

関東平野の地中温度

鈴木 宏 芳*

国立防災科学技術センター

Underground Temperature in the Kanto Plain

By

Hiroyoshi Suzuki

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

To study the underground temperature in the Kanto plain, temperature data in deep drilling wells were collected.

Geothermal gradient values are significantly smaller in the Kanto plain than that of the surrounding mountainous regions. Terrestrial heat flow values in the Kanto plain are less than 1 HFU except in south-west part of the plain.

はじめに

地下深部にまで達する地中温度の測定は、一部の地熱地帯や、油・ガス田地帯を除くと、その数は多くない。

関東平野には天然ガス探査や採取のための深井戸が多数あり、最近では地殻活動観測井も作られている。その一部では温度検層や坑底温度の測定が行われており、測定例もかなり増えてきた。本報告では、そのようなデータによって、関東平野の地下温度、地温勾配や地殻熱流量の推定を試みた。

関東平野は、北部および西部を、先第三系～第三系の地層よりなる山地で取りかこまれ、先第三系の基盤の上に、第三紀以降の堆積層が厚く堆積している。近年、深層ボーリングや物理探査によって、基盤の深度分布や地質構造が明らかになってきているが、それによれば、平野下の基盤の起伏は大きく、平野中央部では基盤の深度は最深部で3,000 m 以上にも達し

*第2研究部地殻力学研究室

ており、南部ではそれ以上の深さの地域もあると推定されている。堆積層は新第三系から更新統まで、平野の周辺部から中心部に向かってしだいに新期の地層が分布するようになり、関東平野が第三紀以降の著しい沈降盆地であったことを示している。関東平野は、その地下に、フィリピン海、太平洋、ユーラシアの 3 プレートが存在している地域であり、地震活動の活発さや、多くの活断層の分布で示されるように、地殻活動の激しい地域であり、このような地域で熱的な構造を調べることは、地下深部の物性や地質構造の研究にも重要なことと考えられる。

1. 測定データ

集められた坑井温度の測定データは、次の 3 種類に分類することができる。

- (1) 温度検層による地表付近から坑底までの連続測定データ (TL)
- (2) 各種温度計による測定データ (TM)
- (3) 坑井掘削時に物理検層に伴って行われた坑底温度の測定データ (BHT)。

(1)は坑井掘削後、十分な時間が経過してから、坑口から坑底まで連続的に測定されたものであり、全坑長にわたる温度分布が正確に表されているものである。このような測定は数が少なく、公表されているものは、関東平野では下総および府中地殻活動観測井のわずか 2 井のみである。岩槻地殻活動観測井でも同様の測定がなされたが(高橋ら, 1983)、測器の異常と考えられる測定値が示されており、これは真の地中温度を示しているとは考えにくいので、ここでは使用しなかった。下総および府中観測井の地質状況については、鈴木ら (1983) および鈴木・高橋 (1985) により報告されている。またその測定値 (1 m 毎の読取値) は、鈴木ら (1981) により報告されている。

(2)は主に水位観測等の目的で掘削された坑井で、同時に温度観測も行っているものであり、温泉水の採取用の坑井の坑底温度も含まれる。岩槻地殻活動観測井では 500 m 毎に、最高温度計による温度測定が行われた。

(3)は坑井を掘削して各種の物理検層を行うときに、同時に最高温度計を坑内に降下して坑底温度を測定したものである。物理検層は通常掘削が目的深度まで進んだ後、泥水循環を行ってから直ちに行われるため、掘削泥水によって坑井周辺が冷却されて、本来の地層温度にまで回復しないうちに測定される。そのため、真の地層温度よりも低く測定されるので、地下温度の研究に用いるためには、何らかの補正を行わなければならない。図 1 に関東平野で実施された地中温度測定点の位置および測定の種類を示す。

