



Title	地殻熱流量からみた北海道及びその周辺の地殻・上部マントルの熱的構造
Author(s)	江原, 幸雄
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 31, 33-47
Issue Date	1974-07-05
DOI	10.14943/gbhu.31.33
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14038
Type	bulletin (article)
File Information	31_p33-47.pdf



[Instructions for use](#)

地殻熱流量からみた北海道及びその周辺の 地殻・上部マントルの熱的構造

江原 幸雄

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和48年12月1日受理)

Thermal Structures of the Crust and Upper Mantle beneath Hokkaido and its Surrounding Regions Deduced from Terrestrial Heat Flow Data

By Sachio EHARA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received December 1, 1973)

Recently terrestrial heat flows have been measured at more than thirty sites in Hokkaido, and therefore the geographical distribution of the heat flows in Hokkaido and its surrounding sea areas (i. e., the Sea of Japan and the Sea of Okhotsk) can now be discussed. This paper gives the newly obtained data and studies the relation between the distribution of heat flows and tectonic features. The following results are obtained:

1) Southwestern Hokkaido shows extremely high heat flows higher than 4 HFU (1 HFU = 10^{-6} cal/cm² · sec). In its eastern neighboring region, extremely low heat flows (0.6~0.8 HFU) are obtained. The extremely high heat flows can be interpreted in terms of the effect of the vast intrusive activities, and the extremely low heat flows in terms of the effect of thermal refraction.

2) Low heat flows are found in the narrow belt from central Hokkaido to Sakhalin. The close correlation between the low heat flow and the high attenuation of seismic waves in the mantle beneath this region suggests that the negative heat source layer exists in the lower crust and/or the uppermost mantle.

3) Heat flows show uniformly high values in the region from southwestern Hokkaido to the Sea of Japan, though the contents of radioactive elements are different in these crustal layers. This implies a remarkable difference in the thermal state. It can be considered that partial melting of the upper mantle possibly begins at depths of nearly 40 km beneath the Sea of Japan and of nearly 70 km beneath the volcanic region in southwestern Hokkaido. The high mantle heat flow higher than 2 HFU beneath the marginal sea regions suggests the existence of the upward mass transfer, because such a high mantle heat flow is not maintained by conductive heat transfer only.

Hokkaido and its surrounding regions show the typical structure of island arcs as a whole. However, in the narrow belt from central Hokkaido to Sakhalin, various data on the heat flow, gravity, topography, geologic structure and seismicity of shallow earthquakes show the zonal arrangement perpendicular to the strike of the island arc, although the upper mantle beneath this region shows the typical island arc structure characterized by the deep seismic activity and low-Q zone. This inconsistency is reasonable in view of the idea that, beneath the above-mentioned belt, the upper mantle is in the state of the progress of the new tectonic stage, whereas the upper crust preserves the geologic structures older than Neogene.

I. はじめに

我々はこちら数年にわたって、主として北海道の陸上部において地殻熱流量の測定を実施してきた [HORAI (1963), 江原他 (1970), 江原・横山 (1971), EHARA (1971)]. その主なねらいは、熱流量分布を明らかにし、その地球物理学的の意味を考察し、テクトニクスとの関連を探ることにあつた。

現在までに、北海道の陸上部においては、その測定数は30に及び(上記論文による)周辺の海域における多数の測定 [YASUI *et al.* (1968)] を含め、そして更にサハリンにおける測定 [LUBIMOVA and FELDMAN (1970)] をも含めると、北日本を中心とする地殻熱流量の分布はほぼ明らかになり、かつ非常に特徴的な分布をしていることがはっきりしてきた。ここで得られた結果は島弧—海溝系におけるテクトニクスを考えるに当って、非常に有効なものと考えられる。以下ではまず分布の特徴を地質構造との関連において考察し、次にそれぞれの地域或いは問題点ごとに数量的に検討した上で、最後に推定された地下の熱的構造とテクトニクスとの関連について述べる。

II. 地殻熱流量の分布と地質構造

まず、Fig. 1 に示されている北海道における地殻熱流量の分布の特徴を総括してみると

i) 北海道南西部は2 HFU ($1 \text{ HFU} = 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$) 以上の高熱流量地域である。この地域の熱流量を面積的に平均すると2.6 HFU 程度に達する。この値は YASUI *et al.* (1968) による日本海海底での平均値 (2.46 HFU) と本質的な差異はない。

ii) 上記高熱流量地域内の支笏・洞爺からニセコを含むほぼ円形の地域——これを H-region と呼ぶ——は4 HFU を越える高熱流量地域である。

iii) 北海道南東部及び中央部(北部から南部にかけて)は低～正常熱流量地域である。なお、中央部においては千島弧の走向と直角に、大陸側に向って漸増(増加率: $0.6 \text{ HFU}/100 \text{ km}$)の傾向をもっている。しかし北海道北端の稚内周辺では再び低熱流量が見出され、サハリンの低熱流量帯に続いている。また石狩・苫小牧低地帯では特に低熱流量 ($0.6 \sim 0.8 \text{ HFU}$) を示す——これを L-region と呼ぶ——。

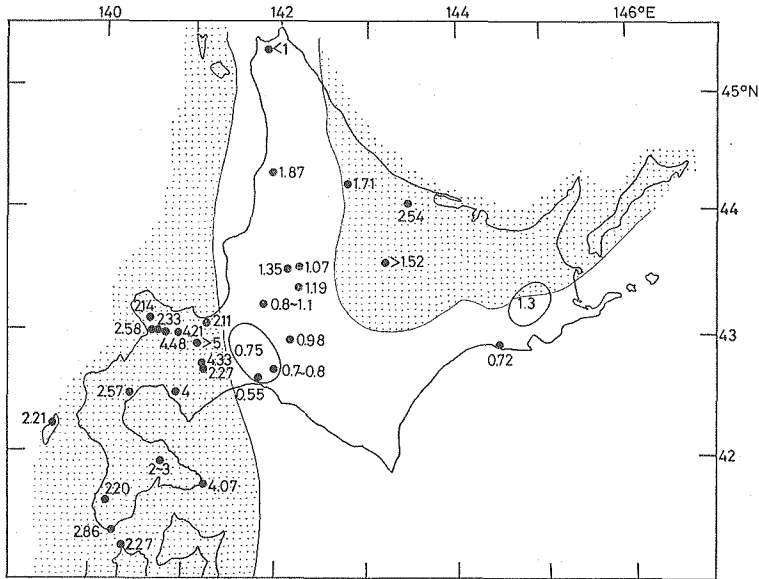


Fig. 1. Distribution of terrestrial heat flow in Hokkaido, northern Japan. Unit: 10^{-6} cal/cm²·sec. Dotted area shows Neogene volcanics.

