, M. (1988) Steady state geothermal model of crust and the problem of the boundary conditions: application to a rift system, the southern Rhinegraben. *Tectonophysics*, 156, 239–255. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90062-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90062-5)

Sakagawa, Y., Umeda, K., Suzuki, M., Kajiwara, T., Uchida, Y. (2004) Database on the Temperature Profiles of Boreholes in Japan. *Zisin*, 57, 63–67. https://doi.org/10.4294/zisin1948.57.1_63 (in Japanese)

-
- Sakagawa, Y., Umeda, K., Asamori, K. (2006) Heat flux distribution in Japan taking account of advection processes. *Journal of the Geothermal Research Society of Japan*, 28(2), 211–221.
<https://doi.org/10.11367/grsj1979.28.211> (in Japanese with English abstract)
- Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, 99, 22261–22274.
<https://doi.org/10.1029/94JB00854>
- Sato, H., Imaizumi, T., Yoshida, T., Ito, H., Hasegawa, A. (2002) Tectonic evolution and deep to shallow geometry of Nagamachi-Rifu Active Fault System, NE Japan. *Earth Planets Space*, 54, 1039–1043.
<https://doi.org/10.1186/BF03353298>
- Sato, T., Taniguchi, W., Fujita, T., Hasegawa, H. (1999) Data Collection by Literature Survey on Rock Physical Properties in Japan (II), JNC TN7400 99-011, Japan Nuclear Cycle Development Institute (in Japanese with English abstract). <https://jopss.jaea.go.jp/pdfdata/JNC-TN7400-99-011.pdf>.
- Segall, P., Bradley, A. M. (2012) Slow-slip evolves into megathrust earthquakes in 2D numerical simulations. *Geophysical Research Letters*, 39, L18308. <https://doi.org/10.1029/2012GL052811>
- Serpen, Ü., Aksoy, N., Öngür, T., Korkmaz, E. D. (2009) Geothermal Energy in Turkey: 2008 update. *Geothermics*, 38, 227–237. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2009.01.002>
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S., Nakamura, S. (2006) Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442, 188–191.
<https://doi.org/10.1038/nature04931>.
- Shiomi, K., Matsubara, M., Obara, K. (2006) Configuration of Philippine Sea Slab and Local Seismicity Beneath Central and Southwest Japan. *EOS Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T21A-0390.
- Sibson, R. H. (1984) Roughness at the base of the seismogenic zone: contribution factors. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5791–5799. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05791>
- Sugai, T. (1990) The Origin and Geomorphic Characteristics of the Erosional Low-Relief Surfaces in the Akaishi Mountains and the Southern Part of the Mikawa Plateau, Central Japan. *Geographical Review of Japan, Ser. A, Chirigaku Hyoron*, 63(12), 793–813.
https://doi.org/10.4157/grj1984a.63.12_793 (in Japanese with English abstract)
-

- Suzuki, H., Omura, K. (1999) Geological and Logging Data of the Deep Observation Wells in the Kanto Region, Japan. *Technical Note of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience*, 191. <https://doi.org/10.24732/nied.00001805> (in Japanese with English abstract)
- Tadai, O., Lin, W., Tanikawa, W., Hirose, T., Sakaguchi, M. (2009) Technical note on thermal conductivity measurement for drilled core samples. *JAMSTEC Report of Research and Development*, 9(2), 1–14. https://doi.org/10.5918/jamstecr.9.2_1 (in Japanese with English abstract)
- Takahashi, N., Kodaira, S., Tsuru, T., Park, J-O, Kaneda, Y., Suyehiro, K., Kinoshita, H., Abe, S., Nishio, M., Hino, R. (2004) Seismic structure and seismogenesis off Sanriku region, northeastern Japan. *Geophysical Journal International*, 159, 129–145. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02350.x>
- Takehara, M., Horie, K., Tani, K., Yoshida, T., Hokada, T., Kiyokawa, S. (2017) Timescale of magma chamber processes revealed by U-Pb ages, trace element contents and morphology of zircons from the Ishizuchi caldera, Southwest Japan Arc. *Island Arc*, 26, e12182. <https://doi.org/10.1111/iar.12182>
- Tamanyu, S. (2008) Classification of wide areas including high-temperature regions from the viewpoint of subsurface temperature distribution –Examples of Tohoku and Chugoku/Shikoku districts. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 59(1), 45–52. <https://doi.org/10.9795/bullgsj.59.45> (in Japanese with English abstract)
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y., Shukuno, H. (2002) Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 197, 105–116. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00465-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00465-X)
- Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y., Sasada, M. (2004) Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data. *Earth Planets Space*, 56, 1191–1194. <https://doi.org/10.1186/BF03353339>
- Tanaka, A., Ishikawa, Y. (2005) Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152, 257–266. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.011>
- Tanaka, A. (2009) Lithospheric thermal structure: one of factors influencing depth of earthquakes. *Zisin*, 61(Supplement), S239–S245. <https://doi.org/10.4294/zisin.61.239> (in Japanese with English abstract)

Tanaka, H., Chen, W. M., Wang, C. Y., Ma, K. F., Urata, N., Mori, J., Ando, M. (2006) Frictional heat from faulting of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Geophysical Research Letters*, 33, L16316.

<https://doi.org/10.1029/2006GL026673>

Tatsumi, Y., Furukawa, Y., Yamashita, S. (1994) Thermal and geochemical evolution of the mantle wedge in the northeast Japan arc: 1. Contribution from experimental petrology. *Journal of Geophysical Research*, 99(22), 275–283. <https://doi.org/10.1029/94JB00283>

Tatsumi, Y., Suenaga, N., Yoshioka, S., Kaneko, K., Matsumoto, T. (2020) Contrasting volcano spacing along SW Japan arc caused by difference in age of subducting lithosphere. *Scientific Reports*, 10, 15005. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-72173-6>

Tester, J. W., Anderson, B., Batchelor, A., Blackwell, D., DiPippo, R., Drake, E., Garnish, J., Livesay, B., Moore, M. J., Nichols, K., Petty, S., Toksöz, M. N., Veatch Jr., R. W., Baria, R., Augustine, C., Enda, M., Negraru, P., Richards, M. (2006) The Future of Geothermal Energy: Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century. Massachusetts Institute of Technology, 358.

The Headquarters for Earthquake Research Promotion (1997) Fundamental earthquake survey and observation plans (August 29, 1997) (in Japanese). https://www.jishin.go.jp/main/w_060_f-e.htm

The Headquarters for Earthquake Research Promotion (2003) Long-term evaluation of earthquakes in the Kuril Trench (in Japanese). https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima.pdf

The Research Group for Quaternary Tectonic Map, Tokyo (1973) Explanatory Text of the Quaternary Tectonic Map of Japan, NRCDP.

https://dil-opac.bosai.go.jp/publication/quaternary_chikaku/pdf/about_en.pdf

Thévenaz, L. (2006) Review and progress in distributed fiber sensing. Optical Fiber Sensors, Technical Digest (CD) (Optical Society of America, 2006) paper ThC1. <https://doi.org/10.1364/OFS.2006.ThC1>

Tomiya, A. (2000) Influence of a Magma Chamber on Thermal Structure of the Surrounding Crust. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 45(3), 173–179. https://doi.org/10.18940/kazan.45.3_173 (in Japanese with English abstract)

Uchida, Y., Yoshioka, M., Shrestha, G. (2014) Evaluation of potential for ground-source heat pump system based on hydrological data. *BUTSURI-TANSA*, 67(1), 25–36. <https://doi.org/10.3124/segj.67.25> (in

Japanese with English abstract)

Uchida, N., Nakajima, J., Wang, K., Takagi, R., Yoshida, K., Nakayama, T., Hino, R., Okada, T., Asano, Y. (2020) Stagnant forearc mantle wedge inferred from mapping of shear-wave anisotropy using S-net seafloor seismometers. *Nature Communications*, 11, 5676. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-19541-y>

Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K., Oikawa, T. (2006) Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high ^3He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149, 47–61.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.06.005>

Uyeda, S., Horai, K. (1964) Terrestrial heat flow in Japan. *Journal of Geophysical Research*, 69, 2121–2141. <https://doi.org/10.1029/JZ069i010p02121>

Von Herzen, S., Uyeda, S. (1963) Heat Flow through the Eastern Pacific Ocean Floor. *Journal of Geophysical Research*, 68, 4219–4250. <https://doi.org/10.1029/JZ068i014p04219>

Wada, I., Wang, K. (2009) Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q10009.
<http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002570>

Wada, I., Rychert, C. A., Wang, K. (2011) Sharp thermal transition in the forearc mantle wedge as a consequence of nonlinear mantle wedge flow. *Geophysical Research Letters*, 38, L13308.
<https://doi.org/10.1029/2011GL047705>

Wakita, H., Sano, Y., Mizoue, M. (1987) High ^3He emanation and seismic swarms observed in a nonvolcanic forearc region. *Journal of Geophysical Research*, 92, 12539–12546.
<https://doi.org/10.1029/JB092iB12p12539>

Wang, K., Hyndman, R. D., Yamano, M. (1995) Thermal regime of the Southwest Japan subduction zone: effects of age history of the subducting plate. *Tectonophysics*, 248, 53–69. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00028-L](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00028-L)

Watanabe, T., Epp, D., Uyeda, S., Langseth, M., Yasui, M. (1970) Heat flow in the Philippine Sea. *Tectonophysics*, 10, 205–224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(70\)90107-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(70)90107-1)

Wessel, P., Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos, Trans. AGU*, 79(49):579.

Williams, D. L., Von Herzen, R. P. (1974) Heat loss from the Earth: new estimate. *Geology*, 2, 327–328. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1974\)2<327:HLFTEN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1974)2<327:HLFTEN>2.0.CO;2)

Yamano, M., Uyeda, S., Furukawa, Y., Dehghani, G. A. (1986) Heat flow measurements in the northern and middle Ryukyu Arc area on R/V Sonne in 1984. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 61, 311–327. <https://doi.org/10.15083/0000032872>

Yamano, M., Uyeda, S., Foucher, J.-P., Sibuet, J.-C. (1989) Heat flow anomaly in the middle Okinawa Trough. *Tectonophysics*, 159, 307–318. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90136-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90136-4)

Yamano, M. (1995) Recent heat flow studies in and around Japan, in *Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia*. edited by M. L. Gupta and M. Yamano, pp. 173–201, A. A. Balkema, Rotterdam, 1995.

Yamano, M., Goto, S. (1999) High heat flow anomalies on the seaward slope of the Japan Trench. *Eos, Trans. AGU*, 80, F929 (abstract).

Yamanoi, T. (2005) Formation of the Yamagata Basin and Its Circumferential Mountains. *The Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, 44(4), 247–261. <https://doi.org/10.4116/jaqua.44.247> (in Japanese with English abstract)

Yamazaki, T. (1992) Heat flow in the Izu-Ogasawara (Bonin)-Mariana Arc. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 43, 207–235. https://www.gsj.jp/data/bull-gsj/43-04_01.pdf

Yano, E. T., Takeda, T., Matsubara, M., Shiomi, K. (2017) Japan unified high-resolution relocated catalog for earthquakes (JUICE): Crustal seismicity beneath the Japanese Islands. *Tectonophysics*, 702, 19–28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.017>

Yasui, M., Watanabe, T. (1965) Studies of the thermal state of the Earth. The 16th paper: Terrestrial heat flow in the Japan Sea (1). *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 43, 549–563. <https://doi.org/10.15083/0000033624>

Yasui, M., Kishii, T., Watanabe, T., Uyeda, S. (1966) Studies of the thermal states of the Earth, The 18th paper: Terrestrial heat flow in the Japan Sea (2). *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 44, 1501–

1518. <https://doi.org/10.15083/0000033530>

Yasui, M., Kishii, T., Watanabe, T., Uyeda, S. (1968) Heat flow in the Japan Sea, in *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area*, edited by Knopoff, L., Drake, C. L., Hart, P. J., Geophys. Mono., 12, 3–16, AGU, Washington, D.C. <https://doi.org/10.1029/GM012p0003>

Yoshida, T., Nakajima, J., Hasegawa, A., Sato, H., Nagahashi, Y., Kimura, J., Tanaka, A., Prima, O. D. A., Ohguchi, T. (2005) Evolution of late Cenozoic magmatism in the NE Honshu Arc and its relation to the crust–mantle structure. *Quaternary Research*, 44, 195–216. <https://doi.org/10.4116/jaqua.44.195> (in Japanese with English abstract)

Yoshida, T., Kimura, J., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Honda, S., Ishikawa, M., Prima, O. D. A., Kudo, T., Shibasaki, B., Tanaka, A., Imaizumi, T. (2013) Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust–mantle structure in the NE Japan Arc. *Geological Society London Special Publications*, 385, 335–387. <https://doi.org/10.1144/SP385.15>

Yoshida, T., Takashima, R., Kudo, T., Prima, O. D. A., Maeda, S., Yoshida, K., Okada, T., Miura, S., Takahashi, T., Nagahashi, Y., Kataoka, K. (2020) Late Cenozoic Igneous Activity and Crustal Structure in the NE Japan Arc: Background of Inland Earthquake Activity. *Journal of Geography*, 129(4), 529–563. <https://doi.org/10.5026/jgeography.129.529> (in Japanese with English abstract)

Yoshioka, S., Suminokura, Y., Matsumoto, T., Nakajima, J. (2013) Two-dimensional thermal modeling of subduction of the Philippine Sea plate beneath southwest Japan. *Tectonophysics*, 608, 1094–1108. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.003>

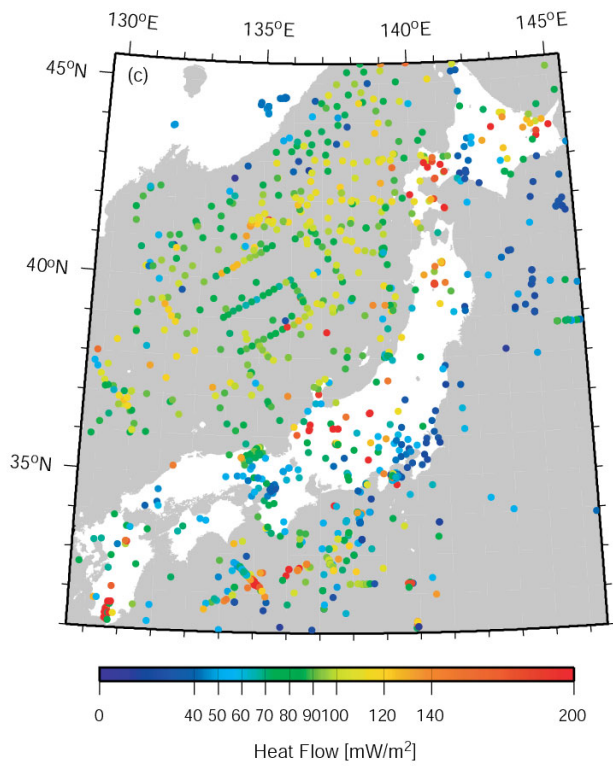


Fig. 1 日本列島周辺の地殻熱流量分布図。Tanaka *et al.* (2004)においてコンパイルされた陸域、海域の地殻熱流量データを示す。

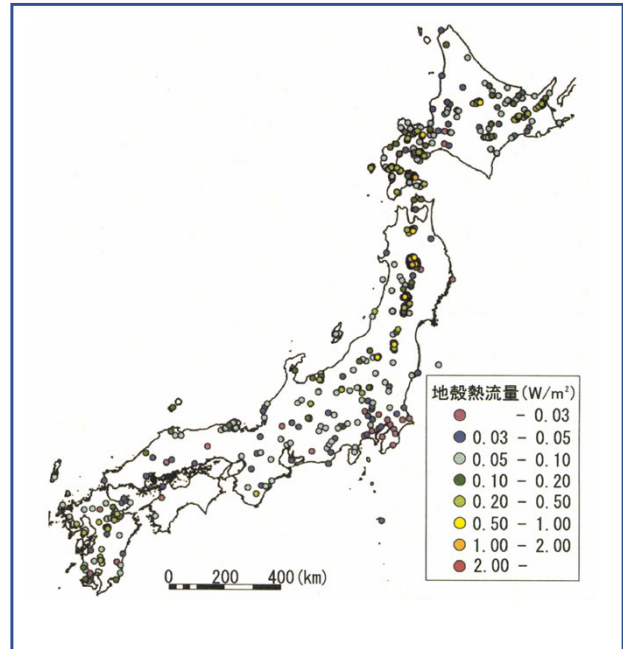


Fig. 2 「日本全国の坑井温度プロファイルのデータベース」に基づき推定された地殻熱流量分布図(Sakagawa *et al.*, 2006)

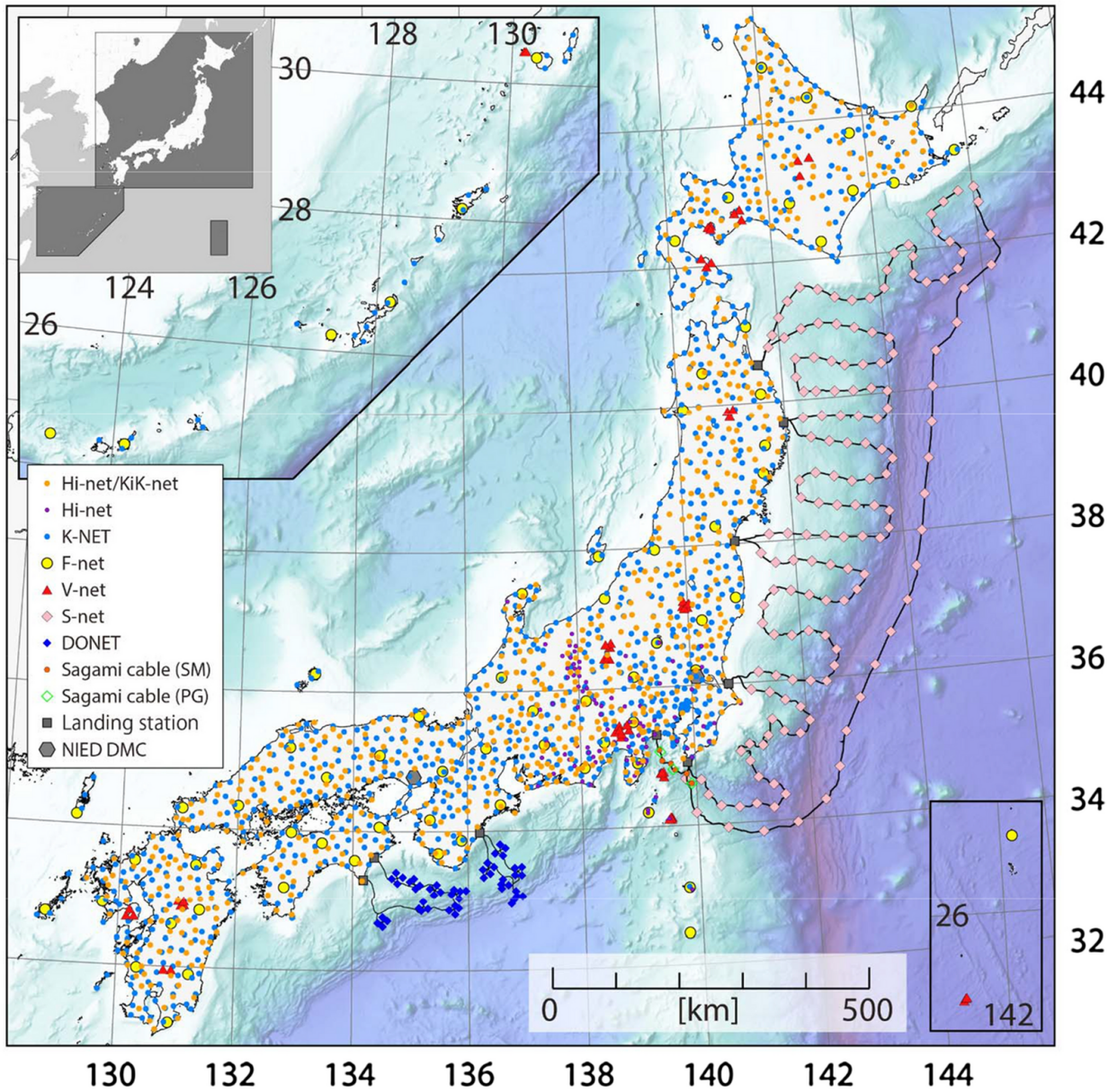


Fig. 3 MOWLAS station distribution for the three regions of the inset map (Aoi *et al.*, 2021). SM and PG indicate seismometers and pressure gauges, respectively

