



Title	5. 北海道における地殻熱流量の測定 (その2)
Author(s)	江原, 幸雄; EHARA, Sachio; 横山, 泉 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 26, 67-84
Issue Date	1971-09-30
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.26.67">https://doi.org/10.14943/gbhu.26.67</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14008">https://hdl.handle.net/2115/14008</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	26_p67-84.pdf



## 5. 北海道における地殻熱流量の測定 (その2)

江原幸雄・横山 泉  
(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和46年4月受理 —

### 1. はじめに

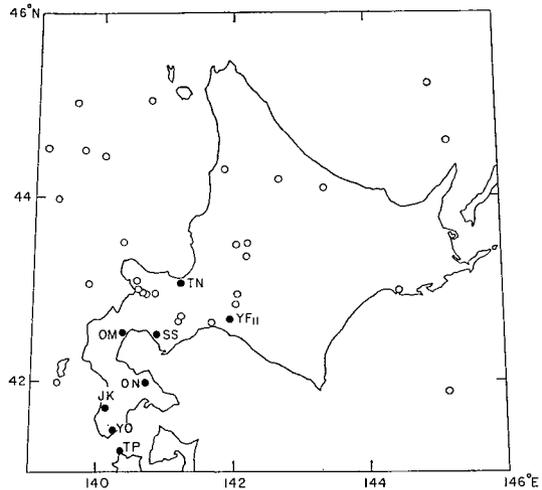
北海道における地殻熱流量の測定は1963年 K. HORAI<sup>1)</sup>によって6点行なわれた以後、昨年までに11点——これはすでに第1報<sup>2)</sup>として報告した——、その後更に7点の測定を筆者らは行なってきた。本報文では新しく測定された7点と引用データ1の計8点の報告及び簡単な考察を試みることにした。追加測定の行なわれた地点は、手稲 (TN), 勇払 (YF<sub>II</sub>), 上国 (JK), 長万部 (OM), 津軽海峡北海道側吉岡 (YO), 本州側竜飛 (TP), 昭和新山 (SS), 大沼 (ON) であり、それらの場所は第1図に示した。以下では、まず最初に、新しく得られた8点について記し、次に考察を述べることにする。なお測定方法などはすべて第1報と同様であり、記述の様式等もすべて第1報にならった。

### 2. 各 論

#### (1) 手 稲 (TN)

地温測定は1970年4月及び10月、手稲鉾山の坑内外の垂直および水平試錐孔を利用して行なわれた。測定位置は第2図に示され、Aは垂直試錐孔、B・Cは水平試錐孔である。

A, B, Cを1つの断面に投影すると等温面はほぼ地表地形に平行であることがわかる。A点での測定結果(第3図)より、地温勾配を求めると $4.29 \pm 0.30^\circ\text{C}/100\text{m}$ である。熱伝導率は3ケの試料岩石(いず

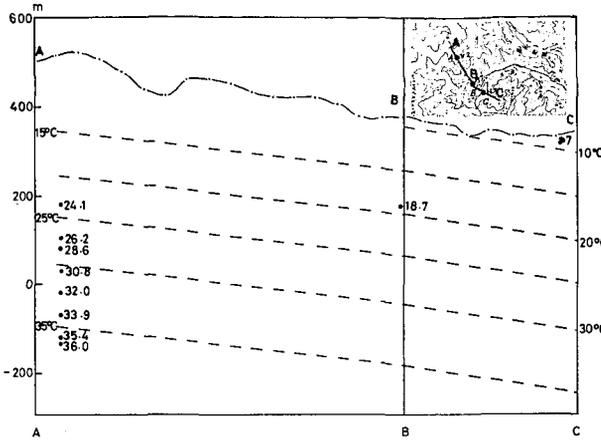


第1図 地殻熱流量測定地点

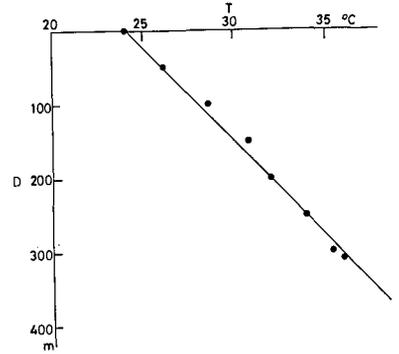
Fig. 1. Localities of the terrestrial heat flow stations.

TN: Teine	YF <sub>II</sub> : Yūfutsu
JK: Jōkoku	OM: Oshamanbe
YO: Yoshioka	TP: Tappi
SS: Shōwa-shinzan	ON: Ōnuma

- 1) K. HORAI; Studies of the thermal state of the Earth, The 12th Paper, Bull. Earthq. Res. Inst., 41 (1963), 167-182.
- 2) 江原幸雄・西田直樹・横山 泉; 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 (昭和45年), 125-139.