iv) 北海道南西部の地域と同様、北東部（測定数は少ないが）も 2 HFU を越える高熱流量地域であると考えられる。

次に、北海道における地質構造の概略を記す。Fig. 2 に北海道における地質構造の概念図 [MINATO *et al.* (1956) によるものを簡略化して表現してある] を示す。これによれば第一次近似的には中央部及び南東部には古第三紀以前の古い構造が卓越しており、それを囲むように南西部及び北東部の新第三紀以降の火山噴出物が分布している。また中央部から北東部にかけての地域では白亜紀よりも古い構造と中新世以降の新しい火山噴出物が複雑に入り交っている。この新第三紀以降の火山噴出物が分布している地域（グリーンタフ地域と呼ばれる）においては白亜紀よりも古い構造が散在するのが見られるが白亜紀及び古第三紀の構造は決して見られないことは特徴的である。

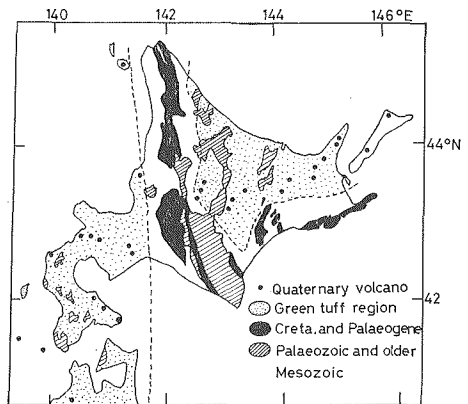


Fig. 2. Schematic geologic map of Hokkaido with modification, after MINATO *et al.* (1956).

以上のことを要約すれば、北海道における熱流量分布は新生代第三紀中新世以降の火山活動に結びついた南西部及び北東部で高熱流量、そして古第三紀及び白亜紀の構造には低熱流量が対応しており、全体的には現在活発な島弧の内側に向かって熱流量が増加していくという一般的

な傾向をもっている。

III. 地殻熱流量分布の地球物理学的解釈

以下では北海道及びその周辺における地殻熱流量の分布を個々に分析し、以下でのテクトニクスと地殻熱流量との関連についての議論に備える。

1. H-region, L-region と熱水系の問題

東北地方より続くグリーンタフ地域の北海道側への延長と見られる北海道南西部の東端に4 HFU を越える異常高熱流量地域——H-region が存在している。そしてこの地域の東方には石狩・苫小牧低地帯といわれる、厚い堆積層をもった地域があり [亀谷・吉村 (1964)], ここでは周囲に比して特に低い熱流量 (0.6~0.8 HFU) が観測されている地域——L-region が存在している (Fig. 1)。

まず, H-region であるが, この地域はグリーンタフ地域の平均値よりも更に高く ($\Delta Q = +2.0$ HFU) かつ空間的には比較的狭い範囲に限定されている。これをまずはじめに, 定常熱流量として放射性熱源の分布のコントラストによるものと仮定してみる。SIMMONS (1967) によれば周囲と放射性発熱流量の異なる円板が地下のある深さに存在するとき, これによる異常熱流量が重力異常から地下構造を求める手法にならって求められている。いま H-region を, 中心部での異常熱流量 $\Delta Q = 2.0$ HFU, 半径 50km の地域とし, その端部では異常は急激に減少するものとする。計算の結果, 観測値によく合うと思われるモデルは半径 20 km, 中心部の深さ 15 km, 厚さ 10 km の円板が周囲の岩石よりも 90×10^{-13} cal/cm³·sec だけ余分の発熱をしたものと考えればよい。しかしこの値はふつうの地殻上層を構成する岩石のほぼ 20 倍であり, また著しく高い値の出ている岩石の 5 倍程度であり [例えば Roy *et al.* (1968)], この

H-region を放射性熱源の分布のコントラストで説明するのは著しく困難である。一方, H-region が火山地域に存在しているところから大規模な貫入体があったとき, 地表では如何なる異常熱流量が観測されるかということを考える。この場合, 深さと時間の二要素があり, 解は一意的には決められない。そこでまず, グリーンタフ活動が開始されたといわれている, 今から 2.5×10^7 年前以降に貫入があったとして時間をおさえる。そして円筒上面の深さを 20 km, 半径 20 km とし, 貫入時温度を 1200°C とすれば Fig. 3 に示されるように, 2×10^6 年後で約 2 HFU の異常を示し, 10^7 年後で 0.6 HFU, 2.5×10^7 年後で 0.4 HFU 程度の異

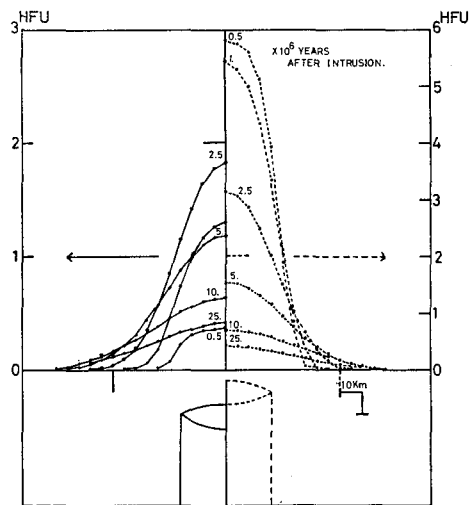


Fig. 3. Variation of surface heat flow with time due to cylindrical intrusions.