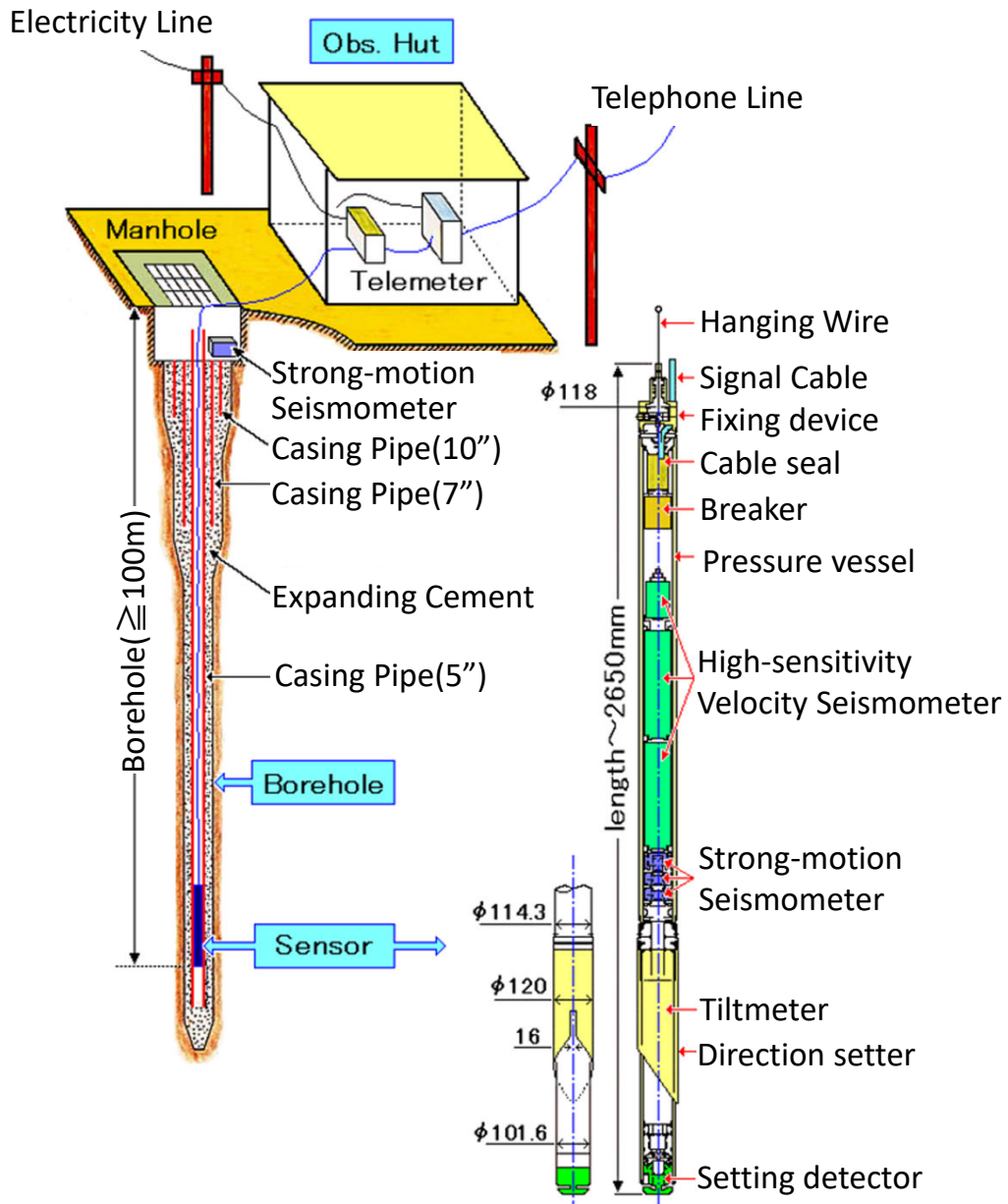


Fig. 4 NIED Hi-net 観測施設構成図。Okada *et al.* (2004)に一部加筆。浅部は10インチと7インチ、最深部までは5インチのケーシングパイプを挿入し、セメントを打設して坑井を保護している。そのため、坑底に設置する地震計は回収、再設置が可能となっている。

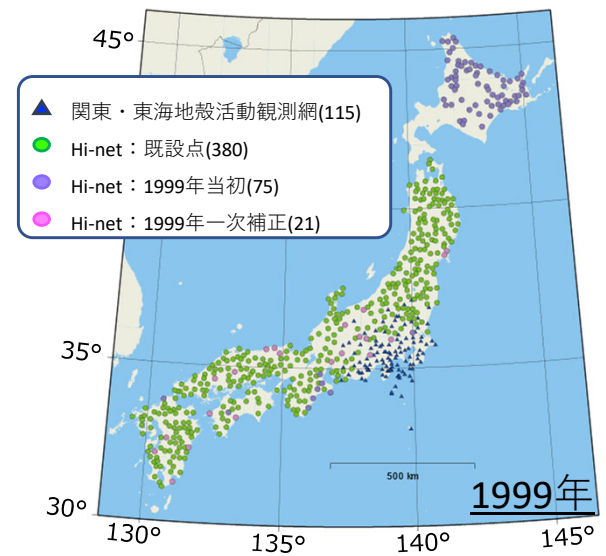
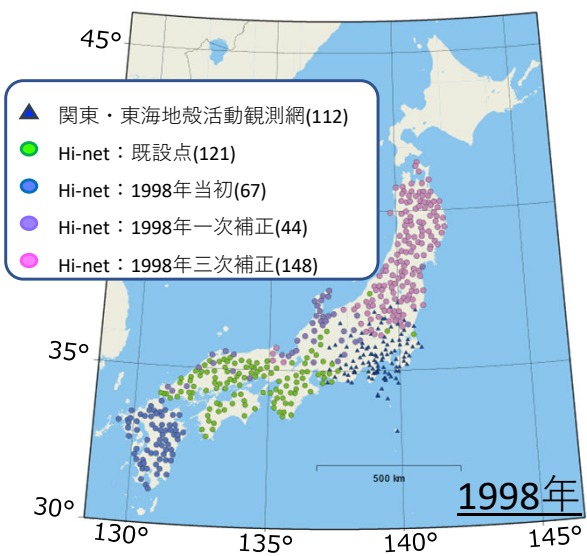
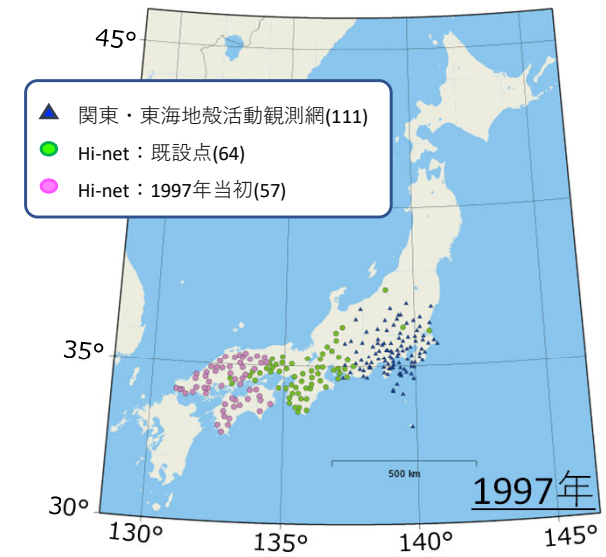
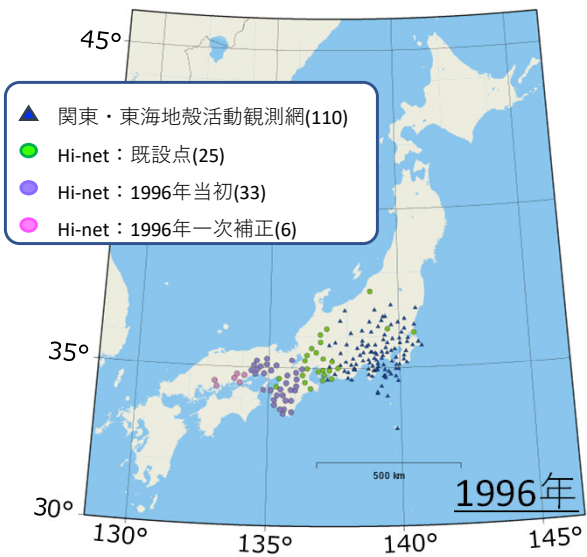
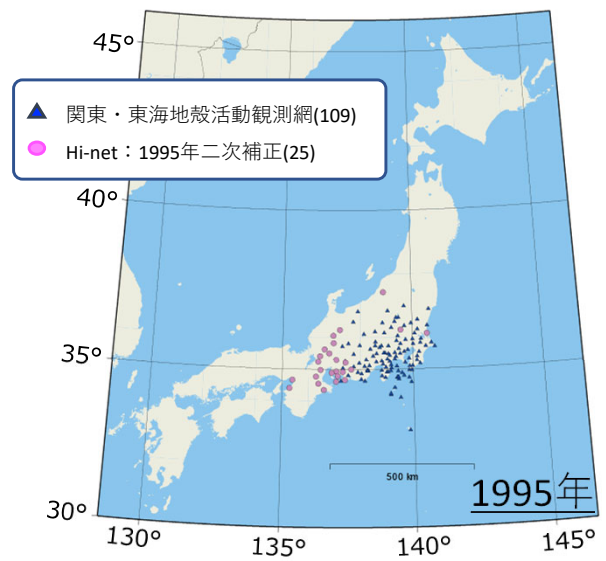


Fig. 5 (脚注は次頁参照)

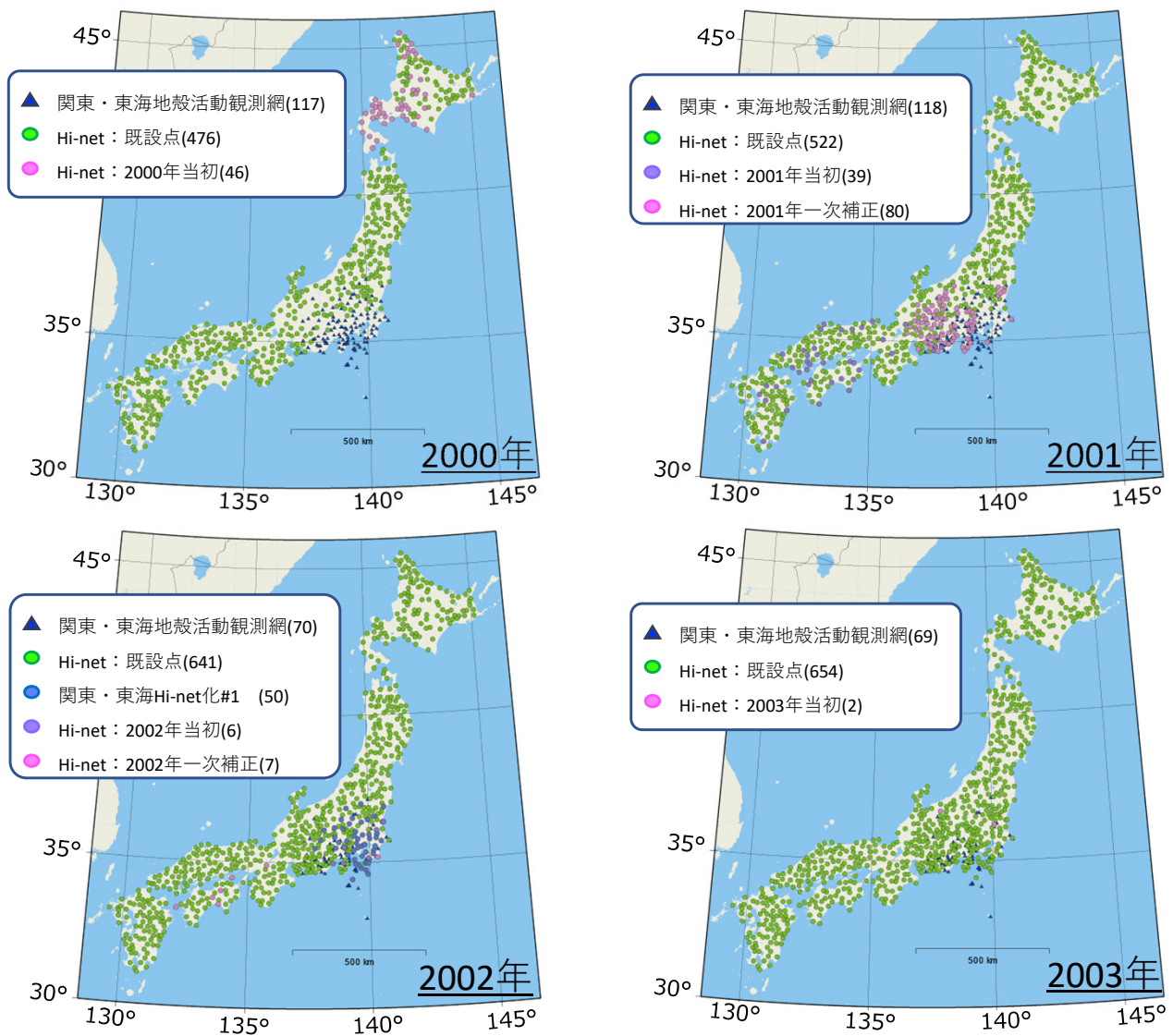


Fig. 5 (前頁から続く) NIED Hi-net観測点の整備状況の推移 (1995年~2003年) 1994年の図は、NIED Hi-net整備開始以前に防災科学技術研究所が運用していた関東東海地殻活動観測網の観測点分布図を示す。整備年は予算措置年度を示すため、実際に観測井が完成したのは当該年度から2年以内となる。

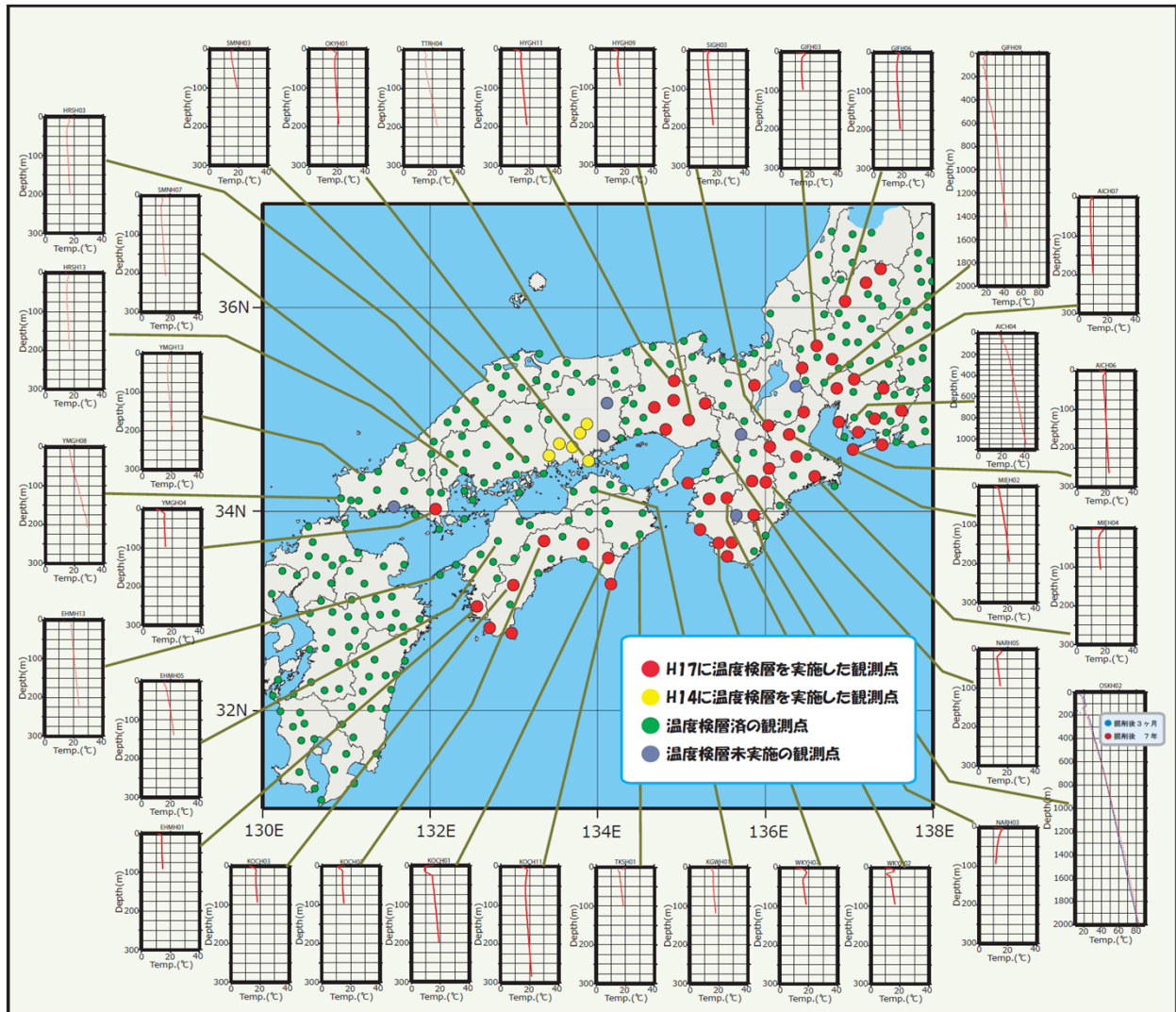


Fig. 6 西南日本地域におけるNIED Hi-net観測井の温度検層結果例 西南日本地域においては1995年以降整備が進み、合計約300カ所の観測点が建設された。これら中には標準的な掘削深度の浅層観測井だけでなく、此花(2038m)、田尻(1535m)、羽島(1538m)、安城(1085m)など掘削深度が1000mを越える観測井6本、掘削深度300mを越える観測井25本が含まれている。これらの観測井では掘削終了から数ヶ月以内、地震計設置時に温度検層を実施している(緑色○印)。ただし初期に建設された約60カ所の観測井については温度検層が未実施であった為、掘削から5~8年経過後に光ファイバによる温度検層を実施し(黄色○印、赤色○印)、気候変動に伴う地温勾配逆転層が見える非常に良質な温度プロファイルを得ている。また、此花(OSKH02)では地震計再設置の際(掘削から7年後)にサーミスタを用いた2回目の温度検層を実施している。