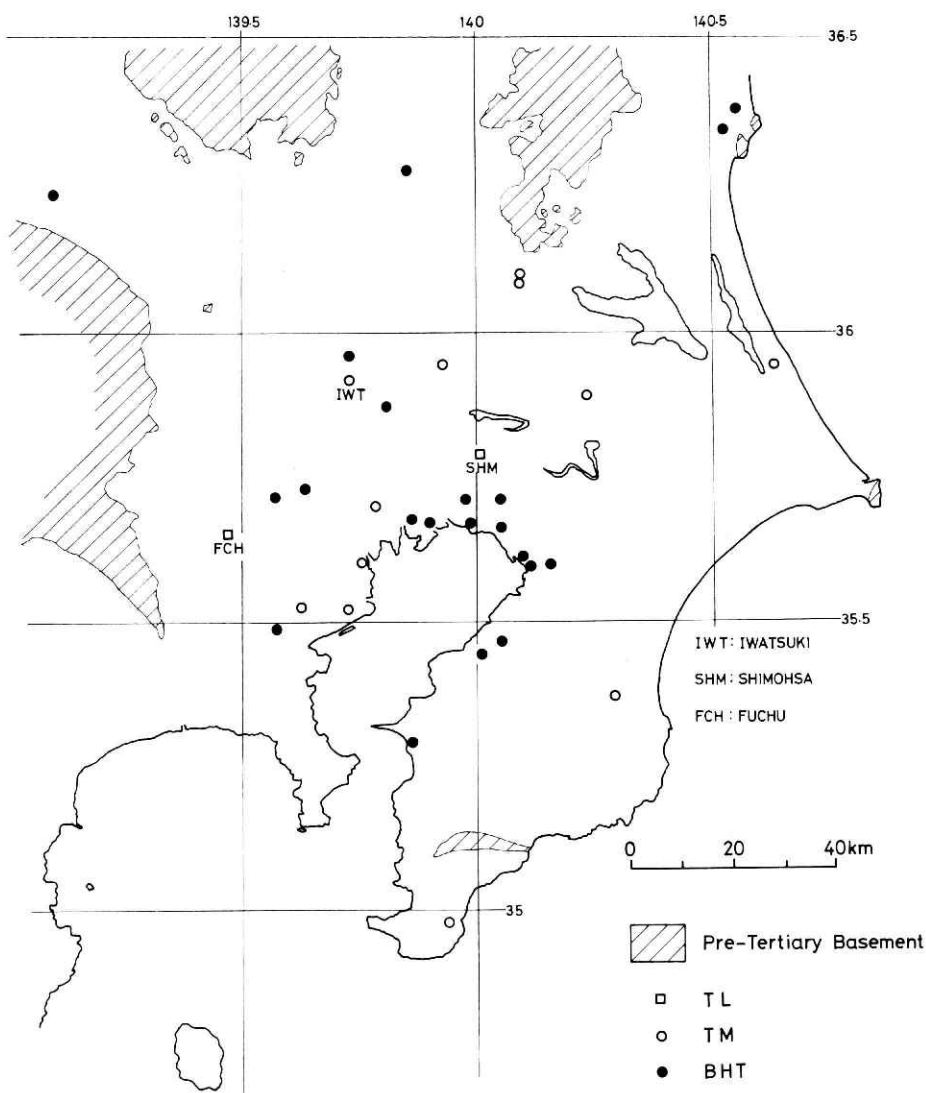


図1 温度測定点

Fig. 1 Location of wells in which underground temperatures were measured. As for the meanings of TL, TM and BHT see the text.

2. 深層地殻活動観測井における温度検層結果

関東平野において、最も精密な地中温度の測定が行われているのは、国立防災科学技術センターの下総および府中地殻活動観測井である。観測井の深度は下総井 (SHM) が 2,300 m,

府中井 (FCH) が 2,750 m で、それぞれ基盤層 (先新第三系) を、500 m 以上掘り込んでいる。坑井はすべてケーシングを挿入し、外側はセメントでまかれているので、坑内への地下水の浸入はない。これらの坑井では、掘削後十分長い時間 (約 6 ヶ月) が経過した後に、温度検層が行われており、地中温度は掘削時の乱れから完全に回復しているものと考えられる。測定は白金抵抗線温度計を用いている。岩槻観測井 (IWT) (高橋ら, 1983) では、検層で得られたデータに疑問があったので、別に観測装置の信号ケーブルに、500 m 毎に最高温度計を取りつけて約 2 ヶ月間坑内に放置して測定した。また、各観測井では、坑底に設置した観測装置の中に組込まれている温度計によって、坑底温度の連続測定を行っているが、その測定値は、下総井 60.2°C、岩槻井 85.6°C、府中井 78.4°C であり、どの観測井でも、測器の測定誤差を越えるような温度変化は得られていない。図 2 に各観測井での温度測定結果を示す。

図 2 からわかるように、どの観測井でも地下の地温勾配は一様ではない。大まかに見れば

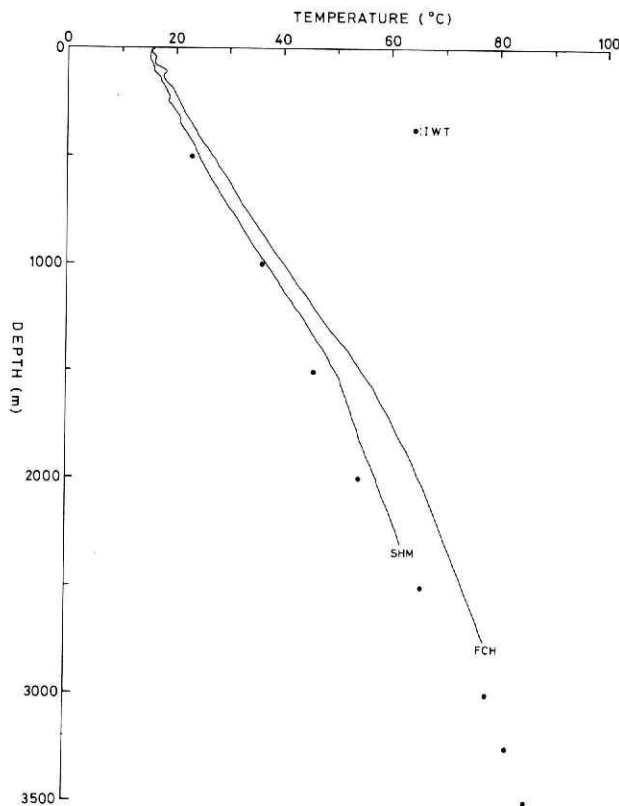


図 2 下総、府中および岩槻深層観測井の温度測定結果

Fig. 2 Result of temperature measurements at Shimohsa, Fuchu and Iwatsuki deep observation wells.