常に減少してしまう。一方上面の深さを 10 km とすると、 5×10^5 年後に約 6 HFU に達し、 4×10^6 年後に 2 HFU、 10^7 年後で 0.7 HFU、 2.5×10^7 年後には 0.4 HFU に減少してしまう。このことからわかることは、貫入後、貫入体の底からエネルギーの補給がなく伝導的に冷却されていくものとすれば H-region の高熱流量の原因は今から数百万年以内の活動に結びついていることになる(貫入体の潜熱は無視したが結果に大きな差異はない)。この高熱流量が今から数百万年以前の活動に起因するものとすれば貫入後、一定のエネルギーの補給を考えねばならない。なお、この H-region と明確に結びつく過去の火成活動は現在では知られていない。

次に L-region について考えてみよう。L-region は前にも述べたが石狩・苫小牧低地帯という厚い堆積層の存在する地域にはほぼ一致していると考えられる。さて、この厚い堆積層は重力異常の解析から最大 10 km に達する可能性がある [亀谷・吉村 (1964)]。この地層内の堆積岩の熱伝導率は周囲に比して低く、周囲との比は 1:2 程度に達している可能性が十分ある(たとえば L-region 内での熱伝導率 $K = 3.32 \times 10^{-3}$ cal/cm·sec·°C に対して、L-region 西側の火山地域では K は 6.0×10^{-3} cal/cm·sec·°C を越えている [EHARA (1971)]。このことは熱流の屈折を起し得る。VON HERZEN and UYEDA (1963) によれば、正常な熱流量に対して、熱流の屈折により、みかけ上減少する割合 R は Fig. 4 のような 2 次元断面をもつ場合には

$$R = \frac{K/K_s}{1 + (K/K_s - 1) \cdot m(m+1)}$$

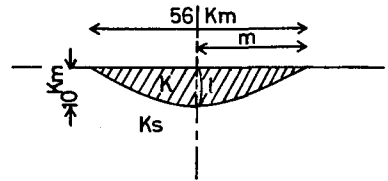


Fig. 4. A model for the computation of thermal refraction effect.

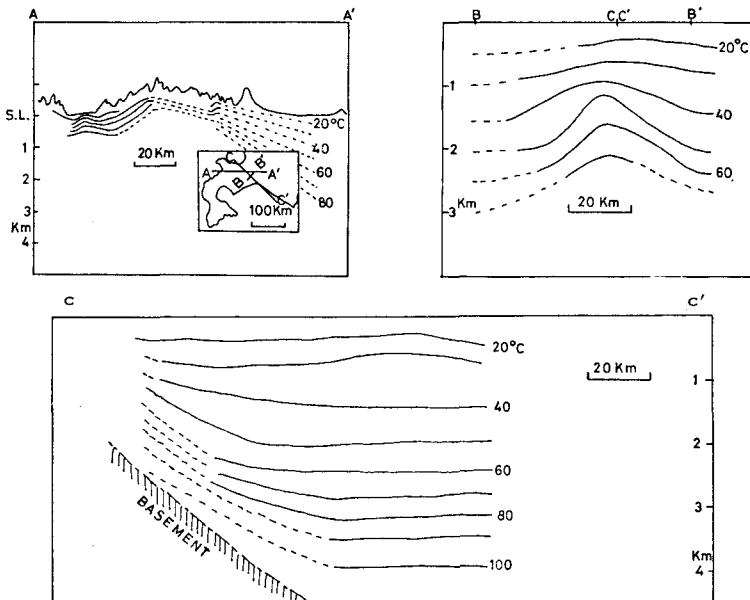


Fig. 5. Distribution of the underground temperature beneath southwestern Hokkaido.

で与えられる. いま $K=3\sim 3.5\times 10^{-3}$ cal/cm \cdot sec \cdot °C, $K_s=6\sim 7\times 10^{-3}$ cal/cm \cdot sec \cdot °C, $l=10$ km, $m=28$ km とすると $R\approx 0.80$. すなわち最大 20% 程度, みかけ上低く観測されるのである. これはこの地域の地下からくる熱流量を 1 HFU と考えると, 0.8 HFU 程度の熱流量が地表で観測されることを示している. 一方, Fig. 5 に示すようにこの地域下の温度分布は上に凸状を示しており, このことを支持しているようである.

さて, 以上のように, ここでは H-region, L-region の熱流量分布を熱の伝導的輸送の立場で説明を試みた. 一方, 最近湯原 (1972 a) はこの地域を一つの熱水系 (H-region を discharge area, L-region を recharge area と考える) として考えるべきではないかと指摘した. それによれば熱水系の深さは数 100 m ~ 数 1000 m であるから一般に地殻熱流量測定深度は熱水系の底より浅く, 熱水系があればその影響を受けているはずであると述べている. 確かに一般的にみて, 地下水の流動が地中温度場を乱し, 従って地殻熱流量に影響を与え, 地表で観測される地殻熱流量は地球の深部情報を正しく与えていない可能性がある. しかし, この北海道南西部地域を考えた場合, 熱水系の底の深さを仮に 4 km と考えると, 水平的な広がりは約 160 km で, その縦横比は 1:40 であり, 全層的な対流は考えにくい. 又 pipe flow [湯原 (1972-b)] を考えたとして, 地下水の流れを導くそのような長大な pipe 状構造の存在を地下に想定することが可能であろうか. 又, 湯原自身も指摘するように recharge area: 5000 km 2 , discharge area: 2000 km 2 という大規模な熱水系がありうるか (私信, 1972) という疑問もある. すなわち湯原 (1972 a) の研究は熱収支の立場から熱水系を検討したもので, それが物理的に可能かどうか検討したものではない.

以上のように, 熱流量の解釈に関して, まだいくつかの問題点が残されているが, ここでは, H-region, L-region の解釈に当たっては, 地質学的背景を基にした, 熱の伝導的輸送によって説明した. 正しい深部情報を得るために, 今後, 地下水の流動に伴なう地下温度場の乱れを定量的に明らかにする必要がある.