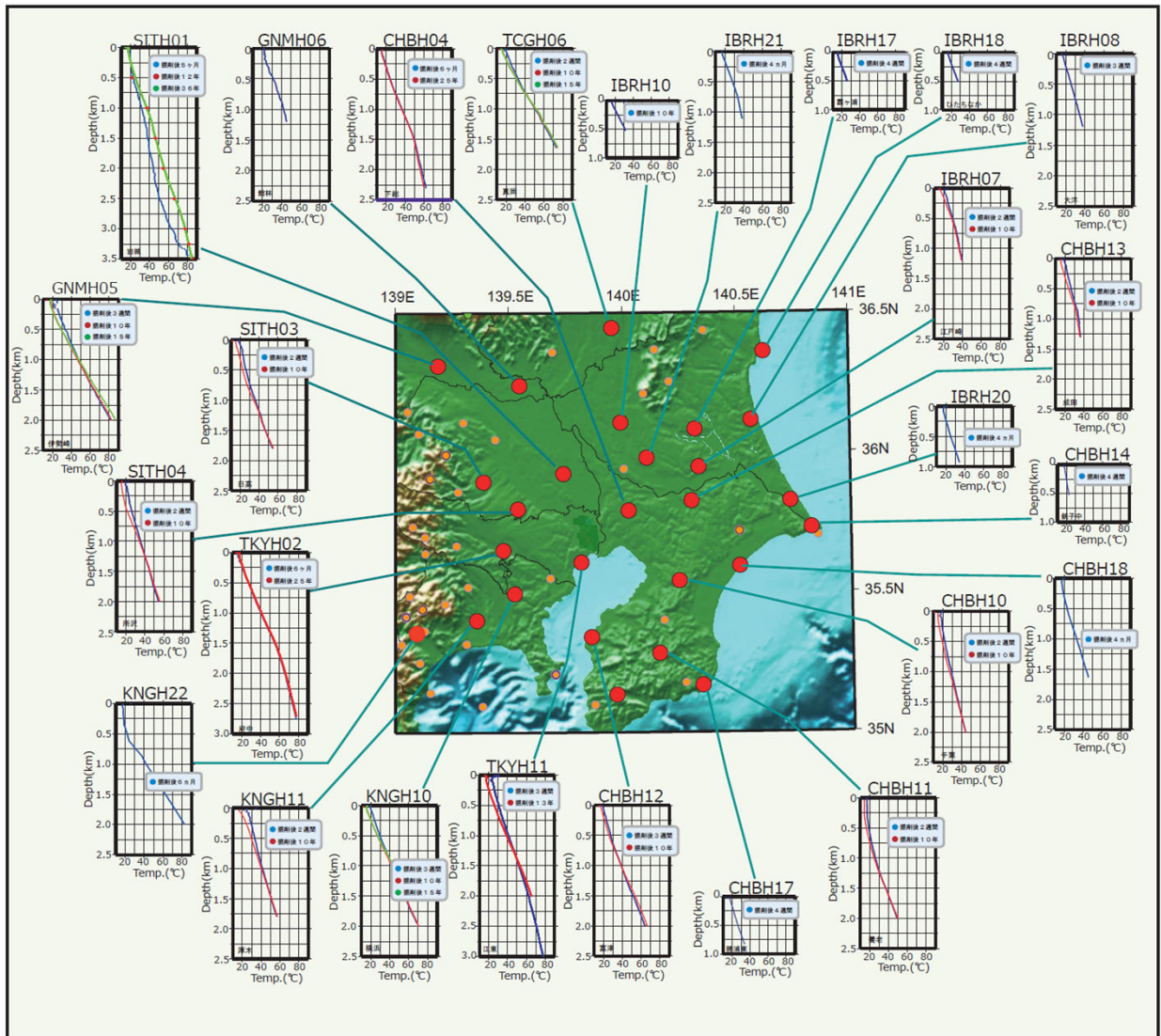


Fig. 7 関東地域におけるNIED Hi-net中深層観測井の温度検層結果例 防災科学技術研究所ではNIED Hi-net整備開始前の1970年代から2000~3000m級の中深層観測井20カ所以上を関東地方に整備している。各観測井は掘削直後に温度検層を実施しているが、2003年、および2007年から2008年にかけて複数箇所所で地震計の再設置時に2回目と3回目の温度検層を実施し精度の高い地殻熱流量データを得ている。また、岩槻、府中については新たに信号ケーブル中に光ファイバを設置し、掘削から20年以上経過し、十分に地層平衡温度に達していると考えられる高精度の良質な温度プロファイルを得ている。この他、文部科学省による大都市大震災軽減化特別プロジェクトに於いて掘削された中層井3本の温度検層データも得られている。

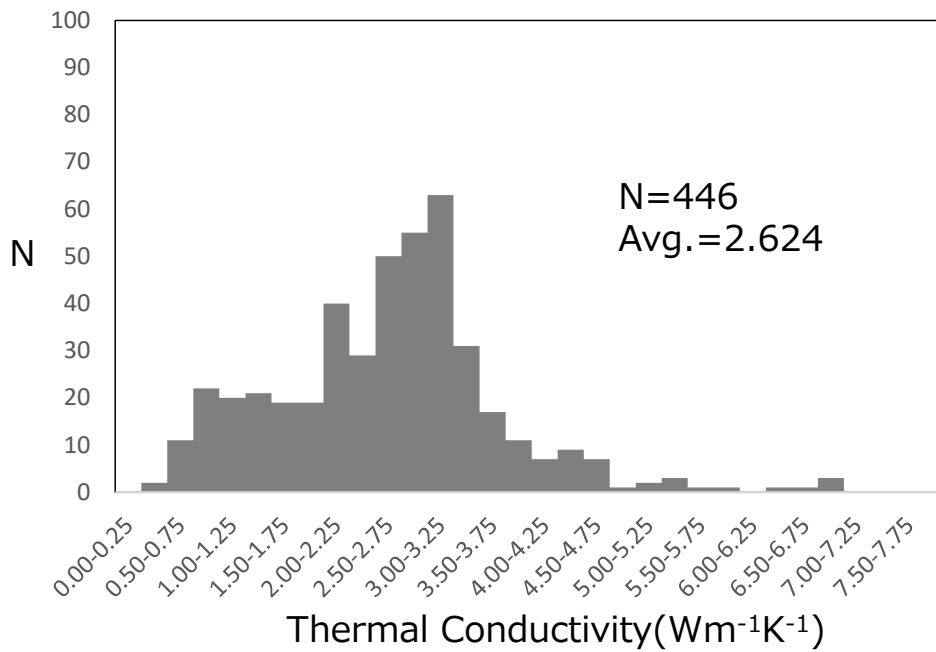


Fig. 8 The histogram of the thermal conductivity in Matsumoto (2007)

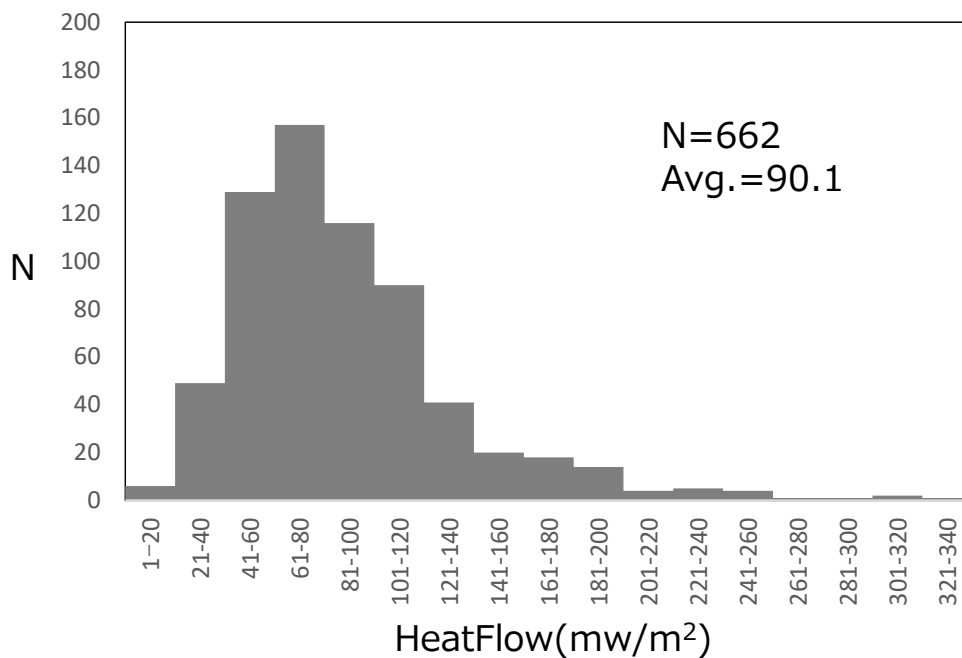


Fig. 9 The histogram of heat flow in Matsumoto (2007)

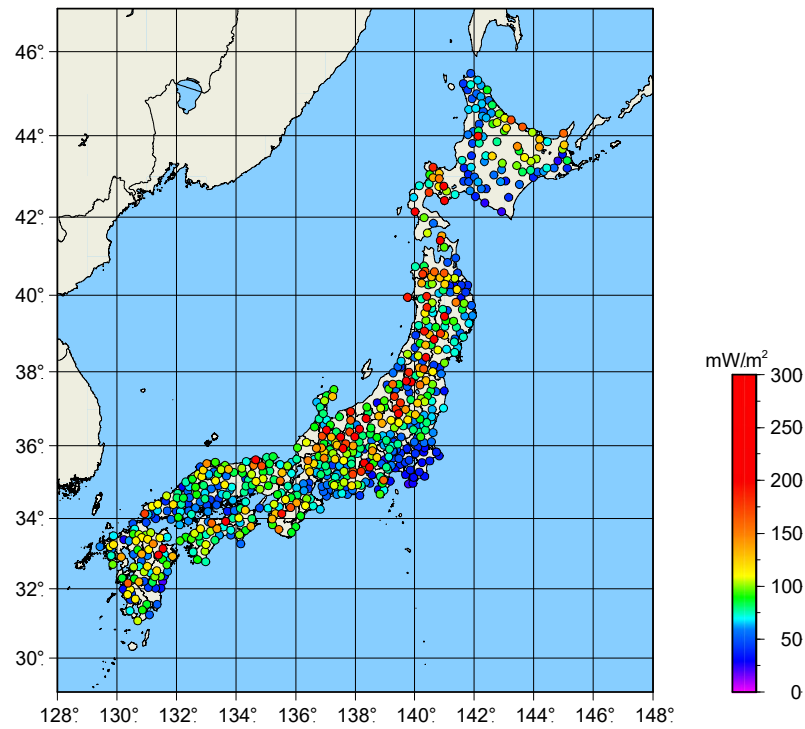


Fig. 10 NIED Hi-net 観測井の温度検層データから推定した地殻熱流量分布図。観測井毎の熱流量値を○印でプロットしている。気候変動による影響を補正するにあたり、全国一律で過去100年間に2℃の温度上昇を仮定している。

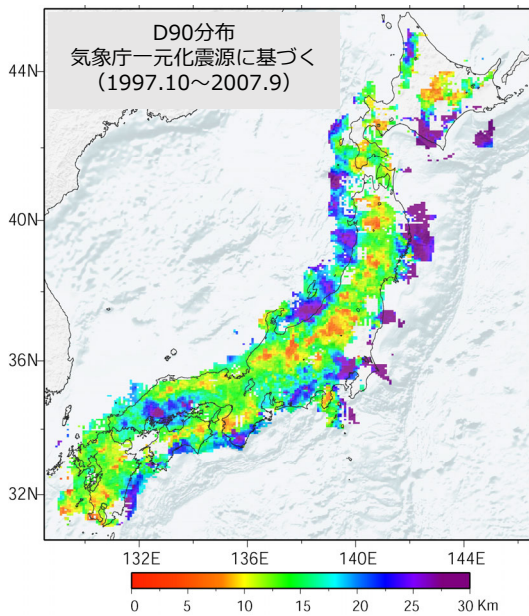


Fig. 11 NIED 気象庁一元化震源カタログ（期間:1997年10月～2007年9月）より推定したD90（地震発生下限深度）分布図。

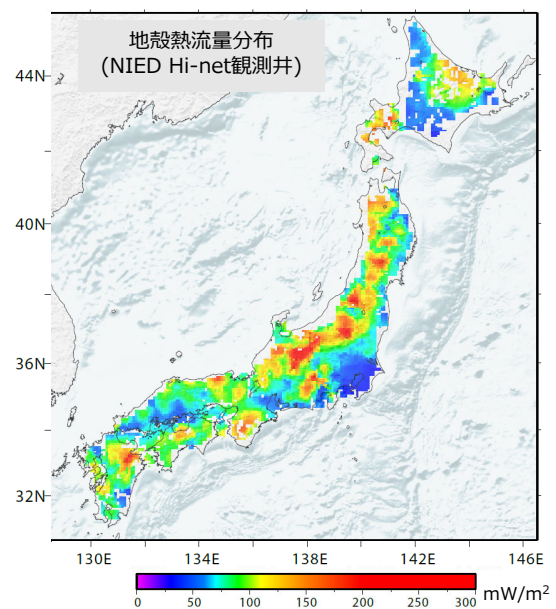


Fig. 12 NIED Hi-net 観測井の温度検層データから推定した地殻熱流量分布図。Fig. 10の観測井毎の熱流量値に基づき、Nearest Neighbor 法により空間的に補完を行い、面的な地殻熱流量分布図として作成した。

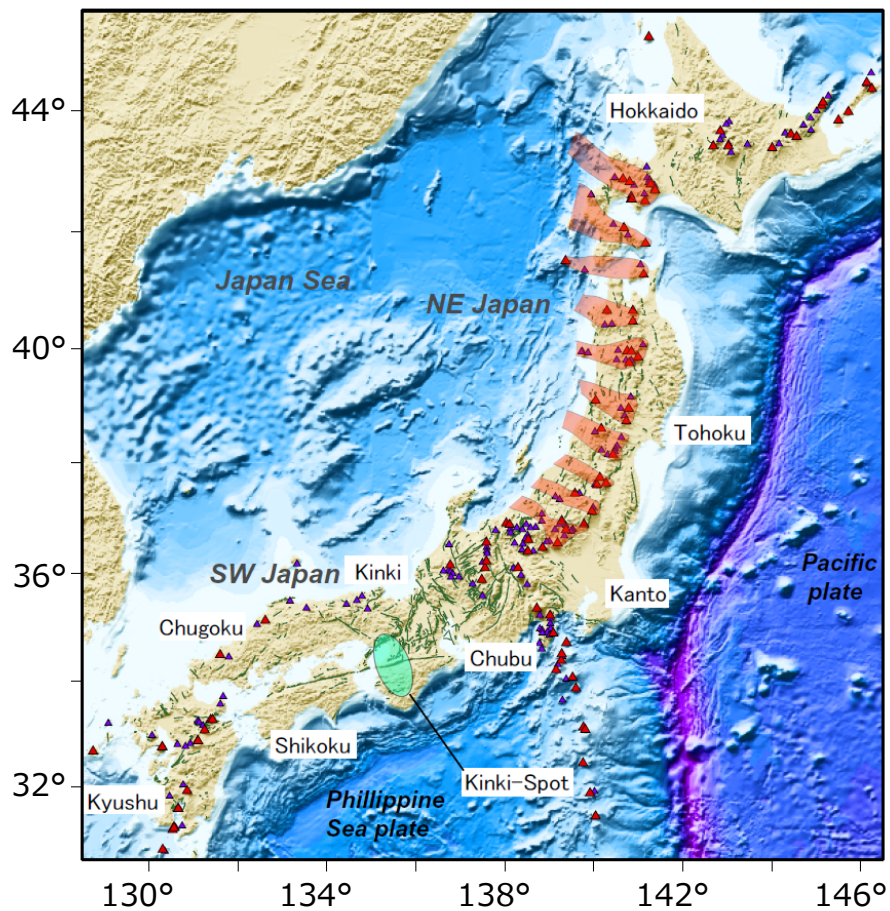


Fig. 13 日本列島の火山分布図。赤の三角形は活火山、紫の三角形は第四紀火山を示す（第四紀火山カタログ委員会編, 1999）。緑色の線は活断層を示す（活断層研究会編「新編日本の活断層」より）。薄い緑色で網掛けされた地域は、ヘリウム同位体異常が認められるKinki-Spotである（Wakita *et al.*, 1987）。薄い赤色で網掛けされた領域は、Tamura *et al.*(2002)が指摘した“ホットフィンガー”と呼ばれる、マンツルの高温異常が認められる領域を示す。

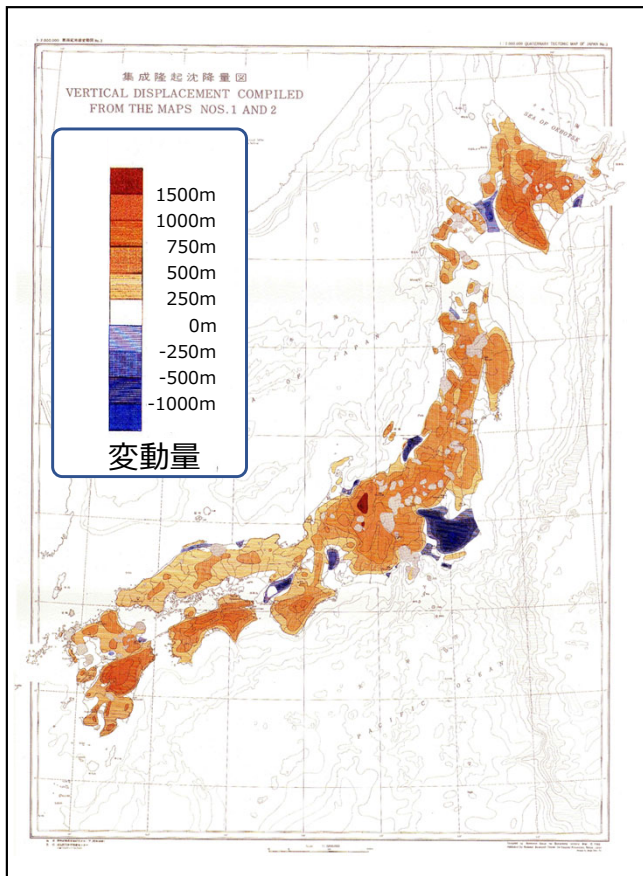


Fig. 14 第四紀地殻変動図（集積沈降量図）第四紀地殻変動研究グループ編（1973）。

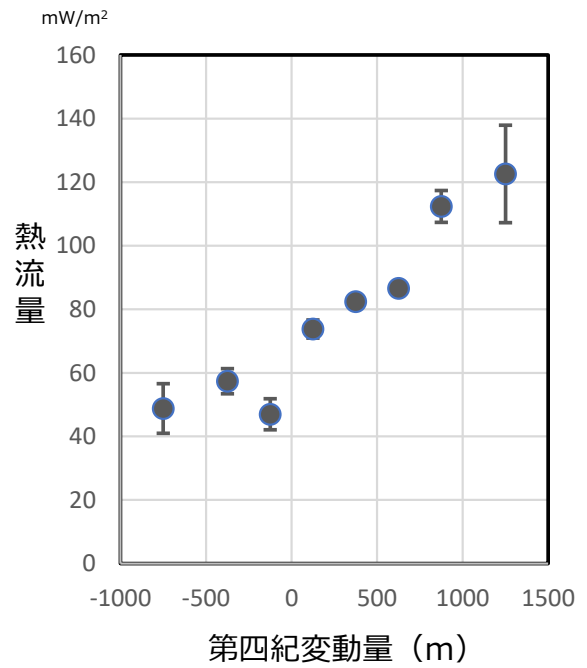


Fig. 15 第四紀地殻変動量（隆起・沈降）と地殻熱流量の対比図。横軸はNIED Hi-net観測井の地殻変動量。便宜的に地殻変動量の中央値（区間0m~250mの場合は125m）とした。縦軸は地殻変動量各区間の観測井の熱流量の平均値とした。極めて粗い推定となるものの、地殻変動量と地殻熱流量との間には相関が見られる。

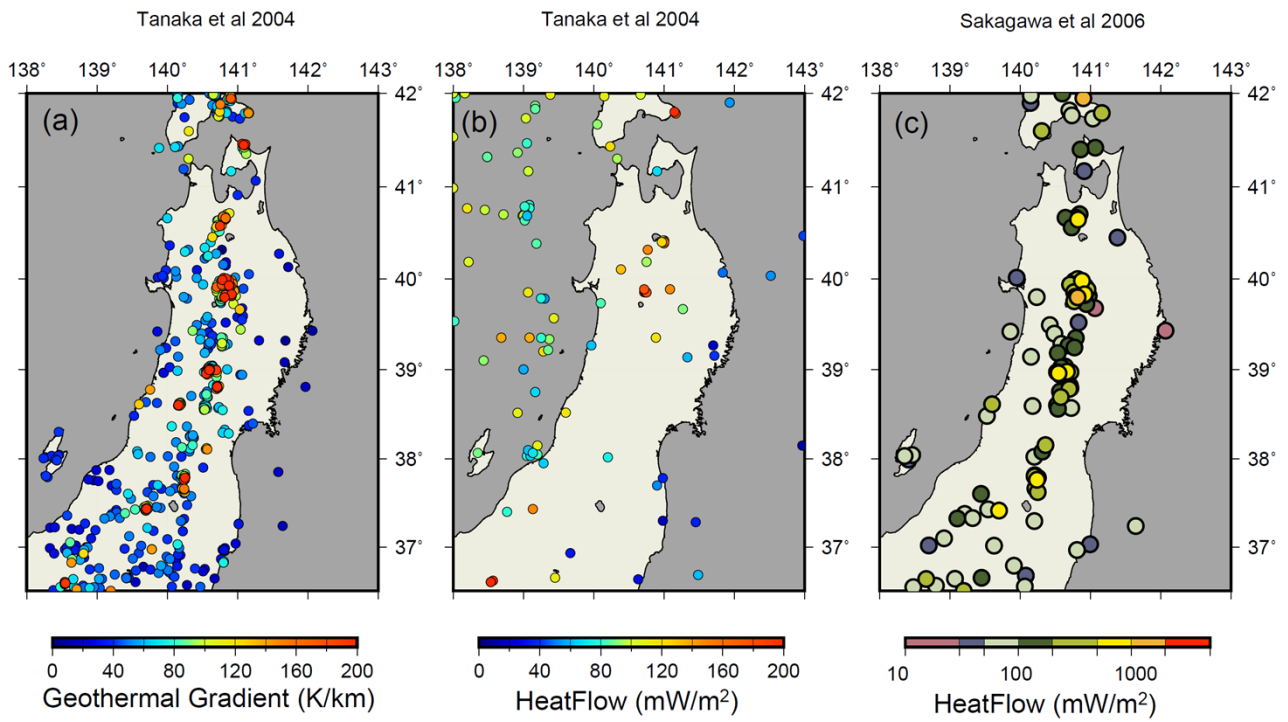


Fig. 16 Temperature gradient and heat flow distribution in previous studies. **a** Distribution of thermal gradient compiled by Tanaka *et al.* (2004). **b** Distribution of heat flow compiled by Tanaka *et al.* (2004). **c** Distribution of heat flow estimated by Sakagawa *et al.* (2006)