第2図 手稲鉱山における地下等温面の分布  
 Fig. 2. Distribution of the underground isotherms projected on a vertical section in Teine Mine.

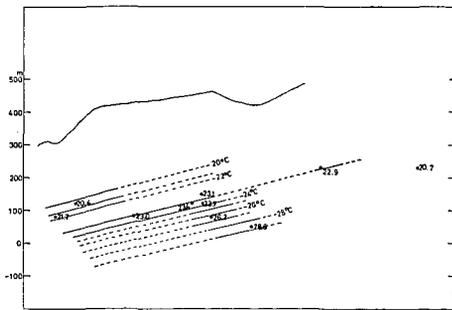


第3図 手稲鉱山における温度—深さの関係  
 Fig. 3. Temperature-depth relation in Teine Mine.

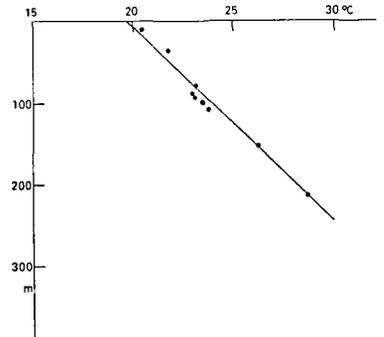
れも変朽安山岩) について測定され、それぞれ  $4.09 \times 10^{-3}$ ,  $5.18 \times 10^{-3}$ ,  $5.51 \times 10^{-3}$  cal/cm·sec·°C であり、地層全体の値として平均値をとれば、 $4.93 \times 10^{-3}$  cal/cm·sec·°C となり、以上より求められる地殻熱流量の値は 2.11 HFU となる。なおこの地域は東北日本海側から続くグリーン・タフ地域の東側外縁部にあたっている。

(2) 上 国 (JK)

地温測定は 1970 年 5 月上旬 (じょうこく) 鉱山の坑内水平試錐孔を利用して行なわれた。測定結果を一断面にプロットしたものが第 4 図である。等温面は互いにはほぼ平行であるが地表地形及び海水面とも平行ではない。そこで仮想 20°C 等温面というものを考え、そこを基準として温度—深さの関係を示したものが第 5 図である。これより求められる地温勾配は  $4.00 \pm 0.30^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  である。一方、熱伝導率は 3 ケの岩石 (変朽安山岩, 珪化岩, 珪化岩) について測定され、それぞれ  $6.56 \times 10^{-3}$ ,  $4.82 \times 10^{-3}$ ,  $5.13 \times 10^{-3}$  cal/cm·sec·°C となり、地層全体の値



第4図 上国鉱山における地下等温面の分布  
 Fig. 4. Distribution of the underground isotherms projected on a vertical section in Jōkoku Mine.



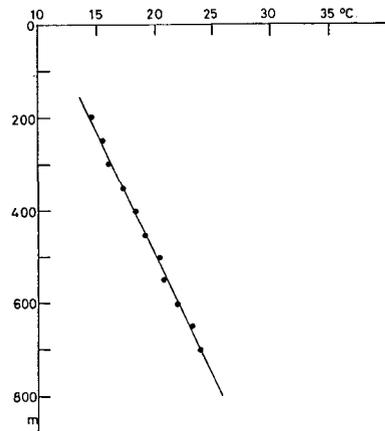
第5図 上国鉱山における温度—深さの関係  
 Fig. 5. Temperature-depth relation in Jōkoku Mine.

として平均値をとれば  $5.50 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$  であり、これより求められる地殻熱流量の値は 2.20 HFU である。

### (3) 勇 弘 (YF<sub>n</sub>)

地温測定は 1970 年 6 月、苫小牧北東約 25 km の厚真にある試錐孔 R 10 を利用して行なわれた。この地域ではすでに第 1 報で報告したように最大深 3570 m に達する試錐孔の地温測定が行なわれており、それより熱流量としては 0.55 HFU という非常に低い値が得られている。この地域一帯は石狩・苫小牧低地帯とも言われ 4~7 km 程度<sup>3)</sup> の厚い堆積層が存在していると言われている。この低熱流量を説明するためには、この地域の堆積層内あるいはまた更にその下の地殻内において、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、あるいは堆積層内で何らかの吸熱反応が起っているなどの可能性が考えられるがいずれも明確ではない。この地域の地殻の厚さがほぼ 30 km であること<sup>4)</sup> を考えると、ともかく異常に低い熱流量を示している。そこでこれらの検討の前に、更にこの地域一帯が低熱流量地域であるか否かを確認するために、地温測定を行なったものである。測定に使用された試錐孔は数年間にわたって放置されたままになっていたものであり、地温測定には最適な条件のものであった。