各井とも2ないし3本の直線で地温勾配を近似できるように思われる。特に大きな変化は、下総井では1,500 m 付近、府中井では2,000 m 付近で見られる。また岩槻井でも3,000 m 以下とそれ以上では地温勾配が変わっている。これらの地温勾配の変る深度は、基盤岩（先新第三系）と、上部の新第三系以降の新しい堆積層の境界とほぼ一致している（基盤の深度、下総井：1,514 m、府中井：2,022 m、岩槻井：2,864 m）。熱の移動が上下方向だけしかないと仮定すれば、地温勾配は岩石の熱伝導率と反比例するはずであり、熱伝導率のより大きな基盤岩の方が、地温勾配が小さくなるのは当然である。たとえば府中井では、基盤の熱伝導率（平均）が $7.71 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ であり、その上部の堆積層では $3.70 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ となっている。

地温勾配を、基盤層と新しい堆積層とに分けて比較すると、基盤層では、下総井が $1.54^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 、府中井が $1.61^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 、岩槻井では $1.60^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ であり、3井ともほとんど同じ値になる。一方堆積層では、地表付近の地温を、関東平野中央部の年平均気温に近い 15°C として、地温勾配 $= \frac{T_n - 15}{d_n}$ （ただし、 T_n は深度 d_n における地中温度）として求めると、下総井では $2.32^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 、府中井で $2.53^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 、岩槻井で $2.04^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ となり、坑井によって異っている。しかし、図からもわかるように、堆積層中の地温勾配の平均値は、計算する深度のとり方によって大きく変化するものであり、たとえば下総井では、地表から500 m までは $1.90^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ なのに、地表から1,500 m までにすると $2.32^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ となる。また1,000 m から1,500 m の区間で計算すると $2.58^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ となる。同様に府中井では、地表から500 m までは $2.38^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 、地表から1,500 m まででは $2.60^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ であり、1,000 から1,500 m までの区間では $2.88^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ となる。下総井のように、堆積年代の新しい堆積物が厚く分布している場合は、浅い深度の地中温度から地温勾配を求めることは、大きな誤差を生ずるおそれがある。

図3は深層観測井間の地中温度の比較である。岩槻井の温度は500 m 毎の測定値から比例計算により求めた。平野中央部に位置する岩槻井、下総井に比べて、平野の南西縁辺にある府中井の地中温度が高いことがわかる。基盤の深さと地中温度の間には、3井で見えるかぎり、有意な関係はない。

次に図4は、SHM および FCH の温度検層の結果を上部200 m 間のみを拡大して示したものである。図からもわかるように、浅い部分の地中温度の変化は非常に大きく、深さに応じて温度が高くならずに、かえって低くなることもある。このような温度が低下する部分の地質は、砂礫層であることが多く、電気検層から推定すると滞水層と考えられる。地表から浸透した地下水が十分温められないまま滞水層中を流動しているために地中温度が低下するものと考えられる。関東平野の地下には、更新統以後の砂礫層を含んだ新しい堆積物が厚く分布しており、多くの滞水層が存在しているため、堆積年代の新らしい地層の浅い坑井による温度測定では、地下水に影響されない地中温度を得るのは困難である。そこで、本報告では、

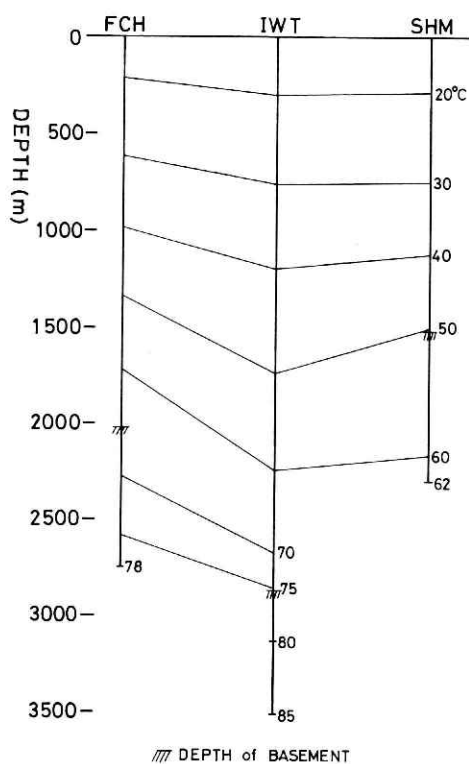


図 3 深層観測井における地中温度の比較

Fig. 3 Comparison of underground temperature among the deep observation wells.

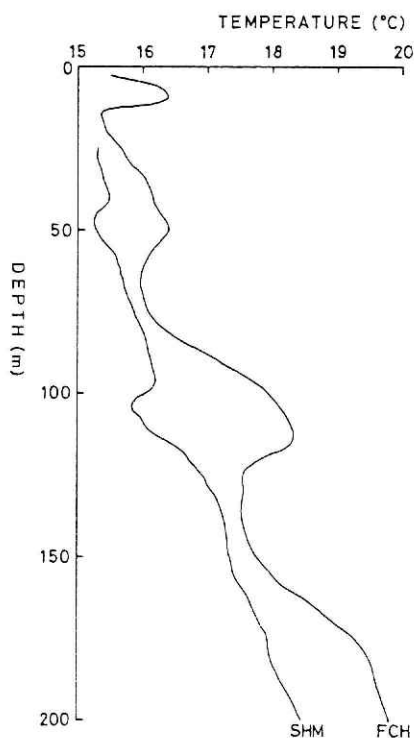


図 4 下総および府中井における深度 200 m までの温度分布

Fig. 4 Temperature distribution up to 200 meters depth at Shimohsa and Fuchu wells.