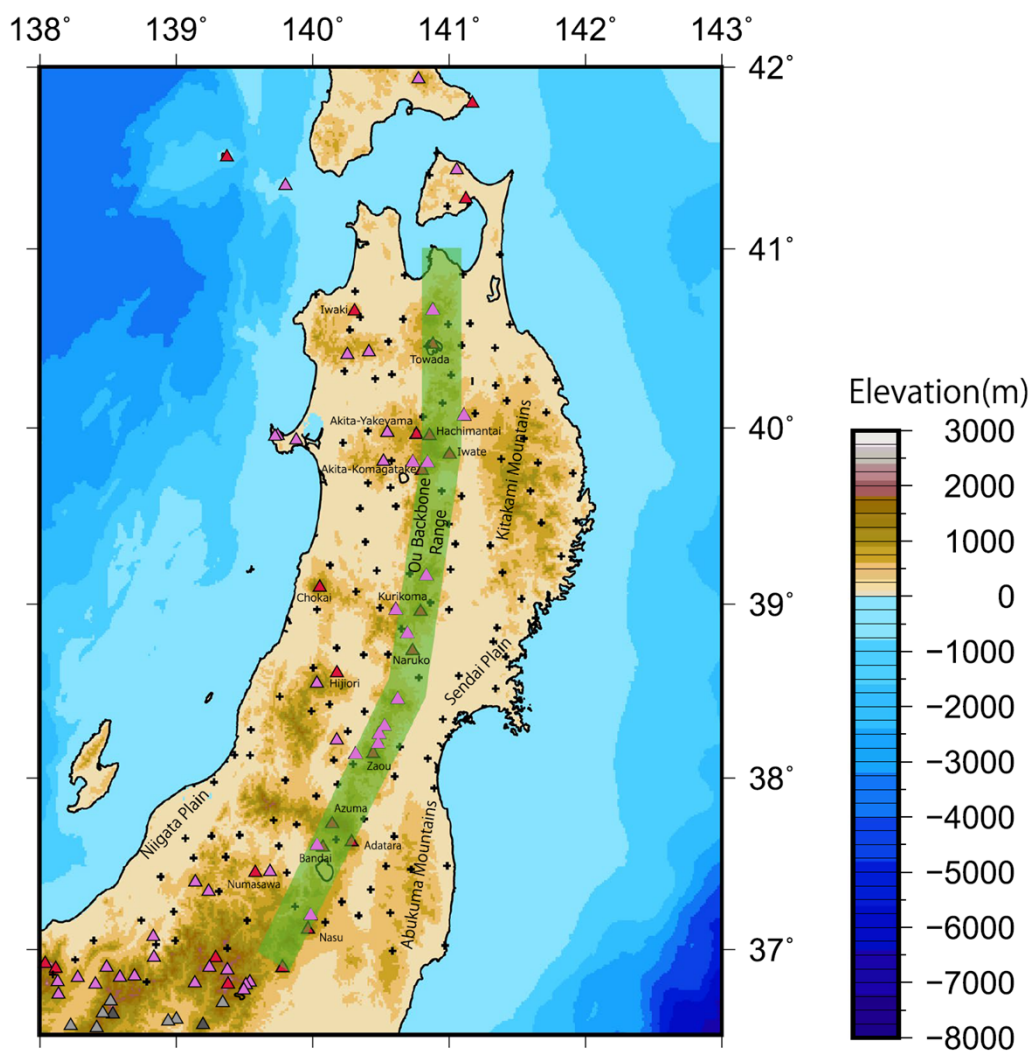


Fig. 17 Tectonic setting of the Northeastern part of Japan. Quaternary volcanoes in Northeastern Japan arc are shown by red triangles. Active volcanoes are also shown by pink triangles. The thick black cross indicates Hi-net observation sites. The red dashed line indicates the volcanic front (Yoshida *et al.*, 2013). The green hatch area indicates the location of the Ou Backbone Range

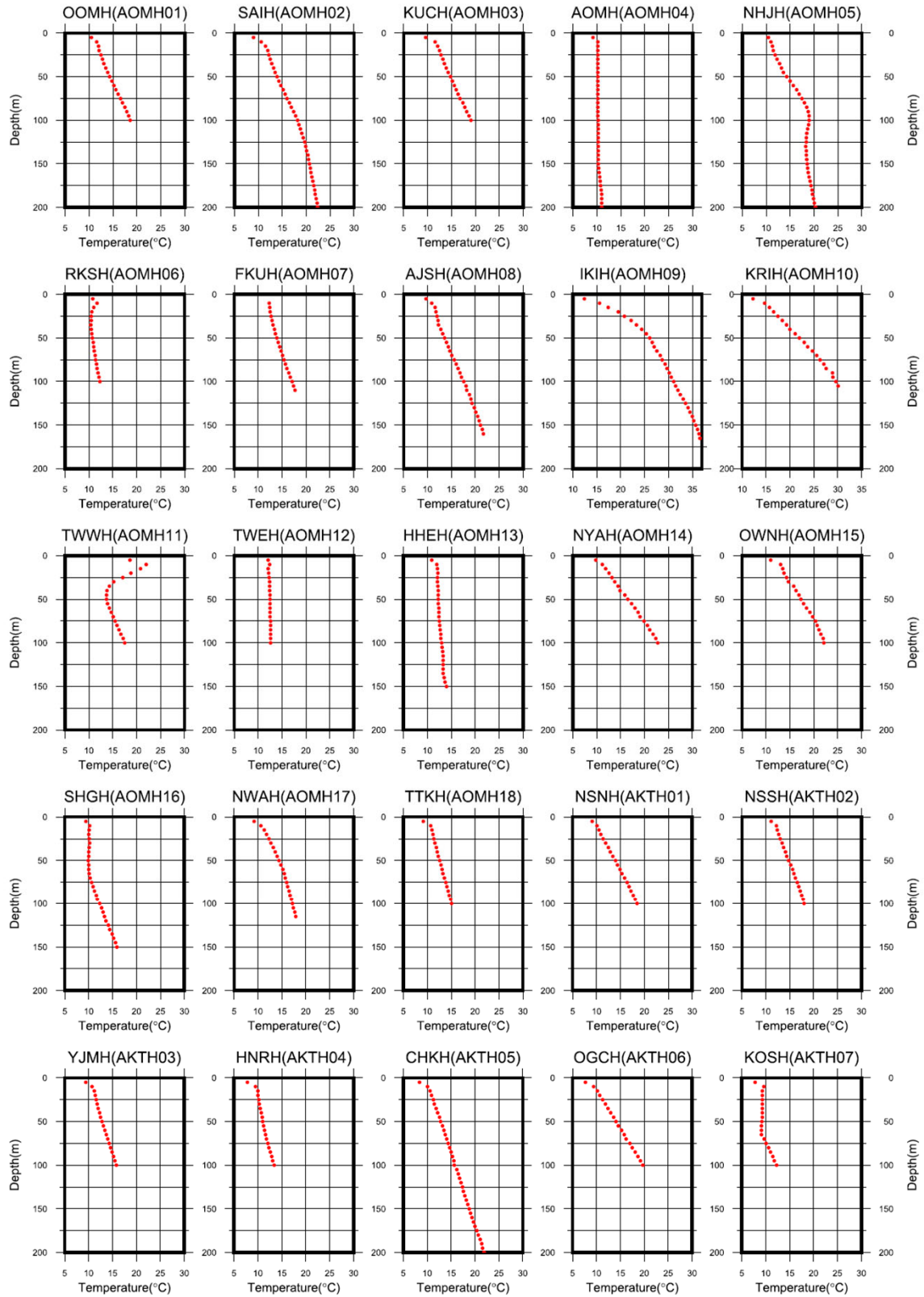


Fig. 18 Temperature profiles of Hi-net boreholes. The red dots show the data from the first temperature logging, and the blue dots show the data from the second temperature logging performed using DTS

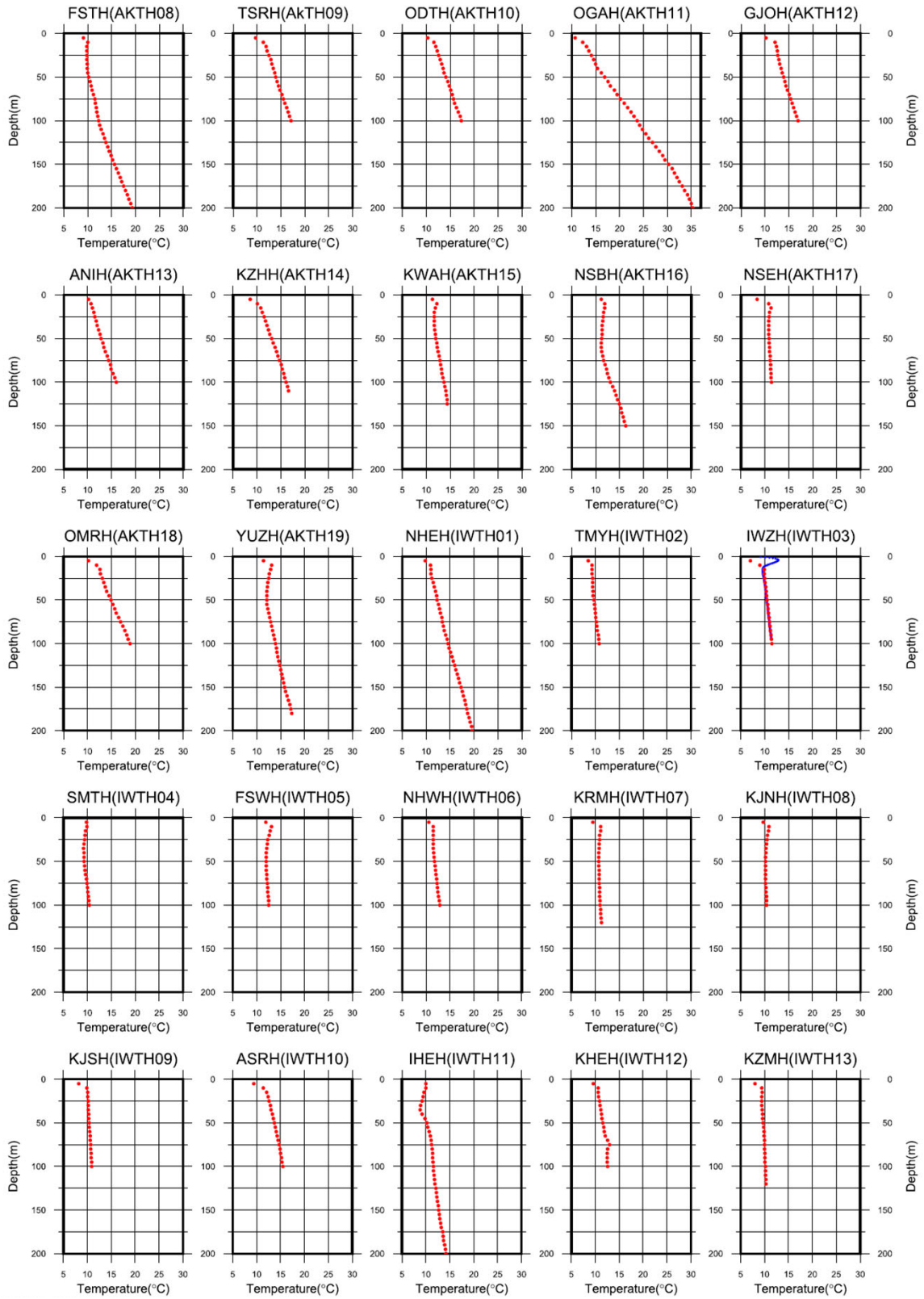


Fig. 18 (continued)

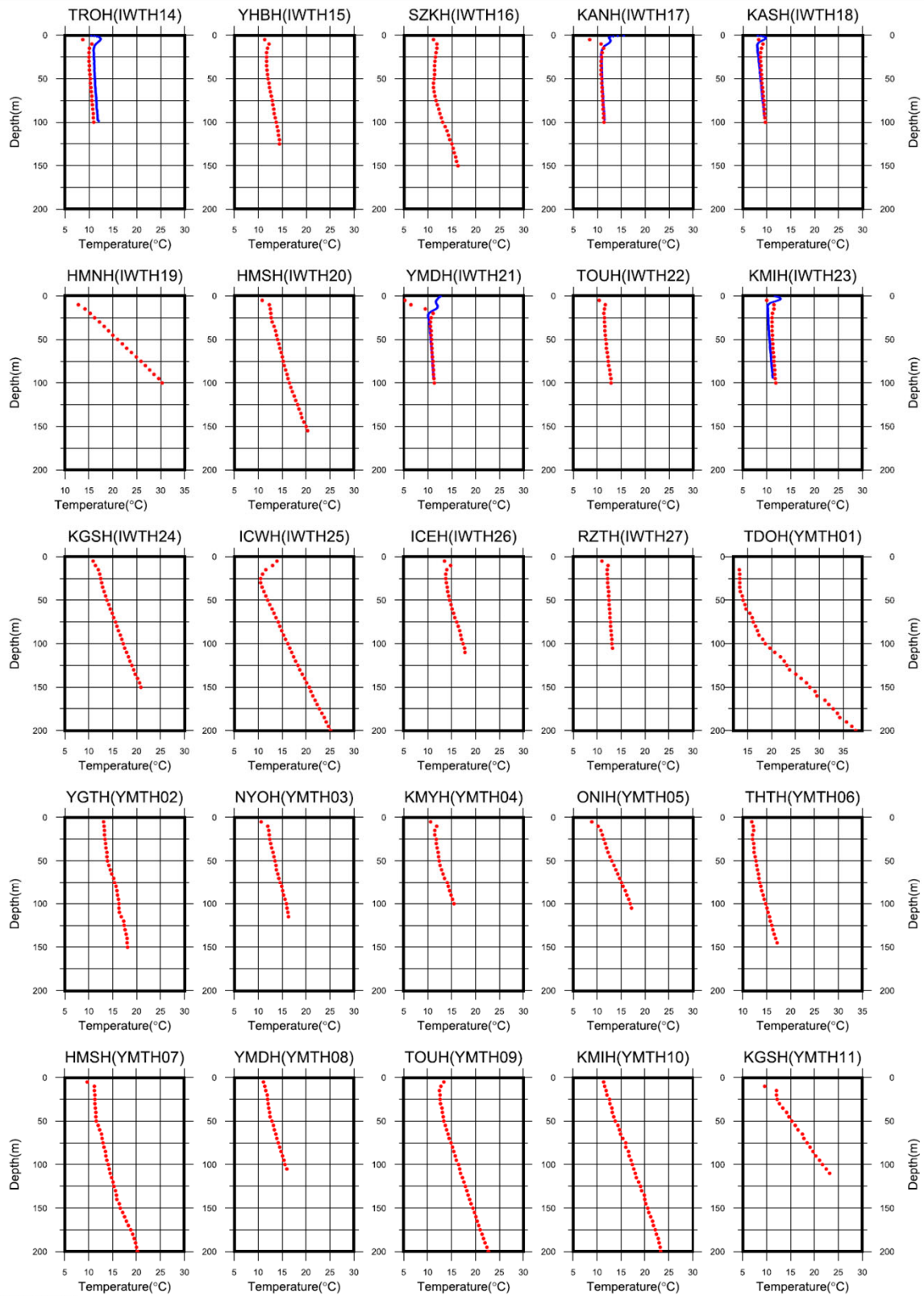


Fig. 18 (continued)

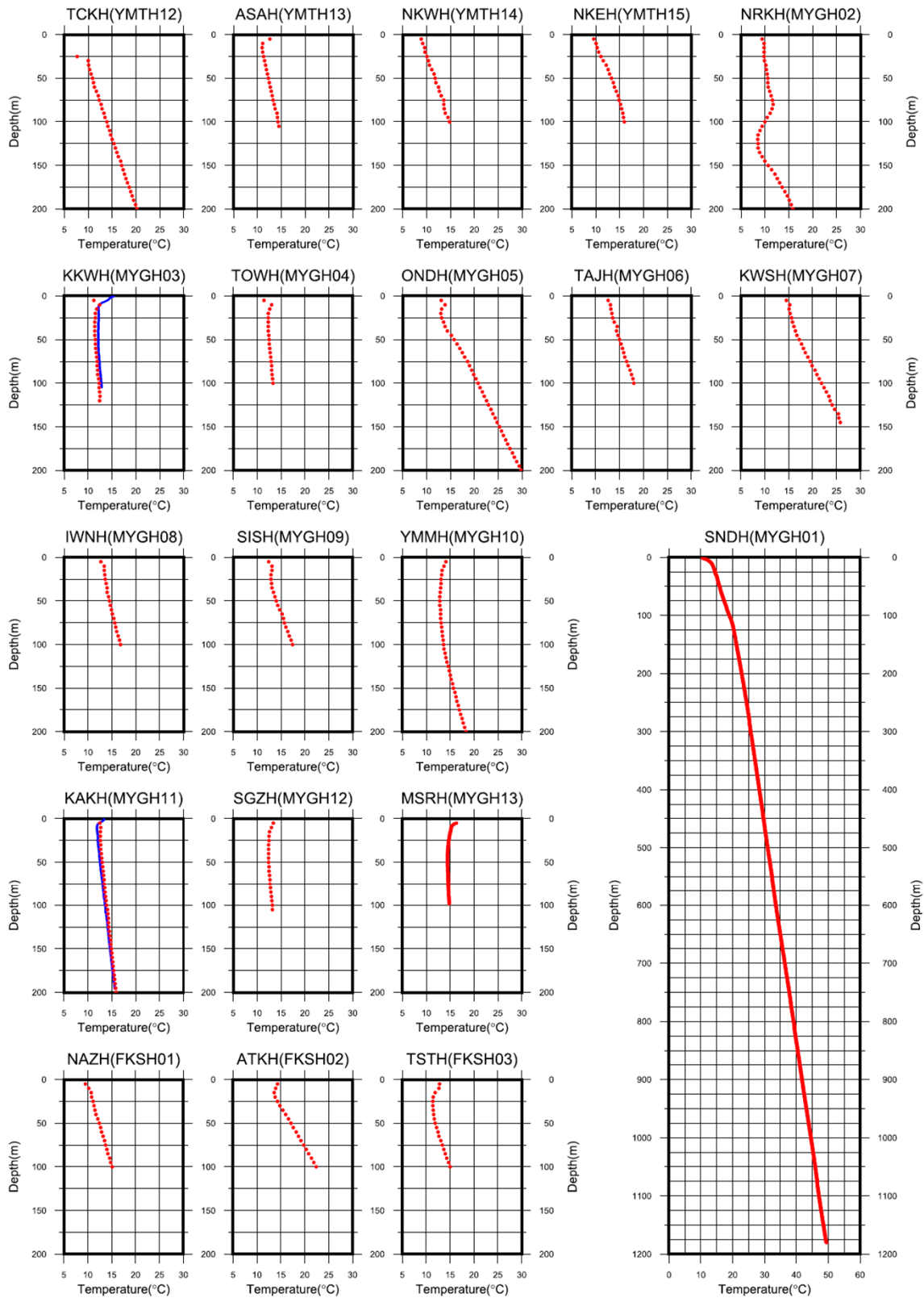


Fig. 18 (continued)