2. 北海道中央部低熱流量帯と地殻下層及び上部マンツルの熱的構造

北海道中央部の低熱流量帯は地質構造的には石狩・苫小牧低地帯から神居古譚変成帯・日高変成帯の存在する帯状の地域に一致していると考えられる. その中心をなすものは, 古第三紀及び白亜紀の構造である. この北海道中央部の構造は北にのびて, サハリンにつながっており, サハリンでも低熱流量が観測されているところから [LUBIMOVA and FELDMAN (1970)] この低熱流量帯は何らかの形で白亜紀及び古第三紀の地質構造すなわち地質活動と関連したものと考えるのは妥当と言えよう. なお Fig. 6 に北海道周辺の熱流量分布を示した. さて, 千島弧に平行な断面をとった典型的な熱流量分布を考える. まずこの熱流量のプロファイルを地下における温度差のみによって説明を試みる. 今, $t=0$ において地下に或る等温面の分布を与え——ここでは仮に 1200°C の等温面を考える——この 1200°C 等温面を時間的に固定したとき, グリーンタフ活動開始後~現在にわたる時間以内すなわち 2.5×10^7 年以内に定常的な熱流量を示し,

かつ観測された熱流量分布を実現する為には、 $t=0$ においていかなる 1200°C 等温面の形を与えればよいかということを考える。実際には2次元熱伝導方程式 $\partial T/\partial t = \kappa(\partial^2 T/\partial x^2 + \partial^2 T/\partial y^2)$ を差分表現にし、数値的に解くわけである。いまの場合、対象とする地下では150 kmまで一様な熱拡散率 $\kappa=0.0144 \text{ cm}^2/\text{sec}$ を仮定した。初期条件は $t=0$ で Ringwood (1969) の大陸盾状地の温度分布(150 kmで約 1200°C)を与え、高熱流量が観測されている地域下では 1200°C 等温面を適宜変えた。計算の結果、観測値に比較的良好な等温面のモデルはFig. 7のようなものである。V. R. (Volcanic region)の意味、なお H. R. は H-region, L. R. は L-region, HIDAKA. R. は Hidaka region を示し

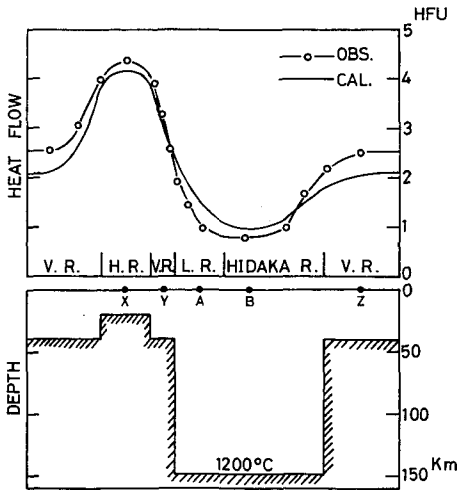


Fig. 7. Observed and calculated heat flow patterns and temperature structure of a section parallel to the strike of the Kurile arc in the middle of Hokkaido.

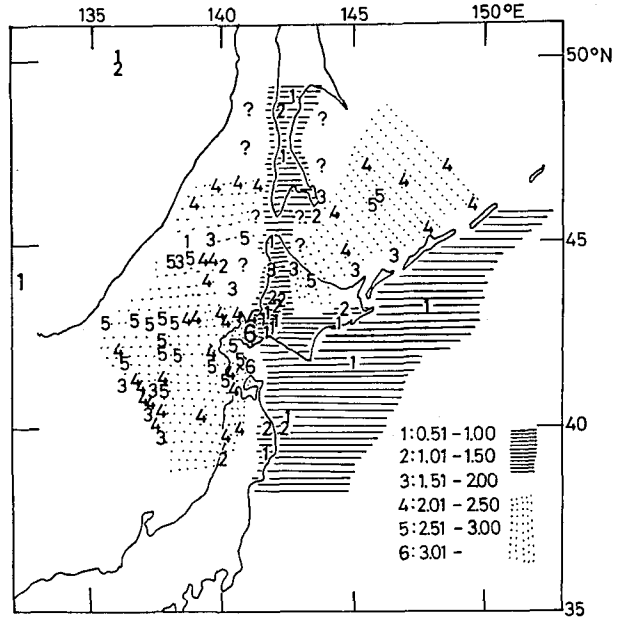


Fig. 6. Distribution of terrestrial heat flow in and around Hokkaido. Heat flow values are in $10^{-6} \text{ cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$.

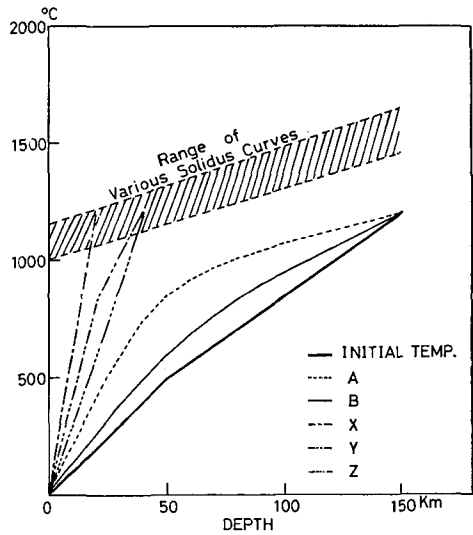


Fig. 8. Temperature distribution in the crust and upper mantle in the same section as Fig. 7.

ている)においてCAL. がOBS. より小さいがこれは1200°C等温面を少し上げることによって両者をかぎりなく近づけることができる。また1200°C等温面と~150 kmまでの温度分布をFig. 8に示した。これによればここで扱った断面地域においては地殻下層からマントル上層部にわたって数100°Cにのぼる温度差の存在が予想される。モデルの単純化、放射性発熱量の無視或いは最も熱流量の差異の大きい断面を選んだことで温度の値そのものが現実より高くなっていること及び温度差が強調されていることがあげられるが、ここで考えた地域の地下では熱流量分布をそのまま温度差に結びつければ地殻下層からマントル上層部にかけてかなりの水平的温度を考えねばならないことを示している。

さて、一方、次のように考えることもできる。いまかりに、正常な熱流量を1.5 HFUとすると北海道中央部の低熱流量はここで考えている断面について言えば0.5~0.6 HFU程度の負の異常が存在することになる。なおHB (1.87 HFU), SMK (1.71 HFU)においては[Horai (1963)], 正常ないしやや高い熱流量と考えられるかも知れないが島弧の内側に向って熱流量は増加していくという、一般的な傾向の故に、見かけ上高い値を呈しているのもであって、典型的な島弧構造を示す東北日本に比べれば、海溝軸からの水平的同一距離において0.5 HFU程度低い(Fig. 9)。すなわち北海道中央帯においては0.5 HFU前後の負の異常帯が存在するものと考えられる。この異常を定常状態を仮定して発熱量のコントラストとして考えてみる。Fig. 10に示す如く、矩形の断面をもつ無限に長い角柱を考える。図に示すようにいくつかのモデルについて計算したが観測結果に比較的よく一致するものとしては、幅100 km(地表で見られる地質構造帯にほぼ一致)、深さが地殻下層からマントル上層部に周囲に比して $2.75 \times 10^{-13} \text{ cal/cm}^3$.