できるだけ深度 500 m 以上の測定データを用い、地層条件が安定していて滞水層がないものに限って、200 m 以上の測定データを用いた。また、坑井が上総層群（鮮新統～下部更新統）かそれ以下にまで達しているものだけを用い、それよりも新しい地層中の測定値は使わなかった。

3. 検層時の坑底温度の補正

坑井掘削完了直後に行われる物理検層に伴って測定される坑底温度（BHT）は、掘削時に循環している掘削泥水によって、坑井周辺の地層が冷却されるため、真の地中温度よりも低い温度を示す。そのため、BHT から真の地中温度を得るためには、何らかの補正が必要である。同一坑井の同一深度において、BHT と坑井掘削後最低 1 ヶ月以上の時間が経過してから測定された、真の地中温度と見なされるもの（ T_t ）を集めて、その関係を見ると図 5 のようになる。図から分るように、BHT が高いほど、真温度との温度差が大きくなる。その関係は次のような一次式で近似することができる。

$$T_t = 1.3(BHT - 15) + 15 = 1.3BHT - 4.5$$

ただし、 $BHT > 20^\circ\text{C}$

これと同様の次のような式が、新潟平野を対象として、田中・佐藤（1977）によって得られている。

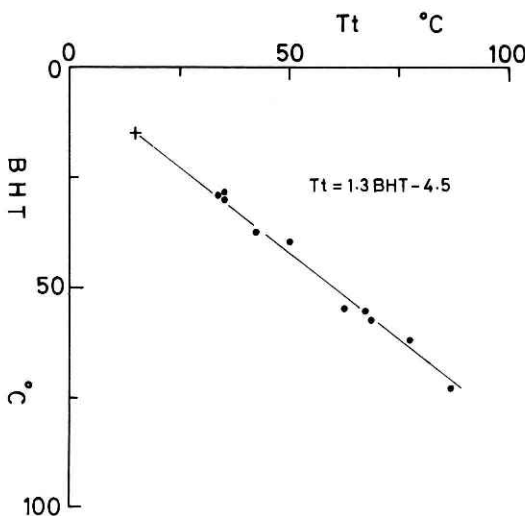


図 5 T_t と BHT の関係 (T_t : 真温度, BHT: 検層時の坑底温度)

Fig. 5 Relation between T_t and BHT (T_t : true temperature, BHT: bottom hole temperature measured by logging).

$$T_t = 1.31(BHT - 15) + 15 = 1.31BHT - 4.65$$

なお、佐々木 (1984), Sekiguchi (1984) も同様な関係を報告している。

このように測定地域が異っても、得られる結果はほぼ同じようになることがわかる。これは地中温度の回復が、掘削泥水の循環を停止した後の経過時間によることと、検層を行う作業手順の時間的推移がほぼ定形化していることによると考えられる。

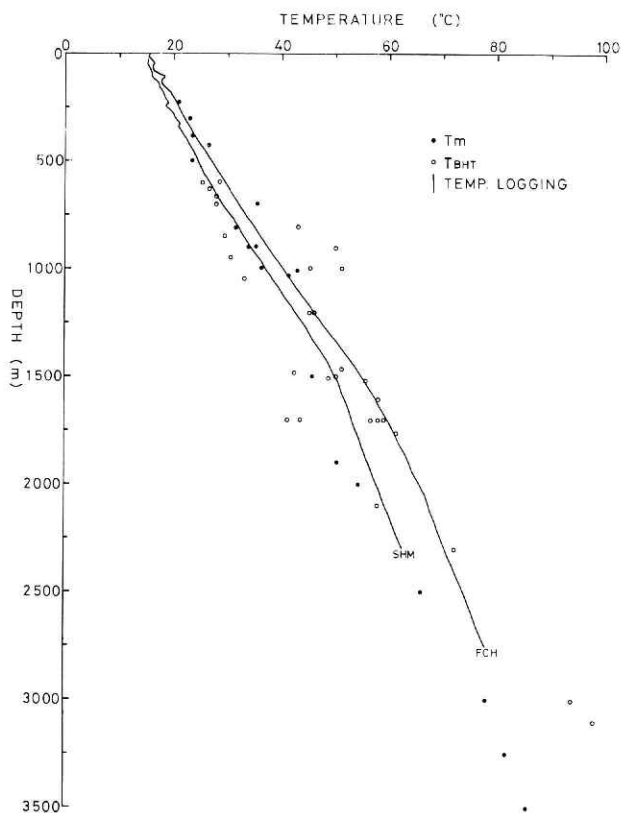


図 6 地中温度の分布。実線は府中および下総井のデータ，黒および白点は図 1 に表示したすべての坑井の温度

Fig. 6 Distribution of Underground temperature. Full lines show underground temperature obtained by temperature logging at Fuchu and Shimohsa wells. Black and white circles show those obtained at wells plotted in Fig. 1. Notice that values are scattered especially below 1,000 meters depth.

4. 温度測定結果

図 6 に今回得られたすべての地中温度を示す。なお、測定値は、今回新たに求めたもの以外に、Uyeda and Horai (1964), 野津 (1980), 河井・福田 (1962), 福田ら (1976), 金原ら (1958) から引用した。測定された坑井の深度は 220 m から 3,500 m にわたっている。T_m は地温が安定した後に直接計測された温度測定で得られたもの、T_{BHT} は BHT から 3 節で示した補正式によって得られた温度、実線は下総井および府中井の温度検層によるものである。各坑井間の温度のバラつきは大きく、深度 1,000 m 付近から下では、同一深度で約 20°C の温度の相違が見られる。これらのうち、平均的な地温よりも高い地域は横浜・川崎地域であり、低く求まるのは、習志野から東京江東へかけての東京湾周辺地域である。

次に得られた地下温度から、地表付近の温度を 15°C としたときの、各坑井の平均的な地温勾配を求めた。なお、原論文に地温勾配が記載されているものは、そのまま用いた。前述したように、基盤層とその上部の堆積層とでは地温勾配が異なるので、別々に計算した。得られ