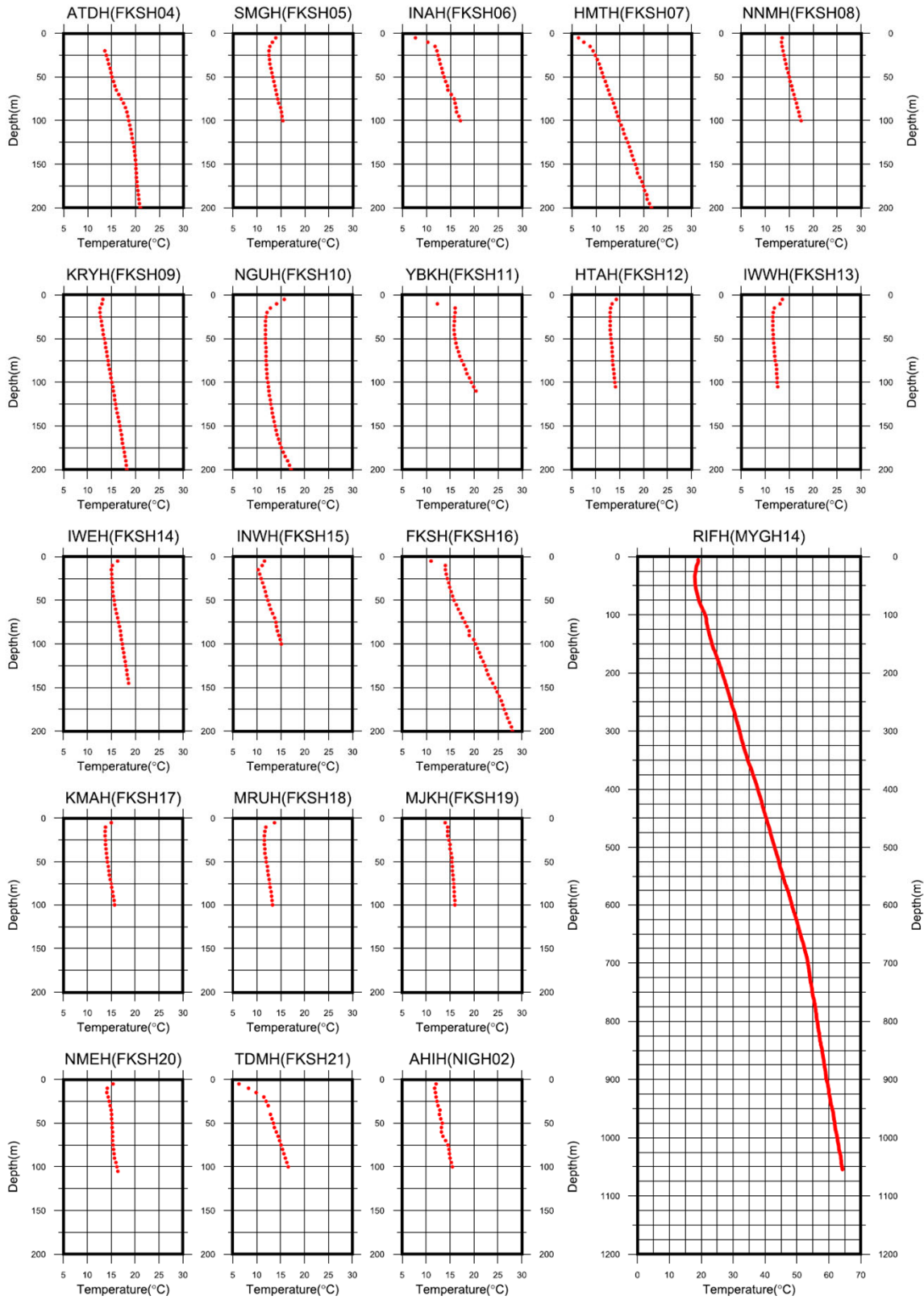


Fig. 18 (continued)

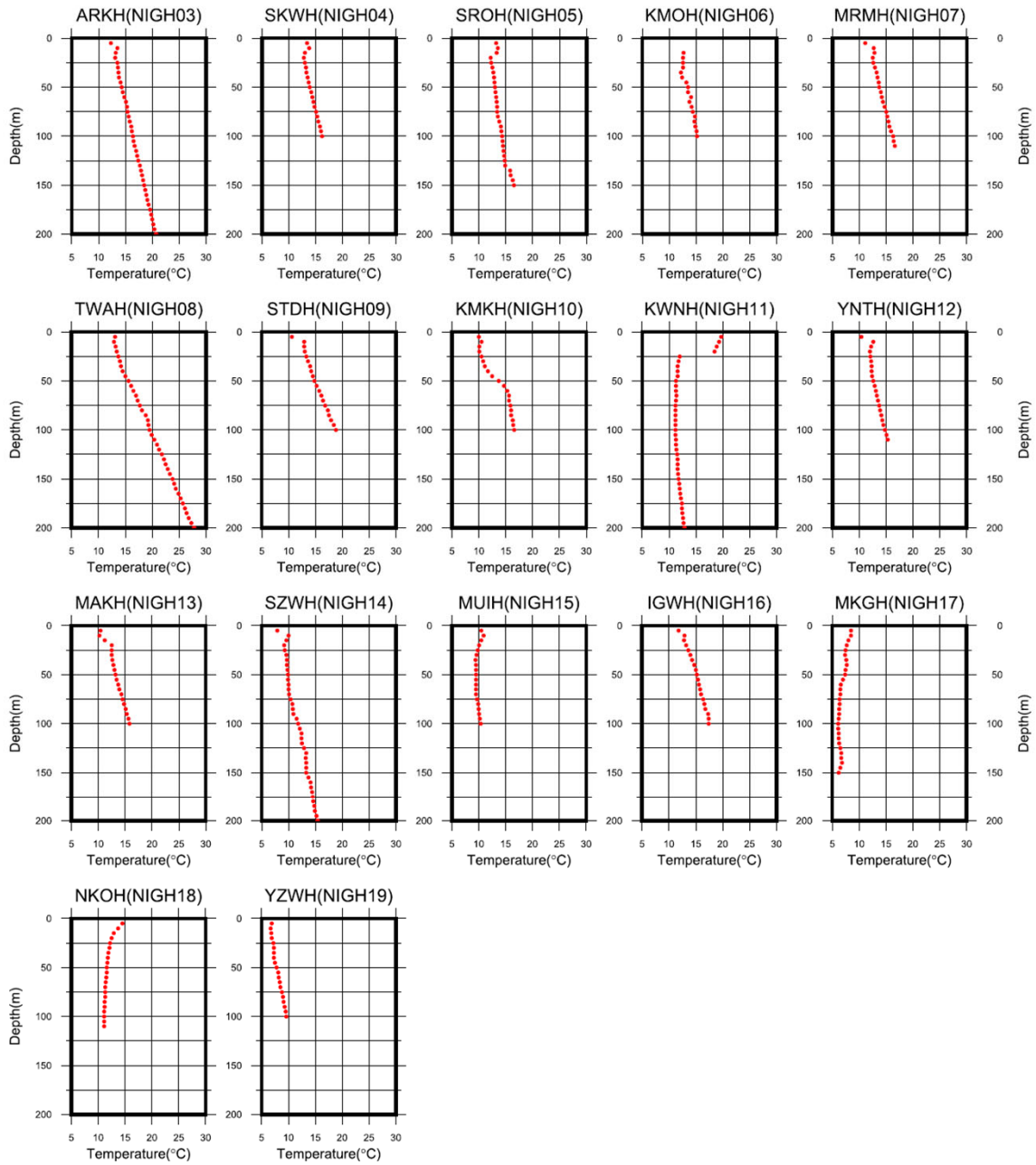


Fig. 18 (continued)

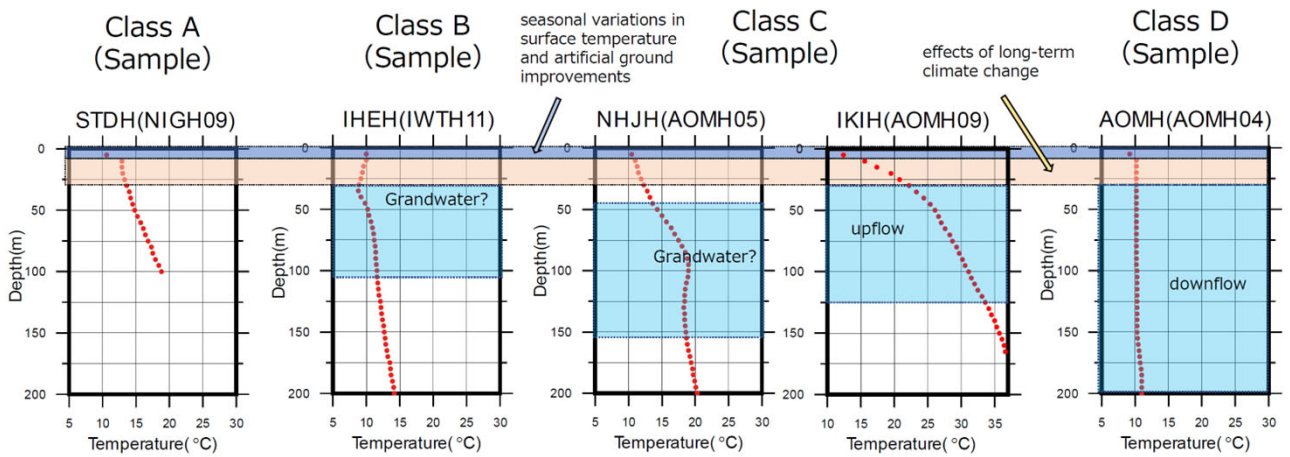


Fig. 19 Example of well temperature logging data quality. The blue section in the background (0–10 m depth) is affected by seasonal variations in surface temperature, artificial ground modification, and soil cut and fill and is excluded from the evaluation. The section in the beige background (10–30 m depth) is excluded from the evaluation because it is mainly affected by the temperature increase over the past 100 years. Sections that may be affected by groundwater are shown with a sky-blue background. Class-A data are considered high data quality, while Class-D data are considered unsuitable for heat flow analysis

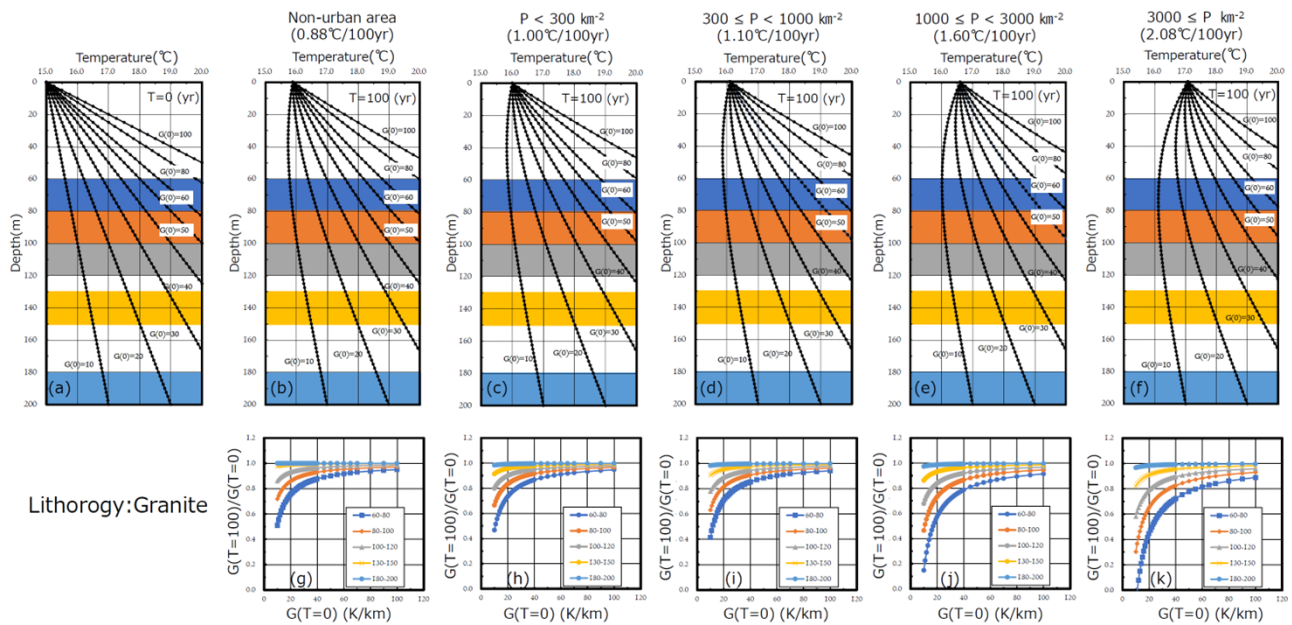


Fig. 20 Assessing the impact of climate change on temperature gradients at different depths. Changes in temperature profile associated with climate change. Lithology is granite. Temperature gradients are shown in 8 cases: 10 K km⁻¹, 20 K km⁻¹, 30 K km⁻¹, 40 K km⁻¹, 50 K km⁻¹, 60 K km⁻¹, 80 K km⁻¹, and 100 K km⁻¹. **a** The initial condition, and **b, c, d, e, and f** show the condition after 100 years. Based on Fujibe (2012), the trend of temperature rise over the past 100 years is expressed using five cases (0.88 °C per 100 years, 1.00 °C per 100 years, 1.10 °C per 100 years, 1.60 °C per 100 years, and 2.08 °C per 100 years) according to population density. **g, h, i, j, and k** show the temperature gradient ratios after 100 years from the initial condition for these five cases. Calculations are performed for each of the five intervals (60–80 m, 80–100 m, 100–120 m, 130–150 m, 180–200 m) shown in **b, c, d, e and f**. If the observed temperature gradient is G_{obs} , the corrected temperature gradient is G_{cor} , the temperature gradient 100 years ago is $G(T=0)$, and the currently estimated temperature gradient is $G(T=100)$, then $G_{cor} = G_{obs} \times G(T=0)/G(T=100)$, the reciprocal of the y-axis in this figure multiplied by the observed temperature gradient

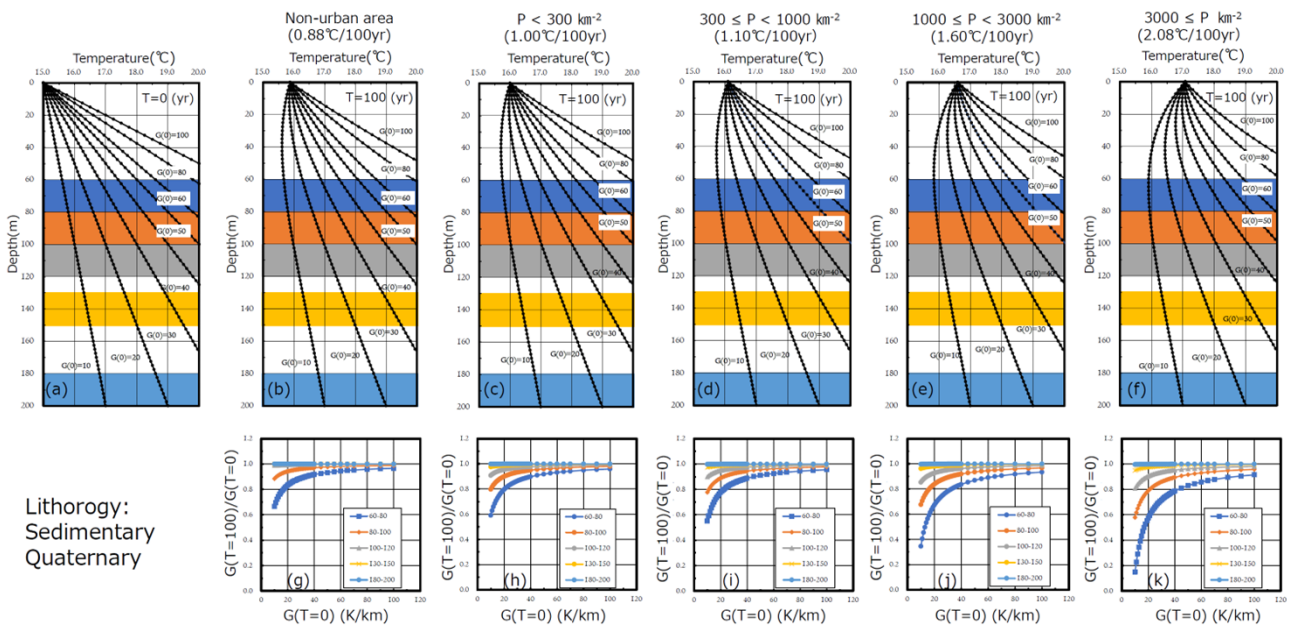


Fig. 21 Assessing the impact of climate change on temperature gradients at different depths. Changes in temperature distribution are associated with climate change. Lithology is Quaternary sediments. The composition of each figure is the same as in Fig. 20

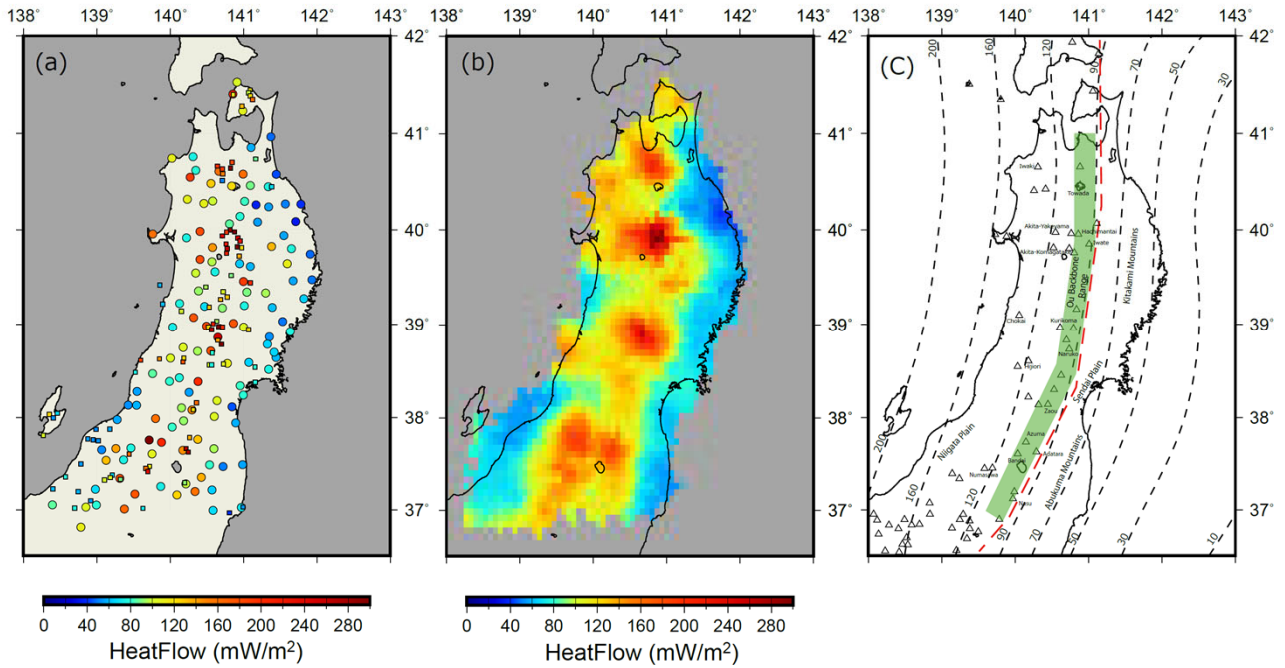


Fig. 22 Distribution of terrestrial heat flow. **a** Plots the heat flow rate at each measurement point. The circles indicate the heat flow at the Hi-net station, and the squares indicate the heat flow at the DTPBJ (Sakagawa *et al.*, 2004). **b** Is plotted by interpolation using the Nearest neighbor method (nearest neighbor method). The grid size is set to 4 min. Triangles in **c** indicate volcanoes in Northeastern Japan. The red dashed line indicates the volcanic front (Yoshida *et al.*, 2013). The green hatch area indicates the location of the Ou Backbone Range. Dashed continuous lines indicate depth (km) contours to the top of the subducted Pacific plate (PAC) slab (Iwasaki *et al.*, 2015; Lindquist *et al.*, 2004)