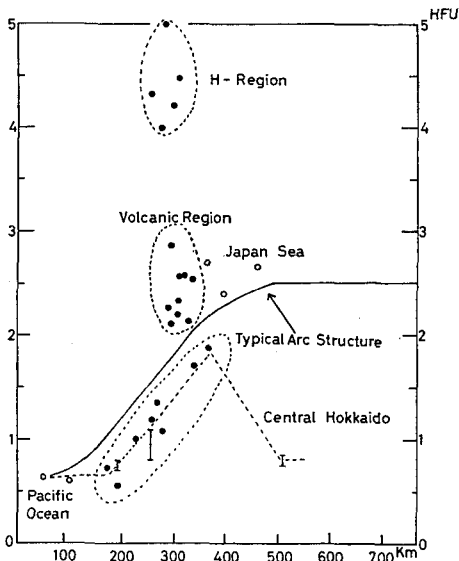


Fig. 9. Heat flow profile across the Hokkaido island from Japan trench.

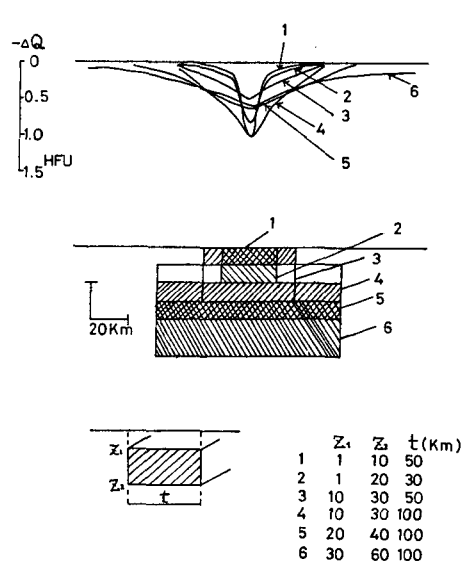


Fig. 10. Negative heat source layers and surface heat flow decreases.

sec だけ低い放射性発熱層を考えるとよい。ところが地殻下層～マントル上部を構成する岩石の発熱量は一般に $1.1 \times 10^{-13} \text{ cal/cm}^3 \cdot \text{sec}$ あるいはそれ以下の程度である。ということはこの層内に負の熱源を考えねばならないということである。地殻下層～マントル上層部に厚さ 20 km, 幅 100 km 程度の負の熱源すなわち吸熱層が存在するとは一体どんな意味をもつのだろうか。これは一つには次のような解釈が許されるであろう。北海道中央部の低熱流量帯下には地表の地質構造に対応した或る種の異常が地殻下層からマントル最上部に存在しており、その層内において、何らかの吸熱作用——例えば変成作用において想定されるような [UYEDA and HORAI (1964)], 或いは又別の原因にもとづく——が起っている為に、地表では低熱流量が観測されるのだと。その吸熱作用の実体は現在では明らかではない。異常の原因が地表近くではなく、深部に予想されることは異常の原因がそのまま地表で観察される変成帯に結びついていないことを示しており興味深い。この北海道中央部の吸熱層の存在の可能性はこの地域における低熱流量と上部マントルの地震学的に求められる low- Q 層の分布 [宇津 (1971)] との矛盾について一つの解決の可能性を与える。と同時に前に述べたような熱流量の差を上部マントルにまでわたる温度差のみで説明しようとするモデルは熱流量が漸増していく地域では否定される。地震波の減衰状態から求められる Q については、現在では low- Q 層はふつうのマントルに比して高温であり、更に部分熔融が起っているのではないかという推定がなされている。これに従えば上部マントルが low- Q であれば地表では高熱流量が期待される (北海道中央部の上部マントルが高温化したのは比較的新しい事柄で、それに伴う熱がまだ地表に到達していないとも考えられなくはないが特殊な状況である)。ところが北海道中央部においては、上部マントルにおいて low- Q 層の存在が推定されているにもかかわらず地表においては低熱流量が観測されているのである。これは最上部マントル以下からは典型的な島弧構造の場合と同様の熱流が上昇してくるが、吸熱層内でおこる吸熱反応によって、地表では低熱流量が観測されるのだと解釈される。それに伴って地下の温度場は Fig. 11 のようなものと推定される。すなわち北海道中央部以北においては上部マントルは周囲のマントルと同様な温度を示し、地殻下層～マントル最上部で急激な温度の低下がおこるような図中●印のような温度分布をしているもの

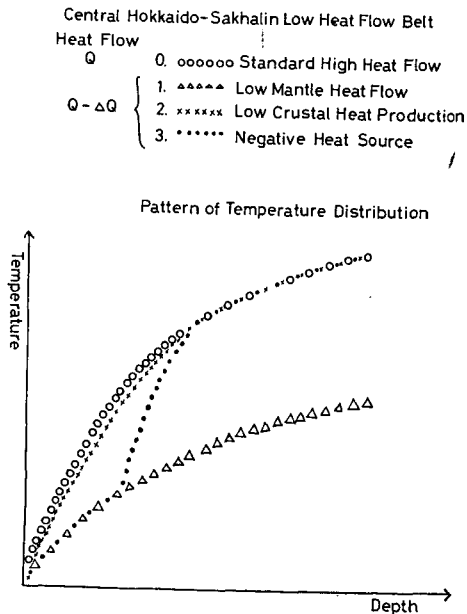


Fig. 11. Some origins of low heat flows and the corresponding patterns of temperature distributions in the crust and upper mantle (arbitrary scale in the depth and the temperature).

と思われる. Fig. 11には低熱流量をもたらす他の原因の場合についても示されているが吸熱層の存在を仮定する方が妥当と思われる. なお, Fig. 11は任意スケールであるが地表~150 km位を想定している.

以上, 述べてきたように, 北海道中央部の低熱流量帯は現在の島弧構造を示すとともに, 過去の構造を反映しているものと考えられる. 一方, 北海道南東部(釧路地方)にも低熱流量が観測されているが, この地域の上部マントルは high-Q [宇津 (1971)] と考えられているので, この場合は high-Q が低熱流量に対応している.