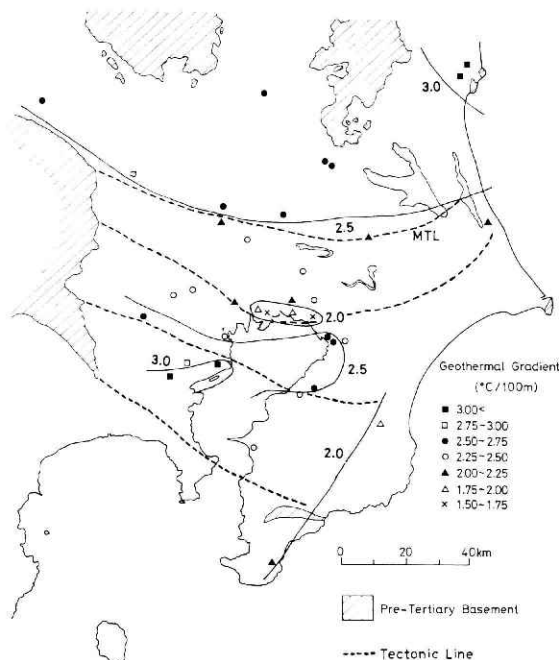


図 7 堆積層中の地温勾配の分布

Fig. 7 Distribution of geothermal gradient in sediment layer. Notice the zonal structure of distribution of geothermal gradient.

た結果は図7および8に示す。堆積層の地温勾配は、地域によって大きく異っている。 $3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 以上の高い地温勾配を示すのは、横浜・川崎地域と水戸地域であり、 $2.5^{\circ}\text{C}\sim 3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ の地域は、関東平野中央～北部地域、群馬県藤岡、千葉県市原、府中である。 $2.0\sim 2.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ の地域は、関東平野中央部、千葉県の姉ヶ崎、富津、千倉、茨城県鹿島である。また、 $2.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 以下の地域は、東京湾岸の習志野・船橋・市川・東京江東地域と茂原で見られる。注目されるのは、横浜・川崎地域の大きい地温勾配と、船橋・市川・江東地域の小さい地温勾配である。横浜・川崎地域については、地下水温の調査をした高橋(1967)も、この地域で周辺よりも高い水温を報告している。図7の特徴は、関東平野の中で、地温勾配のほぼ等しい地域が帯状に分布しているように見えることである。すなわち、南から(1)房総半島南～中部の地温勾配の低い地域。(2)横浜～千葉へかけての地温勾配の高い地域。(3)東京湾北部沿岸部から関東平野中央部へかけての地温勾配の低い地域。(4)関東平野北部の地温勾配の高い地域と区分することができる。この中で(3)と(4)の境界は明瞭である。この境界とほぼ同じ地域の地下を、西南日本の領家帯と三波川帯とを分ける中央構造線の延長が通っていると推定されており(例えば磯見・河田(1968))、それらとの関連も注目される。

図8は基盤岩中の地温勾配である。山地部の地温勾配は、Uyeda and Horai(1964)に報

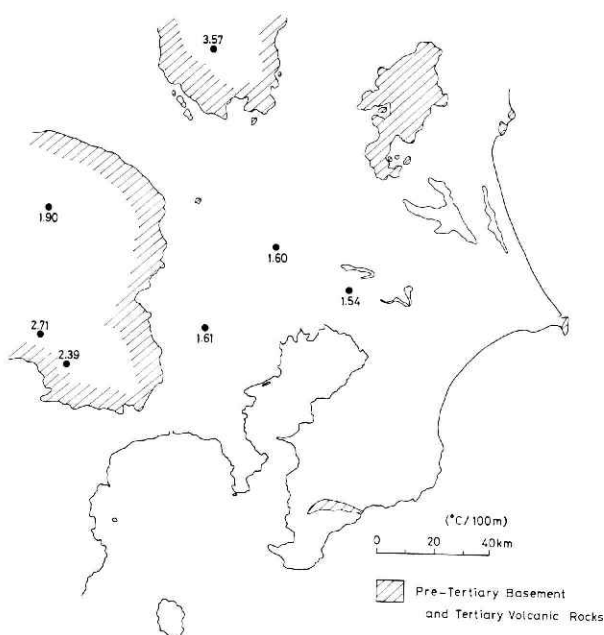


図8 基盤層中の地温勾配の分布

Fig. 8 Distribution of geothermal gradient in pre-Tertiary basement. Notice that geothermal gradient in the mountainous region is significantly greater than that in the Kanto plain.

告されているもの（足尾，秩父，笹子）および国立防災科学技術センター鹿留観測井（山梨県都留市，深さ 440 m）での測定値である．山地部と平野部とでは，地温勾配が明らかに異っている．

5. 地殻熱流量の推定

地下の熱的な状態を考察するためには，地殻熱流量を知ることが重要である．地殻熱流量は地温勾配と岩石の熱伝導率の積で表わされるが，岩石の熱伝導率の測定値は非常に少く，公表されているものは，関東地域では，Uyeda and Horai (1964) の値と，防災センターの 3 深層観測井(高橋ら，1983，鈴木ら，1983，鈴木・高橋，1985)と川崎観測井(田中ら，1978)における測定である．今回新たに地温勾配が得られた坑井では，コアの熱伝導率の測定がないので，地殻熱流量を計算できない．そのため，岩石の熱伝導率を仮定し，地殻熱流量の推定を試みる．図 9 は関東平野内で熱伝導率の測定されている，新第三紀以降の岩石(堆積岩)の，熱伝導率の頻度分布である．得られた 27 個の測定値の分布は，1 例を除くとすべて 2.25 から $4.25 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ の範囲に入る（最も小さい 1 例を除くと，最小が 2.91 ，最大が $4.20 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ である）．地温勾配の測定された坑井はすべて新第三紀～第四紀の地層中のものであるため，同じ堆積年代に属するコアの熱伝導率の測定値を代用しても，著しい誤差は生じないと考えられる．そのため，岩石の熱伝導率として，上記測定値の平均値 $3.41 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ の値を用いて，地殻熱流量を推定することは，近似的な議論に