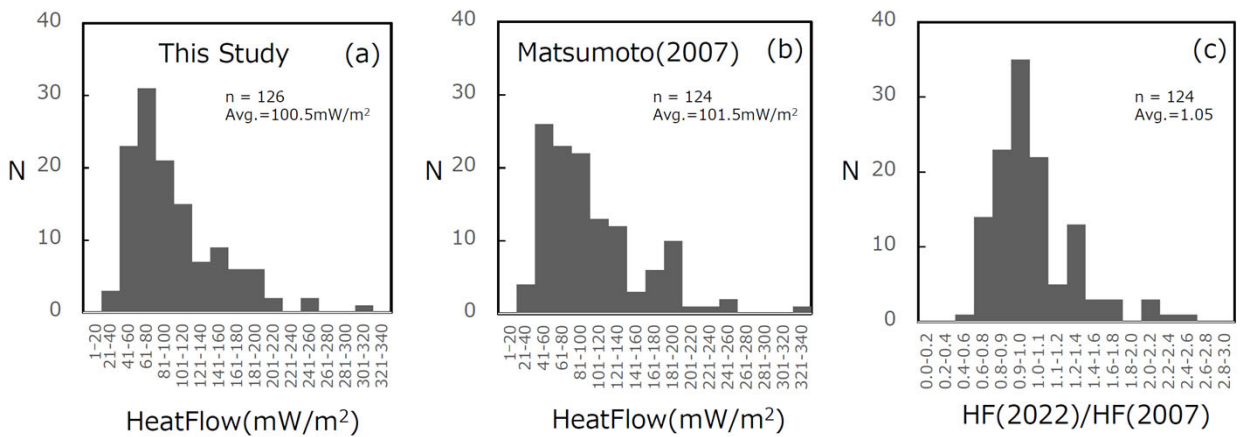


Fig. 23 Comparison of heat flow values between Matsumoto (2007) and this study. **a** The histogram of heat flow in this study. **b** A histogram of the heat flow in Matsumoto (2007). **c** The ratio of the heat flow estimated in Matsumoto (2007) to the heat flow estimated in this study for each borehole

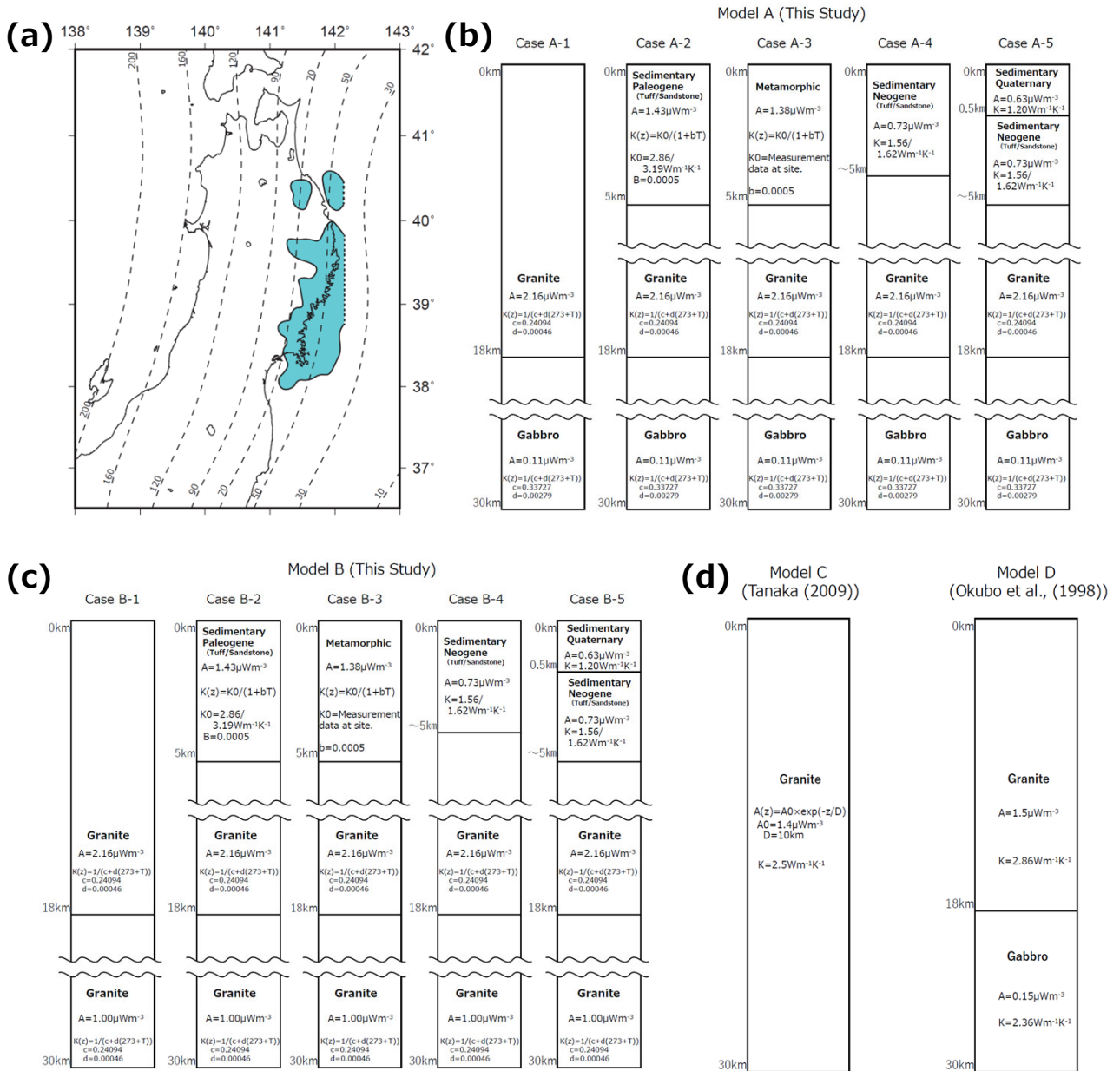


Fig. 24 Crustal structure models. **a** The blue region is the area where granite is present in the lower crust, as noted by Ishikawa (2017). The crustal structure of this region is Model B. The crustal structure of the other regions is Model A. The continuous dotted lines denote depth (km) contours to the top of the subducted PAC slab (Iwasaki *et al.*, 2015; Lindquist *et al.*, 2004). **b** The crustal structure of Model A is shown. The upper crust is granite, and the lower crust is gabbro. The thickness of the upper crust is 18 km, and the depth of the Moho discontinuity is 30 km. Five cases are assumed, depending on the type of rock exposed at the surface and the thickness of the sedimentary layers. The depth of the basement rocks is based on the Shallow and deep layers combined model (SDLCM) (NIED, 2019). Rock thermal conductivity and crustal heating values are as noted. **c** The crustal structure of Model B is shown. The upper crust and lower crust are granite. As in Model A, five cases are assumed, depending on the type of rock exposed at the surface and the thickness of the sedimentary layer. **d** The crustal structures of Model C and Model D are shown. The crustal structure of Model C is based on Tanaka (2009). The thermal conductivity of the rock is assumed to be constant. The crustal structure model D is based on Okubo *et al.* (1998). The upper crust is granite, and the lower crust is gabbro. The thickness of the upper crust is 18 km, and the depth of the Moho discontinuity is 30 km. Rock thermal conductivity and crustal heating values are as noted

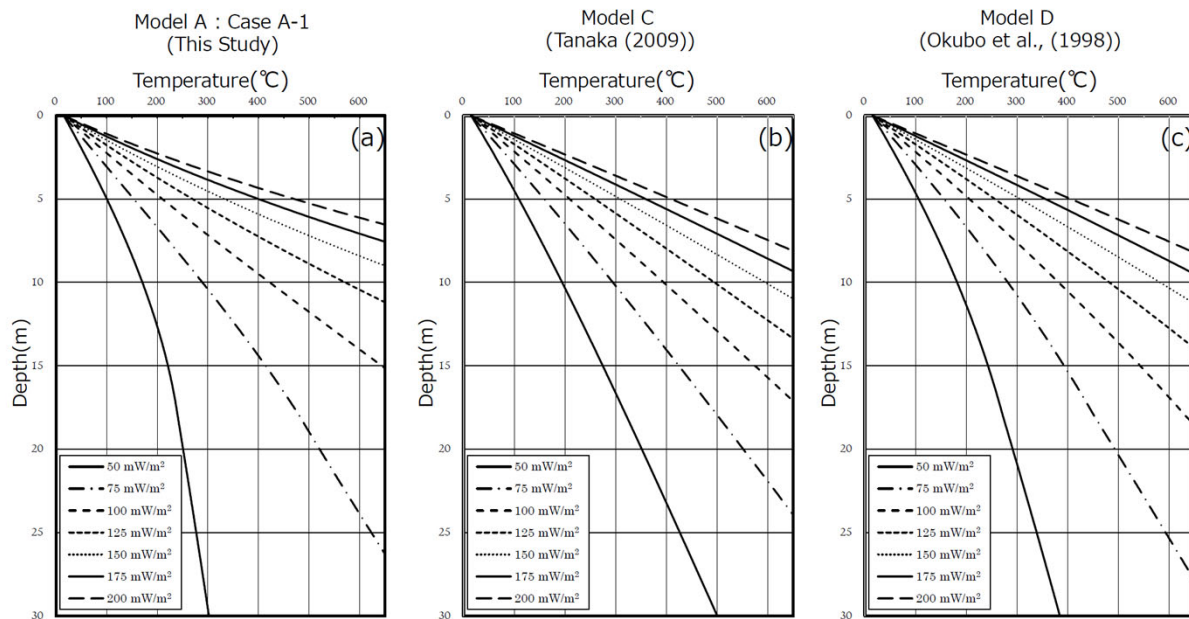


Fig. 25 Example of underground temperature calculation (1). The examples of calculations for seven cases with heat flow ranging from 50 to 200 mW m^{-2} in 25 mW m^{-2} increments. **a** Example calculation in Model A (Case A-1). **b** Example calculation in Model C. **c** Example calculation in Model D

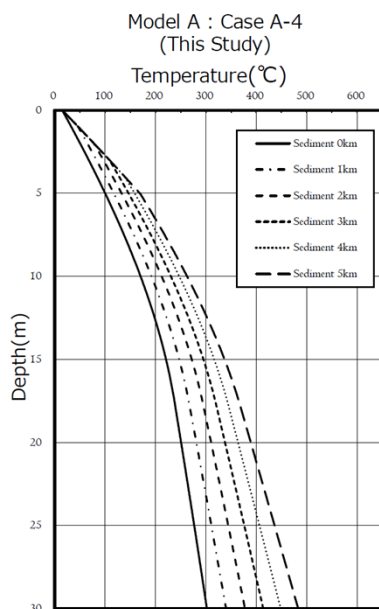


Fig. 26 Example of underground temperature calculation (2). An example calculation shows the effect of a sedimentary layer. The heat flow is 50 mW m^{-2} . The crustal structure corresponds to Model A (Case A-5) in Fig. 24(b)

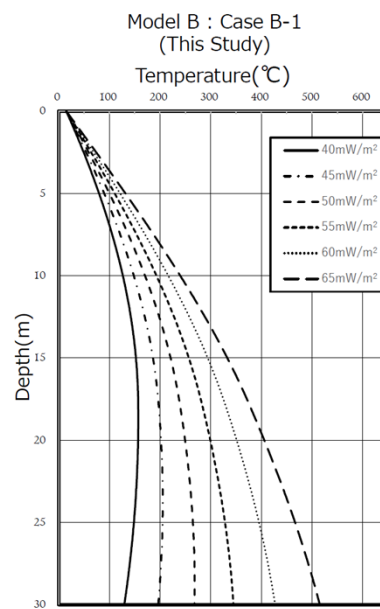


Fig. 27 Example of underground temperature calculation (3). Example calculation for Model B (Case B-1) with low heat flow. There are six cases with heat flow of 40 mW m^{-2} , 45 mW m^{-2} , 50 mW m^{-2} , 55 mW m^{-2} , 60 mW m^{-2} , and 65 mW m^{-2}

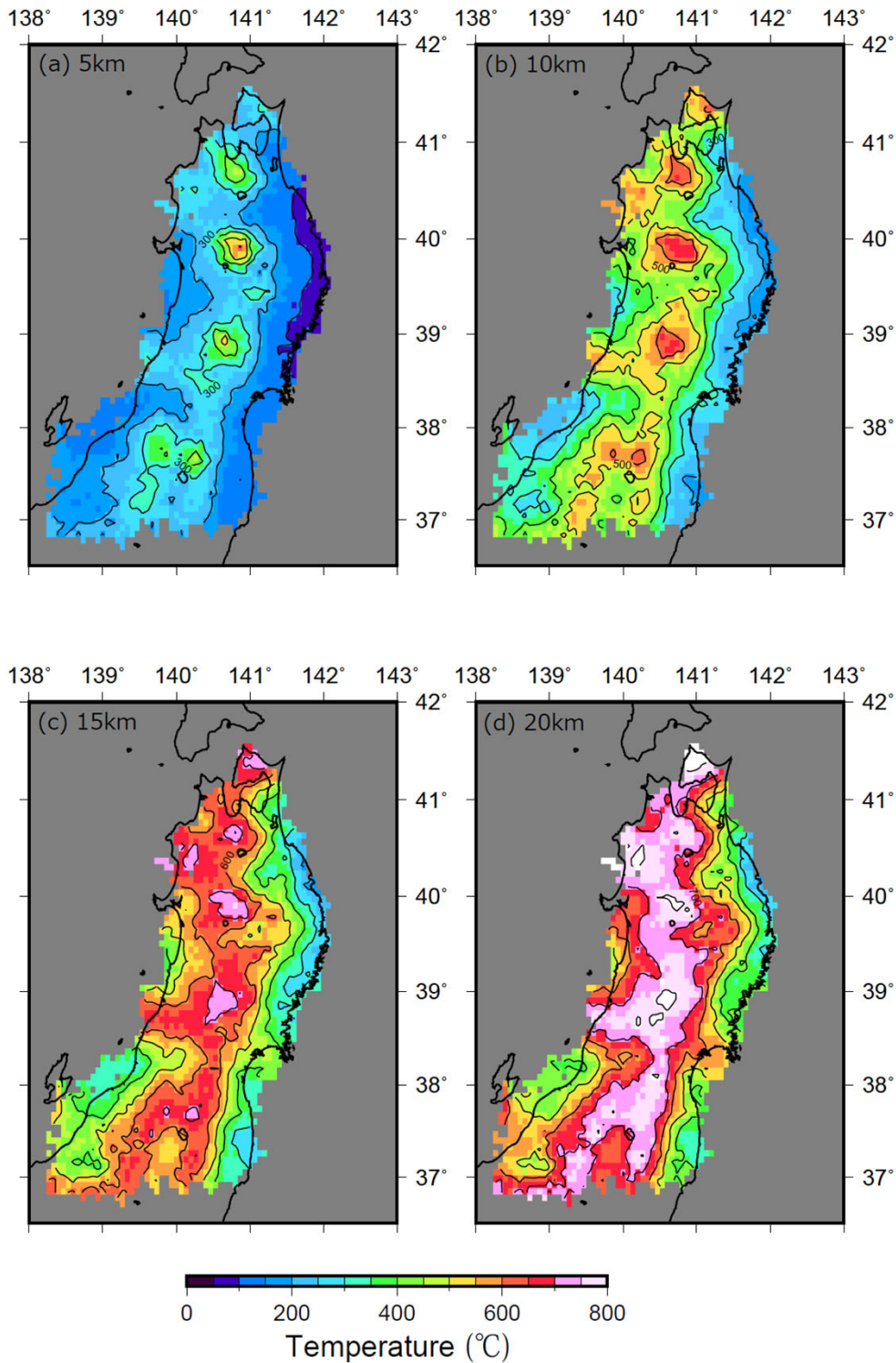


Fig. 28 Map of estimated subsurface temperatures. Estimated temperatures at depths of 5 km (a), 10 km (b), 15 km (c), and 20 km (d) are shown. The subsurface temperatures obtained at each measurement point are interpolated by averaging filtering based on the nearest neighbor method. The grid size was set to 4 min, and the search area to 50 km. Based on the values of this grid, isotherms were described at 100 °C intervals. Note that since a simplified method is used to estimate the solidus temperature above 650 °C, the values in the high-temperature region have relatively large uncertainties at 15 km (c) and 20 km (d)

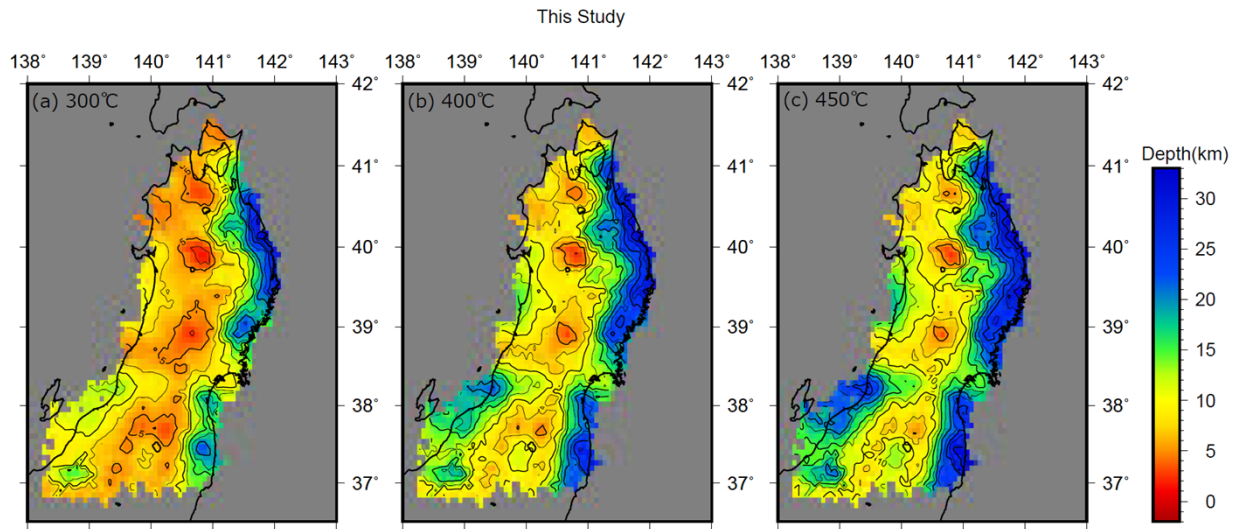


Fig. 29 The depth of the 300 °C, 400 °C, and 450 °C (Model A + B). This study estimated depth profiles of 300 °C, 400 °C, and 450 °C (Model A + B). The depth values reaching each temperature obtained at each measurement point are interpolated by averaging filtering based on the nearest neighbor method. The grid size was set to 4 min, and the search area to 50 km. Based on the values of this grid, isobaths were described at 2.5 km intervals

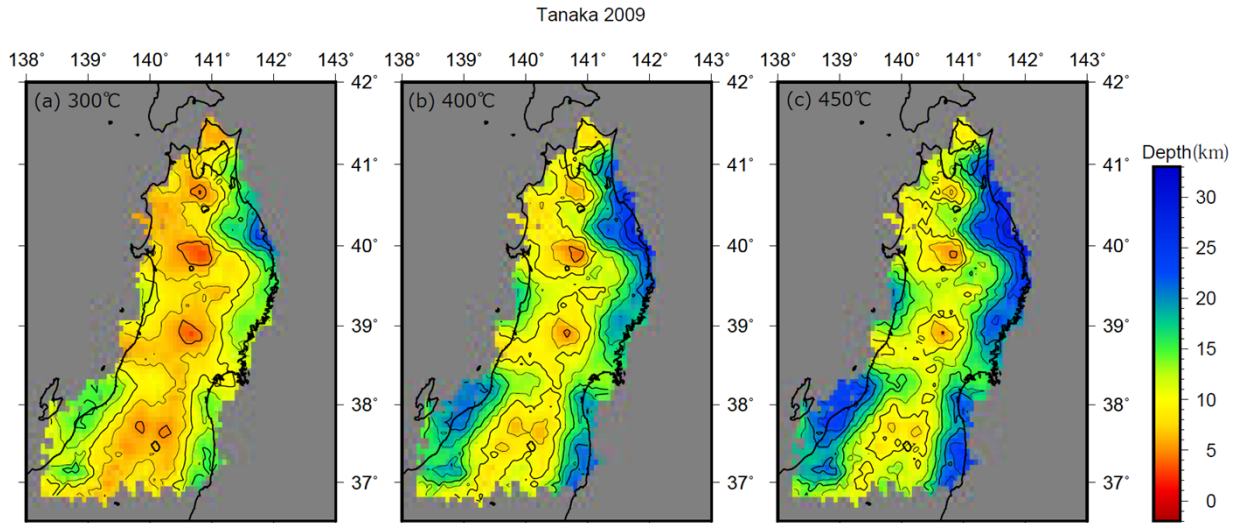


Fig. 30 The depth of the 300 °C, 400 °C, and 450 °C (Model C). The depth values reaching each temperature obtained at each measurement point are interpolated by averaging filtering based on the nearest neighbor method. The grid size was set to 4 min, and the search area to 50 km. Based on the values of this grid, isobaths were described at 2.5 km intervals