3. 島弧~縁海にかけての熱流量分布と地下温度場

陸上における熱流量の平均値と海底からの熱流量の平均値とに本質的な差異がないことは海の熱流量が対流によって, その多くの部分が輸送されているのではないかとの考えを生んだ. そして縁海での高熱流量の発見は再び海洋下の上部マントルにおける物質輸送に基づく, 熱流への寄与の重要性を認識させた.

さて, ここでは非常に多くの測定が行なわれている北海道南西部から日本海にかけて, 熱流量が一様でかつ高いということに着目して (Fig. 12) その内部状態について考察を行なう. 島弧を横断する断面については何人かの研究者達によって, 人工地震及び重力をつかって地殻構造が求められているがここでは詳しい構造は必要でないので島弧側から縁海側へ向って陸の構造 (L), 漸移的構造 (T), 海的構造 (O), という3つの部分にわけて模式化した構造を考え, かつ物性はそれぞれの層内で一定とする (Fig. 13). なお G は花崗岩層, B は玄武岩層, UB は超塩基性岩層を示している. このような構造にどのような初期条件・境界条件が与えられた場合, O-T-L にわたって一様でかつ高い熱流量分布が得られるかを, 2次元熱伝導方程式

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial T}{\partial y} \right) + H(x, y)$$

を数値的に解いて調べた. なお, 深さは 50 km より浅部を対象とする. この 50 km の深さを通して

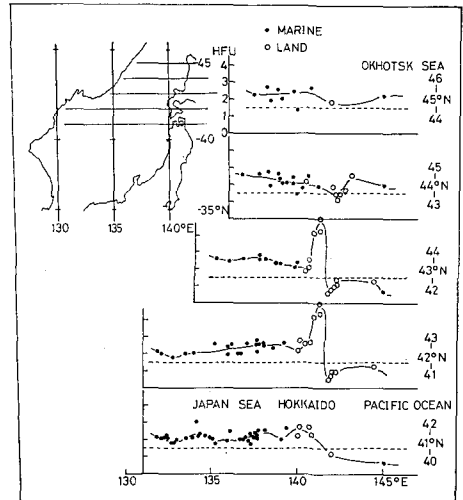


Fig. 12. Heat flow profiles across the northeastern Japanese arc to the Sea of Japan.

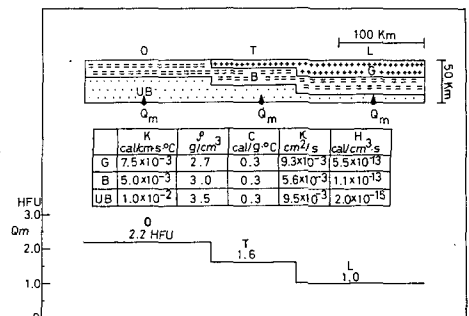


Fig. 13. A model of the structure and some parameters used in the computation.

上昇する熱流量をここではマントル熱流量 Q_m と呼び時間的には一定とする。対象とする地域における高熱流量はグリーンタフ地域と一致しているので、計算の始点 $t=0$ は中新世のグリーンタフ活動開始期——今から 2.5×10^7 年前を考え、 2.5×10^7 年後を現在とする。多くのモデルについて数値的に解いた結果を要約すると

- 1) 初期温度分布が RINGWOOD (1969) のモデル (海洋下及び大陸盾状地下の標準的な温度分布と考えられる。O では RINGWOOD の海洋下の温度分布を、L では大陸盾状地下の温度分布を、T では両者の中間を与えた。) では $Q_{mL}=1.0$ HFU, $Q_{mT}=1.6$ HFU, $Q_{mO}=2.2$ HFU とした場合でも 2.5×10^7 年後に高熱流量は地表では見られない。観測結果に合うようにする為には、RINGWOOD の温度分布における温度勾配の 2 倍程度の温度勾配をもつような温度分布を初期温度分布として与えねばならない。すなわち $t=0$ においてかなり高い内部の温度分布をもっていたことになる。このことはグリーンタフ活動が突如開始されたといっても、それに至るまでに内部はかなり高温化されていたことを示している。初期温度分布の与え方がいかに大きな影響を与えるかについて、L, O の両構造についての計算結果を Fig. 14 (a), (b) に示す。図中 BHF= Q_m , G: 初期温度勾配である。
- 2) O の Q_m が異常に高く (例えば 4 HFU を越えるような) かつ、それが持続していないかぎり、現在は冷却過程にあると推定される。T, L も冷却過程にある。

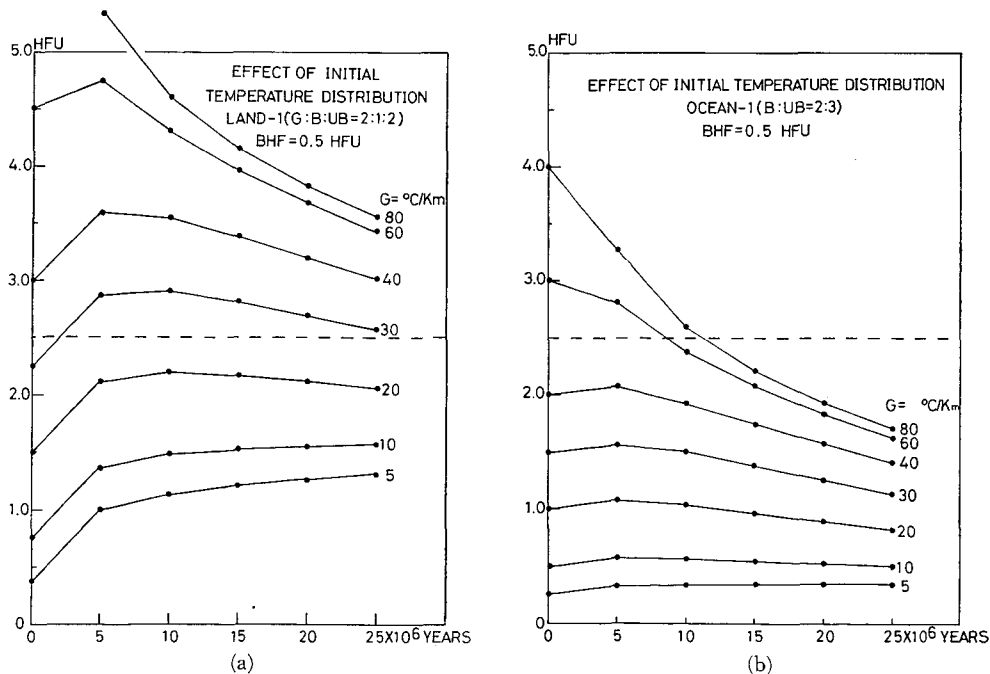


Fig. 14. Effect of initial temperature distribution on surface heat flow.