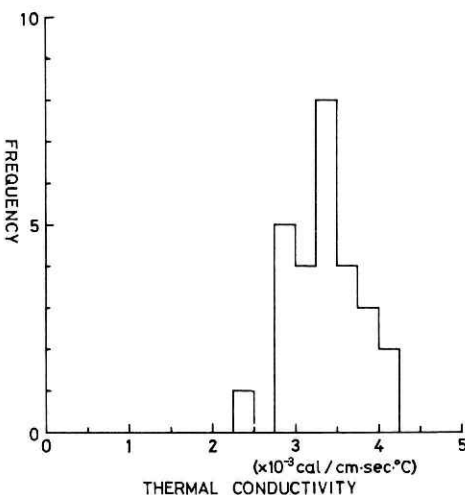


図 9 関東平野の新生代の岩石の熱伝導率の頻度分布

Fig. 9 Frequency distribution of thermal conductivity of Neogene rocks in the Kanto plain.

*1HFU = $1 \times 10^{-6} \text{ cal/sec} \cdot \text{cm}^2 = 42 \text{ mW/m}^2$

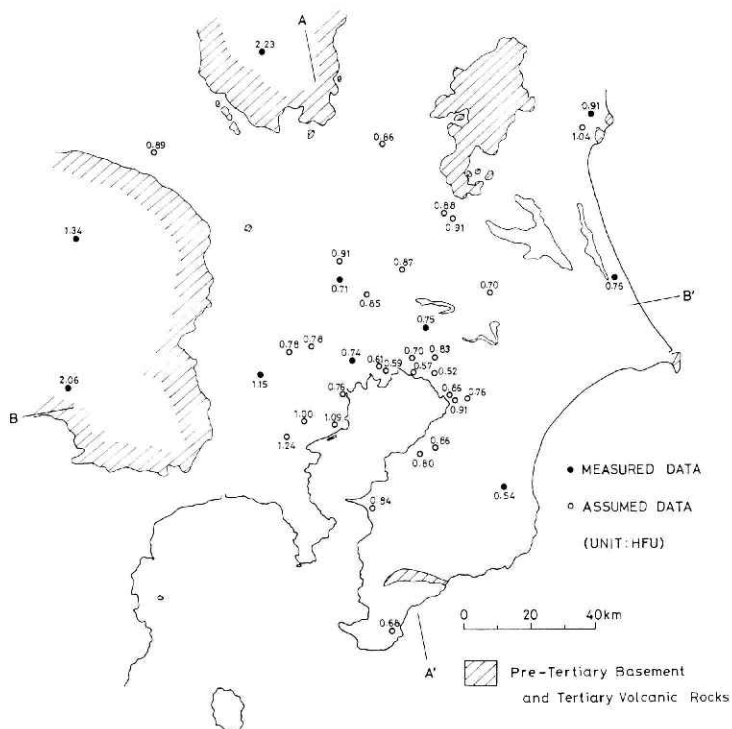


図 10 関東地域の地殻熱流量の分布

Fig. 10 Distribution of terrestrial heat flow values in Kanto District. Black and white circles mean the directly measured and calculated points. Notice that heat flow is smaller in the central part of the Kanto plain.

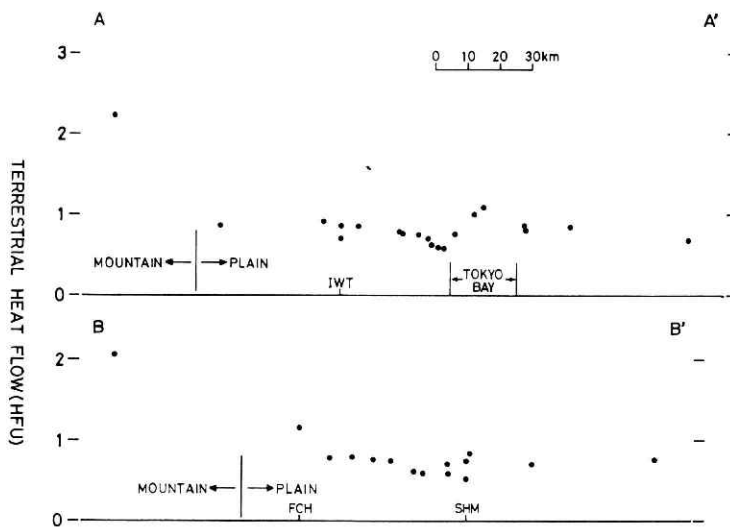


図 11 図 10 の A-A', B-B' に投影した地殻熱流量

Fig. 11 Distribution of terrestrial heat flow values projected on the sections of A-A' and B-B' in Fig. 10.