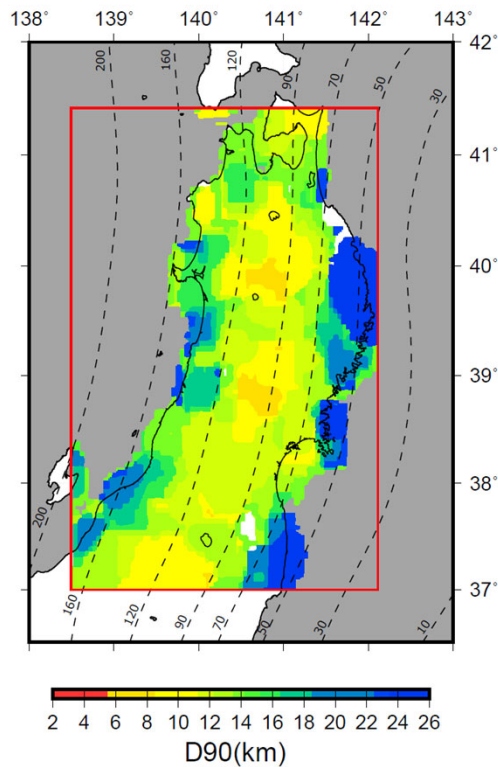


Fig. 31 The spatial distribution of D90, the cut-off depth of shallow seismicity in Northeastern Japan. D90 is the depth above which 90% of the earthquakes occur. The D90 distribution for the area enclosed by the red line is based on Omuralieva *et al.* (2012). The dotted lines denote depth (km) contours to the top of the subducted Pacific plate (PAC) slab (Iwasaki *et al.*, 2015; Lindquist *et al.*, 2004)

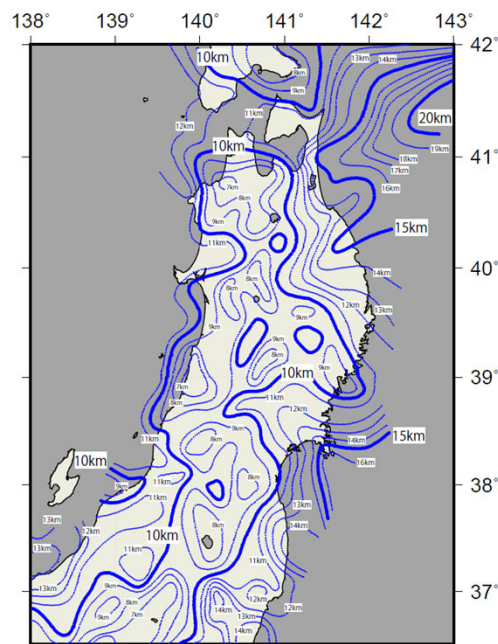


Fig. 32 Curie depth contour map of Northeastern Japan, indicating the locations of temperature measurements. Curie depth contour interval is 1 km, the contours denoting inferred Curie depths (km) below sea level. Based on Okubo *et al.* (1989)

Table 1 Thermal conductivity and thermal diffusivity by lithology

Lithology	Thermal Conductivity ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	Thermal Diffusivity (m^2/s)
Granite, Basalt, Andesite, Schist	2.86	1.05×10^{-6}
Gabbro, Diorite, Rhyolite	2.36	8.40×10^{-7}
Sedimentary Paleogene (Sandstone)	3.19	1.15×10^{-6}
Sedimentary Paleogene (Tuff)	2.68	9.51×10^{-7}
Sedimentary Neogene (Sandstone)	1.56/1.2	9.63×10^{-7}
Sedimentary Neogene (Tuff)	1.62/1.2	9.21×10^{-7}
Sedimentary Quaternary	1.2/1.0	5.80×10^{-7}

See Sato et al. (1999) and Gueguen and Palciauskas (1994)

Table 2 Climate change parameters. Fujibe (2012) shows the rate of temperature increase over the past 100 years, evaluated according to population density

Population densities	$^{\circ}\text{C}/\text{Century}$	N-station (Hi-net)
Non urban area	0.88	4
$P < 300 \text{ km}^{-2}$	1.00	11
$300 \leq P < 1000 \text{ km}^{-2}$	1.10	38
$1000 \leq P < 3000 \text{ km}^{-2}$	1.60	41
$P \geq 3000 \text{ km}^{-2}$	2.08	36

Table 3 Hi-net boreholes terrestrial heat flow

Site Code (Prefecture)	Site Code	Latitude (N°)	Longitude (E°)	Elv (m)	Depth (m)	Interval (m)	Thermal Gradient (K/km)	Corrected Gradient (K/km)	σ_G (K/km)	Thermal Conductivity K ($Wm^{-1}K^{-1}$)	σ_K ($Wm^{-1}K^{-1}$)	Heat Flow Q (mW/m^2)	σ_Q (mW/m^2)	Bedrock Depth (m)	Lithology	Age	Class	Populatio Density	measurement date
OOMH	AOMH01	41.5273	140.9127	13	103	80-100	80.0	85.3	4.3	(1.20)	0.24	102	21	1500	shale/sandstone	Neogene	A	4	2000
SAIH	AOMH02	41.4049	140.8567	33	203	180-200	32.0	32.1	2.3	6.33	0.32	203	18	600	shale	Neogene	A	2	2000
KUCH	AOMH03	41.2340	140.9896	23	103	80-100	86.0	89.1	2.1	(1.20)	0.24	107	22	1000	pumice tuff	Neogene	A	2	2000
AOMH	AOMH04	40.8524	140.6759	13	310									2000	sandstone	Quaternary	D	4	2000
NHJH	AOMH05	40.8564	141.1033	48	315	180-200	36.0	36.1	2.3	(1.62)	0.09	59	5	3000	tuff	Neogene	C	3	2000
RKSH	AOMH06	40.9664	141.3738	8	103	80-100	36.0	39.5	2.5	(1.20)	0.24	47	10	3000	sandstone	Neogene	A	3	2000
FKUH	AOMH07	40.7451	140.0233	43	112	100-120	66.0	67.9	2.1	(1.62)	0.09	110	7	500	tuff	Neogene	A	2	2000
AJSH	AOMH08	40.7618	140.3121	53	163	140-160	62.0	62.5	3.1	(1.20)	0.24	75	15	2000	sandstone	Neogene	A	2	2000
IKJH	AOMH09	40.6199	140.3499	163	165	145-165	66.0	66.1	5.0	(1.20)	0.24	79	17	2000	tuff breccia	Quaternary	C	2	2000
KRIH	AOMH10	40.6091	140.6646	105	109	80-100	128.0	132.6	19.9	(1.20)	0.24	159	40	1000	tuff	Neogene	B	3	2000
TWVH	AOMH11	40.5800	140.9950	243	103	80-100	82.0	83.2	3.1	1.94	0.10	162	10	2000	andesite	Quaternary	C	1	2000
TWEH	AOMH12	40.5846	141.1547	88	103									3000	sandstone	Neogene	D	3	2000
HHEH	AOMH13	40.5794	141.4451	13	153	130-150	36.0	36.4	6.2	(1.20)	0.24	44	11	3000	sandstone	Quaternary	B	4	2000
NYAH	AOMH14	40.5488	140.2726	161	103	80-100	114.0	117.7	5.7	(1.62)	0.09	191	14	500	tuff breccia	Neogene	A	2	2000
OWNH	AOMH15	40.4841	140.5565	133	103	80-100	74.0	79.0	7.7	(1.62)	0.09	128	14	200	shale	Neogene	B	4	2000
SHGH	AOMH16	40.4624	141.0923	318	153	130-150	74.0	74.1	3.8	(1.20)	0.24	89	18	2000	sandstone	Neogene	A	1	2000
NWAH	AOMH17	40.4492	141.3374	68	117	95-115	46.0	48.8	2.1	(1.56)	0.09	76	5	1000	sandstone	Neogene	A	3	2000
TTKH	AOMH18	40.2962	141.0145	238	103	80-100	50.0	52.6	2.1	(1.56)	0.09	82	6	500	sandstone	Neogene	A	1	2000
NSNH	AKTH01	39.8147	140.5790	321	103	80-100	86.0	88.5	2.1	(1.62)	0.09	143	9	1000	mudstone	Neogene	A	1	2000
NSSH	AKTH02	39.6634	140.5721	98	103	80-100	56.0	59.5	2.5	(1.62)	0.09	96	7	1000	tuff	Neogene	A	3	2000
YJMH	AKTH03	39.2223	140.1283	148	106	80-100	60.0	63.4	0.0	(1.20)	0.24	76	15	3000	mudstone	Neogene	A	3	2000
HNRH	AKTH04	39.1740	140.7129	283	103	80-100	54.0	56.4	2.1	(1.62)	0.09	91	6	2000	tuff breccia	Neogene	A	1	2000
CHKH	AKTH05	39.0718	140.3185	278	203	180-200	58.0	58.0	3.8	3.02	0.15	175	15	100	andesite	Paleogene	A	1	2000
OGCH	AKTH06	38.9801	140.4952	288	103	80-100	110.0	113.6	3.2	(1.62)	0.09	184	11	100	tuff breccia	Neogene	A	2	2000
KOSH	AKTH07	40.4563	140.8395	408	108	80-100	84.0	86.5	3.4	1.40	0.07	121	8	1000	tuff breccia	Neogene	C	1	2000
FSTH	AKTH08	40.3188	140.2341	128	203	180-200	70.0	70.1	2.0	(1.56)	0.09	109	7	2000	andesite	Neogene	A	2	2000
TSRH	AKTH09	40.2755	140.4596	48	104	80-100	64.0	67.6	2.4	(1.62)	0.09	110	7	1000	mudstone	Neogene	A	3	2000
ODTH	AKTH10	40.3002	140.5812	88	103	80-100	72.0	76.9	4.9	1.29	0.06	99	8	600	tuff breccia	Neogene	A	4	2000
OGAH	AKTH11	39.9554	139.7623	59	353	180-200	84.0	84.2	6.1	1.89	0.09	159	14	2000	andesite	Paleogene	A	2	2000
GJOH	AKTH12	39.9155	140.2221	93	103	80-100	60.0	62.7	0.0	(1.20)	0.24	75	15	100	mudstone	Neogene	A	1	2000
ANIH	AKTH13	39.9819	140.4072	148	103	80-100	64.0	67.3	6.4	2.69	0.13	181	19	500	tuff	Paleogene	A	2	2000
KZNH	AKTH14	40.0622	140.8084	323	111	100-120	52.0	53.1	2.4	(1.62)	0.09	86	6	1000	tuff	Neogene	A	1	2000
KWAH	AKTH15	39.6884	140.4075	168	103	80-100	50.0	52.7	2.1	3.42	0.17	180	12	100	rhyolite	Neogene	A	1	2000
NSBH	AKTH16	39.5450	140.3481	28	157	130-150	82.0	82.7	3.9	(1.20)	0.24	99	20	2000	sandstone	Neogene	A	2	2000
NESE	AKTH17	39.5575	140.6116	98	180	155-175	62.0	62.1	3.1	(1.20)	0.24	75	15	2000	sandstone	Quaternary	A	3	2000
OMRH	AKTH18	39.3548	140.3869	68	103	80-100	74.0	77.5	2.1	(1.20)	0.24	93	19	500	tuff	Neogene	A	2	2000
YUZH	AKTH19	39.1913	140.4710	78	183	155-175	56.0	56.1	2.3	(1.20)	0.24	67	14	1000	sandstone	Quaternary	A	4	2000
NHEH	IWTH01	40.2383	141.3423	233	203	180-200	46.0	46.1	3.8	(1.62)	0.09	77	12	500	conglomerate	Neogene	A	2	2000
TMVH	IWTH02	39.8250	141.3826	678	106	80-100	26.0	29.0	2.2	4.60	0.23	134	12	100	slate	Jurassic	A	1	2000
IWZH	IWTH03	39.8020	141.6520	313	103	10-100	25.5	25.5	0.0	3.39	0.17	77	4	100	diorite	Cretaceous	A	1	2000/2006
SMTH	IWTH04	39.1809	141.3909	623	109	80-100	20.0	22.8	0.0	2.70	0.13	61	3	100	andesite	Cretaceous	A	1	2000
FSWH	IWTH05	38.8654	141.3512	123	103	75-95	14.0	18.6	2.7	2.85	0.14	53	8	100	tonalite	Cretaceous	A	3	2000
NHWH	IWTH06	40.2611	141.1709	228	103	80-100	26.0	29.6	2.3	1.24	0.06	37	3	1000	sandstone	Neogene	A	2	2000
KRMH	IWTH07	40.2705	141.5709	263	123	100-120	14.0	15.7	2.2	(3.19)	0.15	50	8	100	sandstone	-	A	2	2000
KJNH	IWTH08	40.2686	141.7831	178	103	70-90	10.0	14.5	2.9	2.77	0.14	40	8	100	granodiorite	Cretaceous	A	3	2000

Table 3 (continued)

Site Code	Site Code (Prefecture)	Latitude (N°)	Longitude (E°)	Elv (m)	Depth (m)	Interval (m)	Thermal Gradient (K/km)	Corrected Gradient (K/km)	σ_G (K/km)	Thermal Conductivity K ($Wm^{-1}K^{-1}$)	σ_K ($Wm^{-1}K^{-1}$)	Heat Flow Q (mW/m^2)	σ_Q (mW/m^2)	Bedrock Depth (m)	Lithology	Age	Class	Populatio Density	measurement date
KJSH	IWTH09	40.0861	141.7120	243	103	80-100	10.0	13.4	2.7	2.55	0.13	34	7	100	limestone	Cretaceous	A	2	2000
ASRH	IWTH10	40.1391	140.9529	311	103	80-100	30.0	32.6	2.2	2.44	0.12	79	7	500	tuff breccia	Neogene	A	1	2000
IHEH	IWTH11	40.0811	141.1915	632	303	180-200	32.0	32.0	2.3	1.73	0.09	55	5	1000	tuff	Quaternary	B	1	2000
KHEH	IWTH12	40.1533	141.4245	368	103					6.65	0.33			100	slate	Quaternary	D	2	2000
KZMH	IWTH13	39.9398	141.5492	573	120	100-120	6.0	8.6	2.9	(6.60)	0.33	57	19	100	slate	Paleozoic era ?	A	1	2000
TROH	IWTH14	39.7435	141.9087	203	103	10-100		17.5	0.0	2.71	0.14	47	2	100	granodiorite	Cretaceous	A	1	2000/2006
YHBH	IWTH15	39.6148	141.0929	198	125	100-120	34.0	36.7	4.1	(1.62)	0.09	59	7	1000	tuff breccia	Neogene	A	3	2000
SZKH	IWTH16	39.6436	140.9465	215	153	130-150	50.0	50.8	2.0	1.24	0.06	63	4	1000	tuff breccia	Neogene	A	3	2000
KANH	IWTH17	39.6442	141.5977	308	106	10-100		15.0	0.0	7.37	0.37	111	6	100	slate	Paleozoic era ?	A	2	2000/2006
KASH	IWTH18	39.4630	141.6775	555	103	10-100		23.0	0.0	2.47	0.12	57	3	100	homfels	Paleozoic era ?	A	1	2000/2006
HMNH	IWTH19	39.4559	141.0001	223	104	85-105	138.0	141.7	23.1	1.34	0.07	190	32	2000	tuff breccia	Neogene	A	1	2000
HMSH	IWTH20	39.3434	141.0473	109	159	135-155	74.0	74.9	5.6	(1.20)	0.24	90	19	2000	mudstone	Neogene	A	3	2000
YMDH	IWTH21	39.4734	141.9336	16	103	10-100		18.5	0.0	2.65	0.13	49	2	100	granite	Cretaceous	A	3	2000/2006
TOUH	IWTH22	39.3340	141.3015	263	103	80-100	26.0	29.4	4.3	3.23	0.16	95	15	100	granodiorite	Cretaceous	A	2	2000
KMIH	IWTH23	39.2741	141.8233	47	106	10-100		20.5	0.0	3.11	0.16	64	3	100	shale	Paleogene	A	4	2000/2006
KGSH	IWTH24	39.1979	141.0118	203	153	130-150	78.0	78.7	3.9	0.97	0.05	76	5	2000	sandstone	Neogene	A	2	2000
ICWH	IWTH25	39.0092	140.8638	389	263	180-200	90.0	90.0	2.0	1.95	0.10	175	10	2000	tuff breccia	Neogene	A	1	2000
ICEH	IWTH26	38.9690	141.0013	128	111	90-110	48.0	50.4	4.2	2.10	0.10	106	10	2000	andesite	Neogene	A	2	2000
RZTH	IWTH27	39.0307	141.5320	83	103	85-105	14.0	17.2	2.5	2.84	0.14	49	7	100	tuff	Carboniferous?	A	2	2000
TDOH	YMTH01	38.3841	140.3805	116	210	180-200	202.0	202.0	15.1	(1.20)	0.20	242	52	2000	tuff	Neogene	B	5	2000
YGTH	YMTH02	38.2693	140.2583	133	153	115-135	46.0	46.7	4.7	(1.20)	0.24	56	13	2000	conglomerate	Neogene	B	3	2000
NYOH	YMTH03	38.1035	140.1553	281	117	95-115	34.0	36.0	4.1	2.61	0.13	94	12	100	granite	Cretaceous	A	1	2000
KMYH	YMTH04	38.0813	140.2978	318	103	80-100	60.0	62.7	0.0	2.35	0.12	147	7	1000	tuff	Neogene	B	1	2000
ONIH	YMTH05	37.9883	139.8017	283	110	85-105	66.0	69.1	2.1	2.30	0.11	159	9	2000	tuff	Paleogene	A	2	2000
THTH	YMTH06	37.9633	140.1836	236	148	125-145	56.0	57.1	2.4	(1.62)	0.09	93	6	1000	tuff	Paleogene	A	3	2000
YNZH	YMTH07	37.8960	140.0278	355	203	180-200	50.0	50.1	3.1	(1.62)	0.09	81	7	1000	tuff breccia	Paleogene	B	3	2000
YWTH	YMTH08	38.9701	140.0333	118	109	85-105	58.0	61.1	3.2	(1.20)	0.24	73	15	1000	sandstone	Neogene	A	2	2000
TZWH	YMTH09	38.7498	140.1780	68	203	180-200	66.0	66.1	2.0	(1.56)	0.09	103	7	2000	mudstone	Neogene	A	2	2000
FGTH	YMTH10	38.7107	140.3744	108	207	180-200	44.0	44.1	6.1	2.15	0.11	95	14	3000	mudstone	Neogene	B	2	2000
MGMH	YMTH11	38.7132	140.5544	256	112	90-110	144.0	147.6	3.3	(1.20)	0.24	177	36	2000	sandstone	Neogene	A	2	2000
TCKH	YMTH12	38.6357	140.0055	323	206	180-200	66.0	66.0	2.0	(1.56)	0.09	103	7	2000	mudstone	Neogene	A	1	2000
ASAH	YMTH13	38.4704	139.7606	268	107	85-105	36.0	38.5	6.5	2.23	0.11	86	15	1000	mudstone	Neogene	B	1	2000
NKWH	YMTH14	38.3860	139.9916	468	106	80-100	64.0	67.2	10.6	(1.20)	0.24	81	21	1000	mudstone	Neogene	B	2	2000
NKEH	YMTH15	38.4257	140.1249	308	103	80-100	40.0	42.6	3.5	1.80	0.09	77	7	1000	mudstone	Neogene	B	1	2000
SNDH	MYGH01	38.2400	140.9969	32	1236	900-1100	24.9	-	0.2	(3.19)	0.15	79	4	1000	sandstone	Triassic	A	-	2008
NRKH	MYGH02	38.8587	140.6513	348	206	100-200	80.0	80.0	4.0	3.16	0.16	253	18	100	green schist	Paleozoic era ?	C	1	2000
KKWH	MYGH03	38.9207	141.6377	53	120	10-100		23.0	0.0	3.32	0.17	76	4	100	slate	Paleogene	B	2	2000/2006
TOWH	MYGH04	38.7860	141.3254	38	103	80-100	16.0	19.0	2.7	3.41	0.17	65	10	100	slate	Paleogene	A	1	2000
ONDH	MYGH05	38.5793	140.7804	62	340	180-200	92.0	92.1	2.3	(1.20)	0.24	111	22	1500	sandstone	Neogene	A	3	2000
TAJH	MYGH06	38.5907	141.0710	23	103	80-100	60.0	63.7	4.2	1.01	0.05	65	5	1500	sandstone	Neogene	B	3	2000
KWSH	MYGH07	38.1802	140.6405	189	145	125-145	86.0	87.4	13.8	(1.20)	0.24	105	27	500	sandstone	Neogene	B	3	2000
IWNH	MYGH08	38.1133	140.8441	13	103	80-100	52.0	60.6	2.7	0.74	0.04	45	3	2000	conglomerate	Neogene	A	5	2000
SISH	MYGH09	38.0091	140.6027	133	103	180-200	70.0	70.0	2.0	1.49	0.07	105	6	1000	sandstone	Neogene	A	3	2000
YMMH	MYGH10	37.9411	140.8924	21	208	180-200	54.0	54.2	2.0	1.08	0.05	59	4	1000	sandstone	Neogene	A	3	2000
KAKH	MYGH11	38.5158	141.3421	8	210	20-200	22.5	0.0	3.35	0.17	75	4	100	schist	Triassic	A	2	2001/2006	