- (a) land structure,
- (b) oceanic structure.

- 3) O においては 40 km 以深で部分熔融の可能性が大きく, L においては 70 km 以深と推定される.
- 4) Q_m は 2.5×10^7 年にわたって, 一定とおいたがこれには確かな根拠はない. ただグリーンタフ活動の余効が現在までも継続しているという意味から [例えば SUGIMURA *et al.* (1963) による] そうしたものである. 一応これを認めるとすれば O, T, L にわたってほぼ一様な高熱流量を与える為には, Q_m は O で 2.2, T で 1.6, L で 1.0 HFU という O で高く, L で低く, かつこの程度のコントラストが必要とされる.

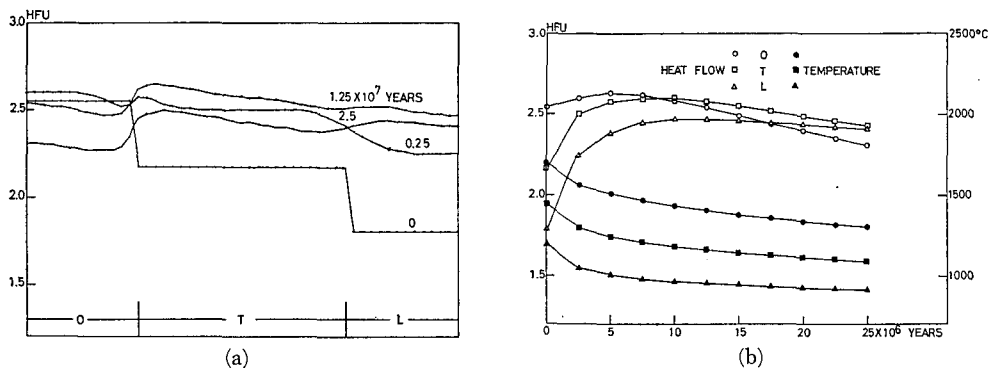


Fig. 15. (a) Variation of surface heat flow with time. (b) Variation of surface heat flow and bottom temperature (at the depth of 50 km) with time at each representative point in the three (land, transitional and oceanic) regions.

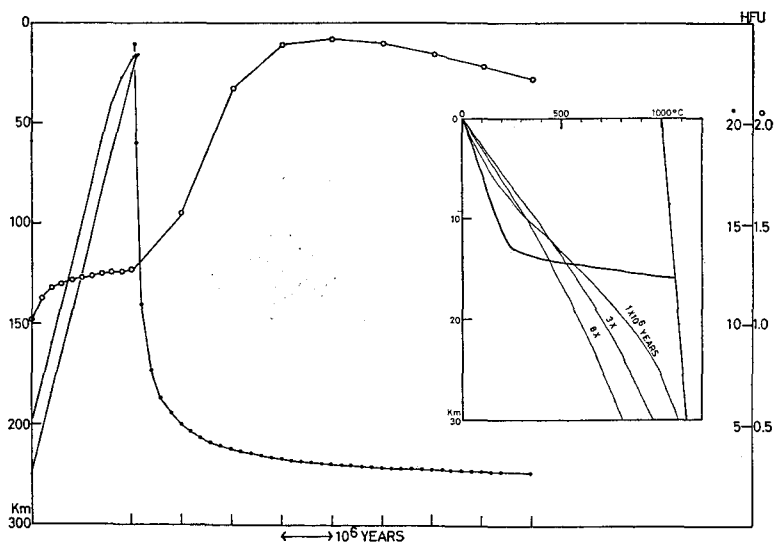


Fig. 16. Variation of surface heat flow and internal heat flow across the upper surface of the solidifying "melting layer" with time. O Surface heat flow, ● Internal heat flow. Inset shows temperature variation with time in the crust after solidification of the "melting layer".

観測値に比較的よく一致する計算例を Fig. 15 (a), (b) に示す。

さて、前記計算結果において、一つの大きな疑問が残されている。それは高い Q_m とその持続性である。ここではそれらを維持するメカニズムとして、上部マンツルに発生した融解層が帯溶融様式によって上昇し、最上部マンツル～地殻内で固化することを考えよう。この考え方は、SHIMAZU (1961) によって数値的にも検討され、計算例も示されているが、そこでは融解層が上昇をはじめてから消滅するまでに重点がおかれていたが、ここでは融解層が固化後、その深さでの熱流量の変化 (Internal heat flow) と地表における熱流量 (Surface heat flow) の変化に注目した。数学的取り扱いは上記 SHIMAZU (1961) による。計算結果の一例を示す (Fig. 16) 融解層が地殻内で固化後、その深さ (この場合地下 16 km) 及び直上の地表においてかなり長期にわたって、高熱流量が維持される。このような帯溶融様式の融解層の上昇を考えれば、それに伴う微量元素の上部集中機構によって、海溝側から大陸側に向っての火成岩中の K (カリウム) の系統的な増加 [DICKINSON (1970)], 日本海側の方が太平洋側のマンツルに比して Th, U が多いという観測事実 [上野他 (1971)] を説明する可能性がある。

IV. 北海道及びその周辺の地殻・上部マンツルの熱的構造とテクトニクス

地殻熱流量の分布は大規模な地質構造を非常によく反映していることがこれまで述べてきたことから理解される。地球内部に熱的異常が発生しても、それが異常として地表で観測される為には、その異常の深さ、内部の物性などに従って、一定の時間の遅れがある。従って、地殻熱流量は一種の化石であり、現在観測される熱流量がそのまま現在の深部の熱的状態に対応しているとは言えない。従って地殻熱流量の解釈には現時点での情報を与える他の地球物理学的諸量と時間的情報を与える地質学的資料との双方を活用しなければならない。