はさしつかえないと考えられる。江原・横山 (1971) は、日本における地殻熱流量と地温勾配との関係から、日本の堆積岩では次の近似式が成立つことを示している。

$$Q = 4.10 \times 10^{-3} G$$

ただし、 Q = 地殻熱流量、 G = 地温勾配

係数 4.10×10^{-3} は熱伝導率に相当し、関東平野の平均値よりもやや大きな値となっているが、これは江原らの推定には、関東平野の岩石よりも堆積年代の古い、したがって圧密が進んで熱伝導率の大きな岩石の含まれている割合が大きいためと考えられる。

上に得られた平均熱伝導率を用いて推定された地殻熱流量の分布を図 10 に示す。原論文に地殻熱流量が示されているものはそのまま用いた。また、図 10 の A—A' 線および B—B' 線に投影して示した熱流量値を図 11 に示す。図 10 に見られるように、関東平野は、一部地域を除いて 1 HFU* 以下の小さな地殻流量地域であり、周辺の山地の地殻熱流量とは明らかに異っている。特に東京湾奥の沿岸地域の地殻熱流量は著しく小さい。平野南西部の横浜・川崎・府中では、1 HFU 以上で、他地域よりは大きい。また、平野北部でも平野中央部よりもわずかながら大きい。従来のデータからも、関東平野は低地殻熱流量地域であることが知られていたが (Uyeda and Horai (1964))、今回の調査によって、その特徴がより明らかになった。

6. 考 察

一般に島弧地域においては、海溝と火山帯前線 (volcanic front) との間では低熱流量 (50 mW/m² 以下) であることが多い。関東平野で見られるような、小さな地殻熱流量は、陸上ではほかに、北海道の石狩・苫小牧低地で見られ (江原・横山, 1971)、また北海道から関東北部の太平洋沿岸部で見られる。図 12 に Uyeda (1972) による、日本周辺の地殻熱流量の分布を示す。石狩・苫小牧低地も、関東平野と同じように、新第三紀以降の厚い堆積物に覆われており、第三紀以後の著しい沈降地帯である。その成因も関東平野と同じようなものと考えられている (貝塚, 1974)。同じ第三紀以降の厚い堆積物で覆われている新潟平野のような日本海側の平野は、2 HFU 以上の高熱流量域であり、関東平野とは異っている。地殻熱流量が小さい原因としては、堆積層やその下の地殻内で放射性発熱量が少ないこと、マントルからの熱流量が少ないこと、あるいは堆積層や地殻内で何らかの吸熱的な反応が起っているなどのことが考えられるが、現在までのデータではその原因を明らかにすることはできない。しかし、(1) 平野下の基盤層の地温勾配が山地に比較して小さい。(2) 西側山地と関東平野下の基盤層は一続きのものであり、放射性発熱量も山地と平野で大きな差があるとは考えにくい、等の理由から、関東平野で地殻熱流量が小さいことは、地殻上部よりももっと深い部分から

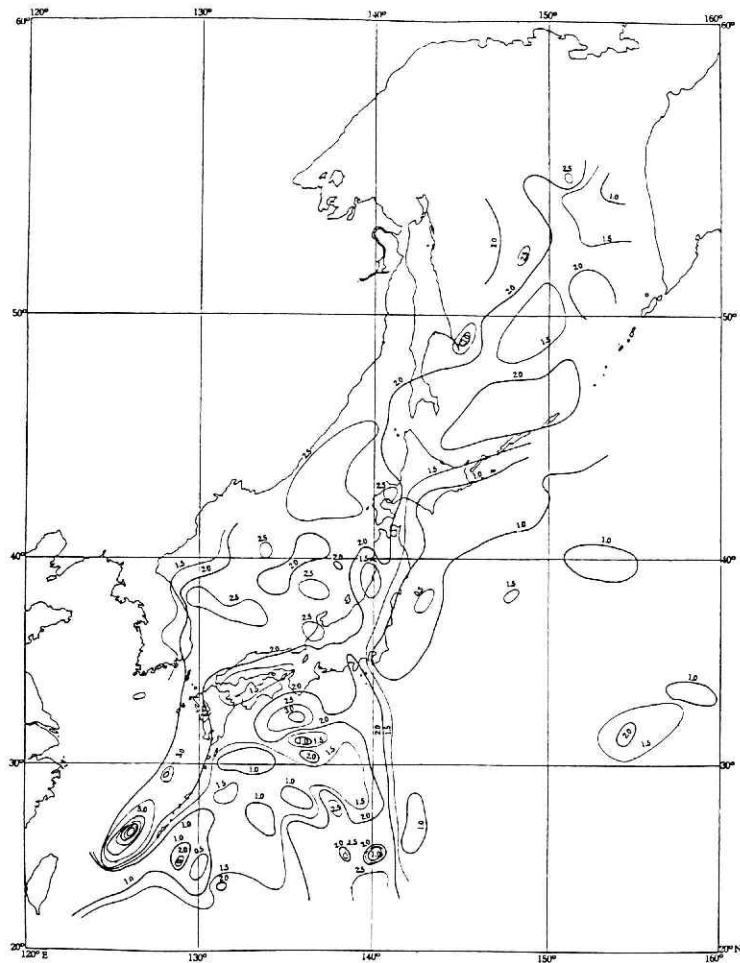


図 12 日本周辺の地殻熱流量の分布 (Uyeda, 1972 による)

Fig. 12 Distribution of heat flow values in HFU in and around Japan (after Uyeda, 1972).
Japan (after Uyeda, 1972).

の影響と考えた方がよい。小林 (1975) や Tsukahara (1976) が指摘しているように、関東平野と西側山地での地震の発生深度の相違 (西側山地では震源の深さが 20 km 以浅の地震が多く、30 km 以深の地震はほとんど見られないのに対して、平野部では逆に 20 km 以深の地震が多い) も、地下の温度分布と大きな関連があると思われる。

次に、地質構造と地殻熱流量との関連を見ると、すでに 4 節で述べたように、地殻熱流量のほぼ等しい地域が帯状に分布している。平野下に潜在する中央構造線を境として、その北側と南側とでは地殻熱流量が異なるように見える。北側の領家帯の方が、南側の三波川帯よりも地殻熱流量がやや大きい。三波川帯と秩父帯とでは、南の秩父帯の方が多少大きいようにも見えるが、あまり明瞭ではない。このように、地殻熱流量と地下の地質構造の間には、