Table 3 (continued)

Site Code (Prefecture)	Site Code (Prefecture)	Latitude (N°)	Longitude (E°)	Elv (m)	Depth (m)	Interval (m)	Thermal Gradient (K/km)	Corrected Gradient (K/km)	σ_G (K/km)	Thermal Conductivity K ($Wm^{-1}K^{-1}$)	σ_K ($Wm^{-1}K^{-1}$)	Heat Flow Q (mW/m^2)	σ_Q (mW/m^2)	Bedrock Depth (m)	Lithology	Age	Class	Populatio Density	measurement date
SZGH	MYGHH12	38.6416	141.4428	21	106	85-105	16.0	19.4	2.8	3.11	0.16	60	9	100	shale/sandstone	Triassic	A	2	2001
MSRH	MYGHH13	38.6993	141.4176	103	103	10-100		24.5	0.0	(2.68)	0.13	66	3	100	shale	Cretaceous	A	3	2013
RIFH	MYGHH14	38.3400	140.9551	1065	1065	950-1000	30.5	-	0.5	(2.68)	0.13	82	4	500	shale	Cretaceous	A	-	2013
NAZH	FKSH01	37.7565	139.7150	441	103	80-100	56.0	59.3	3.5	5.27	0.26	313	24	100	granite	Cretaceous	A	1	2000
ATKH	FKSH02	37.7317	139.8821	333	103	80-100	106.0	109.8	2.1	1.88	0.09	207	11	500	mudstone	Neogene	A	3	2000
TSTH	FKSH03	37.6078	139.7533	228	130	80-100	66.0	69.1	2.1	(1.56)	0.09	108	7	1000	sandstone	Neogene	A	2	2000
ATDH	FKSH04	37.4508	139.8126	281	271	180-200	24.0	24.0	2.3	(1.20)	0.24	29	6	2000	tuff breccia	Quaternary	B	2	2000
SMGH	FKSH05	37.2544	139.8725	499	108	80-100	42.0	45.5	6.5	(1.62)	0.09	74	11	500	tuff	Neogene	A	3	2000
INAH	FKSH06	37.1723	139.5199	575	103	80-100	56.0	59.1	8.1	2.97	0.15	176	26	2000	tuff breccia	Neogene	B	2	2000
HMTH	FKSH07	37.0103	139.3755	977	203	125-145	60.0	61.6	0.0	2.68	0.13	165	8	100	sandstone	Paleogene	B	1	2000
NNMH	FKSH08	37.2822	140.2144	346	108	80-100	50.0	52.3	2.1	1.88	0.09	98	6	1500	tuff breccia	Quaternary	A	3	2000
KRYH	FKSH09	37.3530	140.4264	263	203	80-100	34.0	40.0	2.4	3.41	0.17	136	11	100	welded tuff	Quaternary	A	5	2000
NGUH	FKSH10	37.1616	140.0930	568	204	180-200	82.0	82.1	3.8	1.52	0.08	125	9	500	tuff breccia	Neogene	B	3	2000
YBKH	FKSH11	37.2006	140.3386	289	118	90-110	94.0	97.8	2.1	(1.62)	0.09	158	9	1000	tuff	Neogene	A	4	2000
HTAH	FKSH12	37.2169	140.5703	473	108	85-105	20.0	23.4	0.0	2.73	0.14	64	3	100	granodiorite	Cretaceous	A	2	2000
IWWH	FKSH13	36.9951	140.5853	583	108	75-95	18.0	21.2	2.4	(3.19)	0.15	68	8	100	gneiss	Paleozoic era ?	B	2	2000
IWEH	FKSH14	37.0264	140.9702	6	150	125-145	30.0	31.1	2.1	2.32	0.12	72	6	3000	sandstone	Neogene	A	3	2000
INWH	FKSH15	37.6461	140.1735	760	103	80-100	52.0	54.6	2.4	2.67	0.13	146	10	100	tuff breccia	Neogene	B	1	2000
FKSH	FKSH16	37.7643	140.3766	138	303	180-200	68.0	68.0	4.0	1.92	0.10	130	10	500	tuff breccia	Neogene	B	3	2000
KMAH	FKSH17	37.6636	140.5974	208	103	80-100	30.0	33.6	2.2	2.82	0.14	95	8	100	granite	Cretaceous	A	3	2000
MRUH	FKSH18	37.4894	140.5380	413	103	80-100	24.0	27.6	2.7	2.94	0.15	81	9	100	granite	Cretaceous	A	3	2000
MKJH	FKSH19	37.4703	140.7227	513	103	60-80	16.0	21.4	2.7	2.32	0.12	50	7	100	granite	Cretaceous	B	2	2000
NMEH	FKSH20	37.4911	140.9871	15	112	85-105	42.0	47.2	3.4	(1.20)	0.24	57	12	1000	sandstone	Neogene	B	4	2000
TDMH	FKSH21	37.3421	139.3147	378	203	180-200	66.0	66.1	2.0	2.73	0.14	180	11	100	tuff	-	A	2	2000
NGOH	NIGH01	37.4272	138.8876	88	103		Not yet measured							4000	sandstone	-			
AHHH	NIGH02	38.2799	139.5486	37	108	7 0-90	42.0	46.6	5.1	(1.20)	0.24	56	13	1000	sandstone	Neogene	B	2	2000
ARKH	NIGH03	38.1327	139.4289	9	224	180-200	44.0	44.0	2.3	(1.20)	0.24	53	11	3000	sandstone	Quaternary	A	3	2000
SKWH	NIGH04	38.1313	139.5428	81	103	80-100	46.0	49.3	2.1	(1.20)	0.24	59	12	1000	mudstone	Neogene	A	3	2000
SROH	NIGH05	37.9759	139.2788	12	150	100-150	46.2	47.6	15.0	(1.20)	0.24	57	21	4000	sandstone	Neogene	B	4	2000
KMOH	NIGH06	37.6527	139.0676	33	103	7 0-90	34.0	42.9	7.7	(1.20)	0.24	52	14	4000	sandstone	Neogene	B	5	2000
MRMH	NIGH07	37.6658	139.2610	78	110	90-110	50.0	52.3	6.3	(2.68)	0.13	140	18	100	shale	Cretaceous	A	1	2000
TWAH	NIGH08	37.6708	139.4648	71	303	80-100	66.0	69.8	14.4	1.09	0.05	76	16	1000	tuff	Neogene	A	3	2000
STDH	NIGH09	37.5386	139.1279	96	103	80-100	78.0	81.2	6.2	(1.62)	0.09	132	12	4000	tuff	Neogene	A	2	2000
KMKH	NIGH10	37.5438	139.3648	221	103	50-100	46.4	46.4	4.6	(1.62)	0.09	75	9	1000	tuff	Neogene	C	1	2000
KWNH	NIGH11	37.1728	138.7440	168	208	180-200			1.23		0.06			4000	sandstone	Neogene	D	3	2000
YNTH	NIGH12	37.2239	138.9821	113	113	90-110	52.0	56.0	2.5	(1.20)	0.24	67	14	3000	tuff	Quaternary	A	4	2000
MAKH	NIGH13	37.0544	138.3966	233	103	80-100	50.0	53.3	2.1	(1.62)	0.09	86	6	4000	mudstone	Neogene	A	2	2000
SZWH	NIGH14	37.0303	138.8521	188	390	180-200	40.0	40.0	3.3	2.64	0.13	106	10	4000	sandstone	Quaternary	B	3	2000
MUJH	NIGH15	37.0533	138.9951	361	103	80-100	24.0	26.8	2.6	2.97	0.15	80	9	100	granite	Cretaceous	A	1	2000
IGWH	NIGH16	36.9378	137.8480	152	103	80-100	44.0	46.3	10.6	3.41	0.17	158	37	100	gabbro	Paleogene	B	1	2000
MKGH	NIGH17	36.8569	138.0966	1308	153				1.91		0.10			1000	andesite	-	D	1	2000
MKOH	NIGH18	36.9425	138.2594	243	113									1000	sandstone	Quaternary	D	3	2000
YZWH	NIGH19	36.8114	138.7849	988	103	80-100	32.0	34.8	2.5	3.18	0.16	111	10	100	granite	Neogene	A	1	2000

Temperature gradients, temperature gradient corrections, thermal conductivities, heat flow values, and their respective errors are listed for the Hi-net station data used in this study. The temperature gradients and thermal conductivities in parentheses, for which errors are not listed, are formal error-free estimates. Borehole geology is taken from the columnar map. The depth of base rock is from SDL-CM (NIED 2019)

Table 4 DTPBJ terrestrial heat flow

Site No.	Latitude(°E)	Longitude(°N)	Elv(m)	Depth(m)	Interval(m)	Thermal Gradient (K/km)	Thermal Conductivity (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	Heat Flow (mW/m ²)
438	41.4501	141.0870	160	1702	1200-1700	55	2.12	117
442	41.4207	141.0639	500	1492	750-1100	60	1.62	97
443	41.4026	140.8548	13	1000	400-600	39	(2.86)	112
444	41.3904	141.0895	35	1007	600-950	71	1.72	122
445	41.3540	141.1189	99	1503	1000-1500	70	2.37	165
446	41.2860	140.9742	91	1302	500-800	57	(2.36)	134
448	40.7402	141.1631	31	1001	500-1000	56	(1.56)	88
450	40.7052	140.8395	571	1000	800-1000	90	2.05	183
455	40.6666	140.6395	645	1501	1100-1500	113	1.75	197
458	40.6471	140.8181	733	1000	600-1000	129	2.59	334
461	40.6355	140.7070	250	503	300-500	102	1.89	193
462	40.5858	140.7157	100	1202	800-1200	83	1.86	154
470	40.5163	140.7084	356	1505	1000-1500	31	(1.62)	51
471	40.4527	141.3798	30	1123	600-1000	41	(1.62)	67
479	40.0002	140.8129	869	502	300-500	185	1.57	290
491	39.9808	140.8751	1,120	802	500-800	207	(2.76)	571
494	39.9789	140.7646	1,040	1701	1100-1700	94	(2.02)	190
498	39.9377	140.7057	490	1505	1000-1500	83	2.93	243
504	39.9186	140.9198	873	1002	800-1000	128	1.97	252
511	39.8847	140.9521	731	1004	700-900	164	1.39	228
514	39.8556	140.7604	551	2002	1700-2000	74	2.91	214
518	39.8245	140.9109	955	1503	1250-1490	193	(2.13)	410
520	39.8159	140.9718	707	1203	1000-1200	93	1.32	123
524	39.8047	140.7749	630	1501	1000-1500	72	3.66	263
532	39.7570	140.7654	710	1501	1000-1500	75	2.69	202
534	39.7261	140.9379	462	1005	800-1000	135	1.03	139
536	39.5223	140.8271	410	1470	1100-1300	28	2.34	66
538	39.4438	141.0907	250	501	400-500	149	1.37	204
540	39.4195	139.8589	-143	4800	3800-4600	25	(2.34)	58
541	39.4003	140.4835	30	850	600-850	49	(1.92)	94
543	39.3501	140.7210	250	1501	1000-1500	48	2.13	102
546	39.2945	140.7743	280	402	300-400	83	1.57	130
549	39.2687	140.6835	350	1004	800-1000	60	2.27	135
553	39.2195	139.8966	5	703	400-703	42	(1.45)	61
554	39.1862	140.5299	350	1002	800-1000	62	(2.08)	129
555	39.1437	140.1505	420	486	400-473.2	46	(2.14)	99
558	39.0368	140.6332	265	1004	750-1000	56	1.66	94
565	39.0085	140.5822	483	1803	1500-1800	103	(2.08)	213
586	38.9790	140.6588	640	1501	1000-1500	115	3.01	347
589	38.9740	140.7096	670	1202	1000-1200	134	1.49	199
591	38.9732	140.5191	330	1501	1000-1500	62	1.97	123
601	38.9448	140.5618	480	1032	800-1000	124	2.15	266
602	38.9446	141.0632	105	1100	800-1000	68	(1.83)	124
603	38.8287	140.6488	335	1500	1000-1450	94	1.51	142

Table 4 (continued)

Site No.	Latitude(°E)	Longitude(°N)	Elv(m)	Depth(m)	Interval(m)	Thermal Gradient (K/km)	Thermal Conductivity (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	Heat Flow (mW/m ²)
616	38.7857	140.6946	307	1500	100-1500	132	2.77	366
623	38.6951	140.5721	325	1304	1000-1300	44	1.83	80
625	38.6356	140.1833	381	1502	1000-1500	81	1.50	122
626	38.6307	139.8494	70	1310	1150-1280	52	(2.83)	146
630	38.6154	139.5955	14	503	300-500	98	1.93	188
637	38.5974	140.1716	309	1802	1500-1800	82	2.16	176
640	38.5738	140.7218	180	1300	1000-1300	63	(1.67)	106
642	38.5654	140.5321	230	1703	1500-1700	46	2.24	102
643	38.5651	140.5621	470	1360	1000-1350	56	1.36	76
647	38.5418	141.1521	4	1000	100-1000	44	(1.83)	81
648	38.4860	139.5242	10	1300	100-1300	41	(1.83)	76
649	38.3775	141.1603	6	1700	1500-1700	34	(2.36)	80
650	38.1590	140.3566	545	801	500-800	73	2.25	164
652	38.0863	140.3105	295	501	300-500	36	3.32	120
653	38.0482	138.4596	10	1000	800-1000	36	1.83	66
654	38.0363	138.3524	72	1105	1015-1105	49	2.53	124
656	37.9965	138.4071	22	1300	1100-1300	30	1.77	53
657	37.8780	139.1734	3	4920	-	35	1.62	57
658	37.8757	138.9854	3	5007	-	32	1.62	51
662	37.8113	138.2691	30	1200	1000-1200	61	1.66	101
669	37.7861	140.2630	799	1303	1000-1500	62	(2.22)	137
672	37.7711	138.8754	4	6310	-	29	1.91	55
674	37.7621	138.9487	1	5015	-	32	1.62	52
675	37.7530	139.0165	2	4903	-	33	1.62	53
679	37.6683	140.2128	1,000	1301	1000-1300	115	2.34	268
685	37.6291	140.2455	1,100	1502	1000-1500	142	1.94	275
688	37.6086	139.4384	120	700	500-700	65	2.50	163
689	37.4750	139.7187	490	491	300-490	101	1.10	111
693	37.4530	139.6667	475	1005	600-1000	85	1.87	159
704	37.4189	139.6939	411	1800	1000-1800	93	2.58	239
705	37.3811	139.2076	575	800	600-800	29	(2.29)	65
706	37.3619	138.5729	2	853	600-800	34	(2.34)	78
707	37.3539	139.1823	560	1200	1000-1200	45	2.29	103
708	37.3350	139.3187	590	1300	1000-1300	53	(1.67)	89
709	37.3289	139.1034	450	1200	1000-1200	48	(2.15)	102
710	37.3003	140.1967	415	1200	800-1200	50	(1.83)	92
713	37.2302	138.3974	7	3781	-	37	(1.62)	60
716	37.2030	138.7440	297	4500	-	36	(1.62)	59
718	37.1031	138.9129	90	1200	1000-1200	23	(2.37)	55
720	37.0319	140.9944	5	1507	1000-1507	25	(2.14)	54
721	37.0225	138.6968	50	1500	900-1300	42	(1.83)	77
722	37.0197	139.6251	780	1002	750-1000	34	(2.13)	72
728	36.9714	140.8036	30	1151	900-1055	19	(2.18)	41
Mishima	37.5008	138.7819	5	6300	-	34	(1.62)	54

Adapted from Terrestrial Heat Flow on Database on the Temperature Profiles of Boreholes in Japan (DTPBJ) (Sakagawa et al. 2004). The depths used to calculate the temperature gradients are listed. The numbers in round brackets indicate estimated values in the thermal conductivity values. The latitude and longitude values of DTPBJ were converted to WGS-84 Datum assuming the Japan Geodetic System (Tokyo Datum) in the original paper, considering the geodetic system and the timing of acquisition of the original data is not mentioned in this paper

Table 5 Temperature dependence of thermal conductivity

Rock Type	Thermal Conductivity ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	
Granite	$K(T) = 1/(C + d \times (273.15 + T))$	c=0.24094 d=4.6019×10 ⁻⁴
Gabbro	$K(T) = 1/(C + d \times (273.15 + T))$	C=0.33727 d=3.5002×10 ⁻⁴
Other Bedrock	$K(T) = K(0)/(1 + b \times (T - 20))$	b = 0.0005

Based on Miao et al. (2014) for granite and gabbro. Based on Funnell et al. (1996), K(0) indicates thermal conductivity at room temperature for other rocks

Table 6 Heat generation, A. Radiogenic heat value estimated based on Minato (2005). Based on Beardsmore and Cull (2001) for gabbro only

Rock Type	Heat Generation A (μWm^{-3})
Granite	2.16
Gabbro & Diorite	0.11 (*)
Granodiorite	1.13
Rhyolite	1.23
Dacite	0.86
Andesite	0.77
Basalt	0.51
Metamorphic	1.38
Sedimentary Quaternary	0.63
Sedimentary Neogene	0.73
Sedimentary Paleogene	1.43

Table 7 Example of setting parameters in a temperature-structure simulation of a subduction zone

Author	Research Target Area	Thermal Conductivity ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	Heat Generation (μWm^{-3})
Peacock and Wang (1999)	Northeastern Japan	Upper crust (0-15km) 2.5	Upper crust (0-15km) 1.3
	Western Japan	Lower crust (15-30km) 3.1	Lower crust (15-30km) 0.27
Fukahata and Matsu'ura (2000)	Northeastern Japan	Upper crust 3.0	Upper crust $3.0 \times \exp(-\frac{z}{10})$
		Lower crust 3.0	Lower crust $3.0 \times \exp(-\frac{z}{10})$
Yoshioka et al. (2013)	Western Japan	Upper crust 2.5	Upper crust 1.9
		Lower crust 2.5	Lower crust 1.9
Wada and Wang (2009)	Northeastern Japan	Upper crust 2.5	Upper crust 1.3
	Western Japan	Lower crust 2.5	Lower crust 0.4

Table 8 Example of setting parameters in temperature structure calculation by one-dimensional heat conduction

Author	Research Target Area	Thermal Conductivity ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	Heat Generation (μWm^{-3})
Ohkubo et al. (1998)	Hokkaido Japan	Upper crust 2.5 Lower crust (15-30km) 2.0	Upper crust 1.5 Lower crust 0.15
Tanaka (2009)	Japan	Upper crust 2.5 Lower crust 2.5	Upper crust $3.0 \times \exp(-\frac{z}{10})$ Lower crust $3.0 \times \exp(-\frac{z}{10})$
Maeda et al. (2021)	Kii peninsula Japan	Upper crust 2.5 Lower crust 2.5	Upper crust $1.4 \times \exp(-\frac{z}{10})$ Lower crust $1.4 \times \exp(-\frac{z}{10})$
Miao et al. (2014)	North China Craton	Upper crust 3.0(*) Lower crust 2.6(*)	Upper crust 1.25/0.82 Lower crust 0.32

(*) Temperature dependence of thermal conductivity is considered.