さて、MINATO *et al.* (1956) によれば、地質構造発達史的にみて、白亜紀から古第三紀にかけて、北海道中央部～サハリンにかけての帯状の地域 (いわゆる外帯) とその両側に存在する日本海及びその縁辺部、オホーツク海及びその縁辺部 (いわゆる内帯) とは、異なる地殻運動をしてきたことが知られており、内帯と外帯の構造のちがいは表層地質からみても重力異常からみても確かなこととされている。そして上記の異なる地殻運動の原因は地殻深層の運動に帰せられるものと予想されている。一方、現在において、北海道中央部下の上部マンツルは日本海下及びオホーツク海下と同様に、地震学的には low- Q ということがわかっており [宇津 (1971)], 更にその下には深発地震層が存在しており、特別に差異はないと考えられる。従って、前でも述べたように、北海道中央部は過去の状態 (地殻) と現在の状態 (上部マンツル) の双方を反映している可能性が強い。以上のことは、北海道及びその周辺地域は、少なくとも現在 (或いは中新世以後) は、新しい活動の状態に入っているのではないかと推定させる。このように見てくると、北海道及びその周辺の地殻熱流量の分布は大略次のようなことを示しているものと理解される。すなわち、北海道南西部から日本海にかけての地域及び北海道北東部からオ

ホーク海にかけての高熱流量地域は新第三紀中新世以降の火山活動を反映しており、現在においても最上部マントルは部分熔融あるいはそれに近い状態にあり、北海道中央部(等深発地震線 140 km 以深)からサハリンにかけての低~正常熱流量帯は上部マントルは高熱流量地域下に近い状態にあるが地殻下層~最上部マントル内での吸熱作用によって、地表では典型的な島弧構造の場合に比して、相対的かつ系統的に低い熱流量が観測され、更に南東部の釧路地方の低熱流量地域及び中央部の等深発地震線 140 km 以浅の低熱流量地域は少なくとも中新世以降、熱的には安定した状態にあり、現在において低熱流量が観測されているものと見られる。

以上みてきたように、北海道及びその周辺地域においては、現在の状態はこれまでの造山活動の歴史とは質的に異なった新しい段階にあるのではないかと推定される。

V. 結 び に

以上において、北海道及びその周辺における地殻熱流量の分布の地球物理学的及び地質学的意味について検討を行なった。その結果この地域においても、地殻熱流量の分布は種々の地球物理学的・地質学的特徴とともに、一般的な傾向として、島弧の走向方向に沿って帯状構造を示しているが、この地域の中央部に存在する帯状の地域はむしろ現在活動的な島弧の走向に直交な方向性を示している。このように、この地域において地殻熱流量と同じような方向性をもっているものとして、重力、地質、地形、浅発地震の一部があり、また活火山及び温泉も中央部で中断された分布を示している。すなわち北海道中央部の低~正常熱流地帯は地殻下層~最上部マントルにおける何らかの吸熱作用によって、下部から高い熱流量の供給を受けても、周囲の地域のように励起されることなく、中新世以前の構造を現在でも示しているであろうと推定される。

この報告をまとめるに当たって、有益な助言及び御指導をいただいた当教室の横山泉教授に深く感謝致します。なお、計算は北海道大学大型計算機センター FACOM 230-60 によった。

文 献

- DICKINSON W. R., 1970. Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics. *Rev. Geophys.*, 8, No. 4, 813-860.
- EHARA, S., 1971. Terrestrial heat flow in Hokkaido, Japan —Preliminary Report—. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, 3, 443-460.
- 江原幸雄・西田直樹・横山 泉, 1970. 北海道における地殻熱流量の測定(その1). 北大地球物理学研究報告, 24, 125-139.
- 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, 67-84.
- HORAI, K., 1963. Studies of the thermal state of the earth, The 12th paper, Terrestrial heat flow measurements in Hokkaido District, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 167-184.
- 亀谷卓也・吉村雄三郎, 1964. 石狩地方の物理探鉱. 物理探鉱, 17, No. 2, 24-33.
- LUBIMOVA, E. A. and I. S. FELDMAN, 1970. Heat flow, temperature, and electrical conductivity of the crust and upper mantle in the U.S.S.R. *Tectonophys.*, 10, 245-281.

- MINATO, M., K. YAGI, and M. HUNAHASHI, 1956. Synthesis of the Green Tuff Region in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **34**, 237-265.
- RINGWOOD, A. E., 1969. Composition and evolution of the upper mantle. The Earth's Crust and Upper Mantle, *Geophys. Monogr.* **13**, edited by Pembroke J. Hart, AGU, Washington, D. C., 1-17.
- ROY, R. F., D. D. BLACKWELL, and FRANCIS BIRCH, 1968. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 1-12.
- SHIMAZU, Y., 1961. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification, and explosion of magmas. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **9**, 185-223.
- SIMMONS, G., 1967. The interpretation of heat flow anomalies, 1. Contrasts in heat production. *Rev. Geophys.*, **5**, 43-52.
- SUGIMURA, A., T. MATSUDA, K. CHINZEI and K. NAKAMURA, 1963. Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic materials in Japan. *Bull. Volcanol.*, **26**, 125-140.
- 宇津徳治, 1971. 日本列島下の上部マントルの異常構造について. 北大地球物理学研究報告, **25**, 99-127.
- UYEDA, S. and K. HORAI, 1964. Terrestrial heat flow in Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **69**, 2121-2141.
- 上野直子・兼岡一郎・小嶋 稔・座主繁男・佐藤任弘・岩淵義郎, 1971. 日本海火山岩の K-Ar 年代, Sr 同位体比, K/Rb 比. 島弧と縁海, 東海大学出版会, 305-309.
- YASUI, M., T. KISHII, S. UYEDA, and T. WATANABE, 1968. Heat flow in the Japan Sea. in The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area, *Geophys. Monograph*, **12**, edited by L. Knopoff *et al.*, AGU, Washington, D. C., 3-16.
- 湯原浩三, 1972 a. 地殻熱流量におよぼす熱水系の影響. 日本火山学会 1972 年度春季大会講演要旨, 火山, 第 2 集, **17**, 119.
- 湯原浩三, 1972 b. 地球物理学的にみた熱水系. 地熱, **9**, No. 3, 3-14.