何らかの関係が存在するように思われるが、日本海側の新潟や秋田の平野部で見られるような、基盤が深ければ地温勾配が小さいというような、地質構造と地中温度との密接な関係(乗富, 1975, 田中・佐藤, 1977)は、関東平野では見られない。習志野から東京江東地域にかけての低地殻熱流量については、この地域が関東平野における第四紀中・後期以降の沈降の中心部であることと関連があるものと考えられる。

平野部と周辺山地部とで、地殻熱流量に大きなちがいがあことは、低地殻熱流量と平野の生成との間に、大きな関連があることを示している。貝塚(1974)は、平野を作った関東構造盆地の成因として、沈みこむプレートによる下撓曲を指摘しており、関東平野は三陸・常磐沖の大陸斜面の沈降部の延長であると述べている。そのような考えに立てば、関東平野が三陸・常磐沖から続く低地殻熱流量域に含まれることも説明できる。

7. ま と め

関東平野の各種地中温度測定結果を集めて、地温勾配および地殻熱流量の推定を試みた。その結果、関東平野は一部を除いて1 HFU 以下の低地殻熱流量地域であることが明らかになった。

今後は坑井で実際に温度測定を行なって、推定によらない確実なデータを多くし、より正確、詳細な熱構造を得ることが必要である。特に今回データを得ることができなかった、房総半島中・南部や三浦半島地域のデータを得ることが、関東地域全体の熱構造を知る上で不可欠である。また同時に岩石の正確な熱伝導率の測定が、地殻熱流量の測定に必要である。

謝 辞

未発表データの多くは、財団法人地震予知総合研究振興会が収集した深井戸検層記録集から得たものである。貴重なデータを心よくお見せいただいた同振興会および同会において検層記録の収集にあたられ、また種々御教示賜った工業技術院地質調査所福田理氏に厚く感謝する。

都留の坑井の温度測定に関しては、国立防災科学技術センター第2研究部笠原敬司氏の御配慮をいただき、千倉の温度データは同佐藤春夫氏に御教示いただいた。両氏に厚く感謝の意を表する。また同平塚支所都司嘉宣氏および高橋博所長には、詳細にわたる有益なコメントを頂いた。あわせて感謝する。

参 考 文 献

- 1) 江原幸雄・横山泉 (1971): 北海道における地殻熱流量の測定 (その2). 北大地球物理学研究報告, 26, 67—83.
- 2) 福田理・永田松三・垣見俊弘 (1976): 川崎地区水位・水質観測井について (その3 坑井編③). 地質ニュース, 261, 21—35.
- 3) 磯見博・河田清雄 (1968): フォッサマグナ両側の基盤岩類. 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論資料「フォッサマグナ」, 4—12.
- 4) 貝塚爽平 (1974): 関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動. 関東地方の地震と地殻変動, ラテイス, 99—118.
- 5) 金原均二・本島公司・石和田靖章 (1958): 天然ガス—調査と資源—. 朝倉書店, 280—292.
- 6) 河井興三・福田理 (1962): 可燃性天然ガス. 日本地方鉱床誌, 関東地方, 朝倉書店, 352—416.
- 7) 小林洋二 (1975): 熱的構造及び岩石物性から見た微小地震の深さ. 地震学会講演予稿集, No. 1, 139.
- 8) 野津憲治 (1980): 茨城県南西部の地震予知に関する基礎的研究(V)—深層地下水温度変化—. 筑波の環境研究, 自然編, 5A, 16—19.
- 9) 乗富一雄 (1975): 秋田および新潟平野部における地下温度勾配と地下構造. 地熱, 12, No. 3, 45—57.
- 10) 佐々木詔雄 (1984): 地層温度の推定—検層時坑底温度の補正法とその問題点—. 石油技術協会誌, 49, 287—295.
- 11) Sekiguchi, K. (1984): A method for determining terrestrial heat flow in oil basinal areas. *Tectonophysics*, 103, 67—79.
- 12) 鈴木宏芳・池田隆司・御子柴正・木下繁夫・佐藤春夫・高橋博 (1981): 関東・東海地域における孔井検層資料集. 防災科学技術研究資料, 65, 1—162.
- 13) 鈴木宏芳・高橋博・福田理 (1983): 下総深層地殻活動観測井の作井と地質. 国立防災科学技術センター研究速報, 48.
- 14) 鈴木宏芳・高橋博 (1985): 府中深層地殻活動観測井の作井と坑井地質. 国立防災科学技術センター研究速報, 64.
- 15) 高橋博・福田理・鈴木宏芳・田中耕平 (1983): 岩槻深層地殻活動観測井の作井と坑井地質. 国立防災科学技術センター研究速報, 47.
- 16) 高橋綱 (1967): 地下水地域調査にみられる水温の総括的研究. 地質調査所報告, 219.
- 17) 田中耕平・高橋博・鈴木宏芳・寺島美南子 (1978): 川崎微小地震観測井の坑井地質. 国立防災科学技術センター研究速報, 28.
- 18) 田中隆・佐藤勝義 (1977): 東北日本の油田地帯における地下水温度の推定. 石油技術協会誌, 42, 229—237.
- 19) Tsukahara, H. (1976): Terrestrial heat flow at the Iwatsuki deep well observatory and crustal temperature profiles beneath the Kanto District, Japan. *Res. Notes of the National Res. Center for Disaster Prevention*, 21.
- 20) Uyeda, S. and Horai, K. (1964): Terrestrial heat flow in Japan. *Jour. Geoph. Res.*, 69, 2121—2141.
- 21) Uyeda, S. (1972): Heat flow, in Crust and Upper Mantle of the Japanese Area, part 1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 97—105.

(1985年5月30日 原稿受理)