地温測定の結果は第 6 図に示す通りで、地温勾配は  $2.05 \pm 0.06^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  であった。熱伝導率測定に適当なコアの試料が手に入らないため、必ずしも適当ではないが第 1 報の勇弘の細粒砂岩の値を用いると熱流量の値としては 0.66 HFU、一方後に示す  $Q$  (熱流量)— $G$  (地温勾配) の関係から熱流量を求めても 0.72 HFU であり、いずれにしてもかなり低い値である。この低熱流量が石狩・苫小牧低地帯一帯の特徴か否かを更に詳細に調べるため、この地域一帯の試錐孔底温度を利用して、この地域の平均的地温勾配を求めてみた。データを利用した試錐孔の場所を第 7 図に示す。なおこの地域は比較的平坦であるので、深さとしては、地表からの深さをそのままとった。それらを図示したものが第 8 図である。異常と思われる値を除いて、平均的地温勾配を求めてみると  $2.12^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  となり、上記の試錐孔より求められた  $2.05^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  に近い値である。このことは堆積岩は一般に熱伝導率が低いことを考え、 $Q$ — $G$  関係を適用して熱流量を求めてみると 0.75 HFU である。以上のことを考慮すれば石狩・苫小牧低地帯といわれる地域は  $0.6 \sim 0.8 \text{ HFU}$  程度の低熱流量地域であることが確実と思われる。

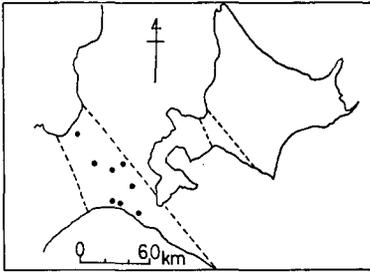


第 6 図 勇弘での試錐孔における温度—深さの関係

Fig. 6. Temperature-depth relation in borehole Yūfutsu R 10.

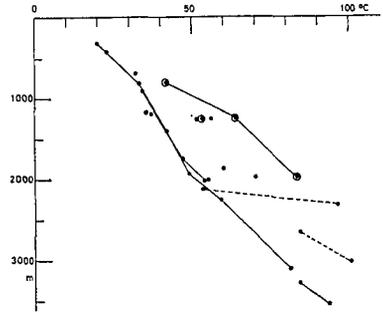
3) 亀谷卓也・吉村雄三郎：石狩地方の物理探鉱，物理探鉱，17，第 2 号（昭和 39 年），24-33.

4) H. KANAMORI; Study on the Crust-mantle Structure in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., 41 (1963), 761-779.



第7図 孔底温度を利用した試錐孔の位置

Fig. 7. Localities of the boreholes in Ishikari-Tomakomai depression.



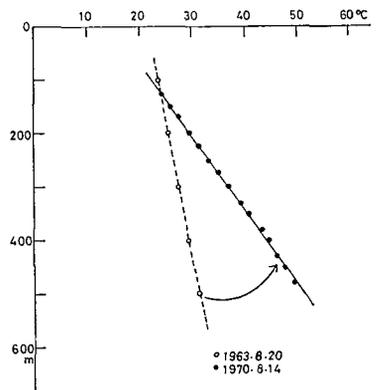
第8図 石狩・苫小牧低地帯における試錐孔内の温度—深さの関係

Fig. 8. Temperature-depth relation of boreholes in Ishikari-Tomakomai depression.

#### (4) 長万部 (OM)

地温測定は1970年8月、長万部町の温泉予備試錐孔を利用して行なわれた。この試錐孔はさく井終了後ほぼ7年を経過しており、地温測定には極めて条件のよいものであった。またさく井終了直後の測定が行なわれており、今回の測定との比較が可能であった。今回の測定結果とさく井終了直後の測定結果を第9図に示す。地温勾配を求めると今回の結果は $7.23 \pm 0.05^\circ\text{C}/100\text{ m}$ 、さく井終了直後では $1.86^\circ\text{C}/100\text{ m}$ であり、そのくい違いは著しいものである。真の地温勾配はもちろん今回の測定が示しているものと思われるが終了直後の勾配が余りにも小さいのは、さく井にあたって使用された大量の低温循環水によるものであろうと思われる。一方熱伝導率の測定は3ヶの試料岩石(いずれも泥岩)について行なわれ、それぞれ $3.36 \times 10^{-3}$ 、 $4.27 \times 10^{-3}$ 、 $3.05 \times 10^{-3}$  cal/cm·sec· $^\circ\text{C}$ となり地層全体の値として平均値をとれば、 $3.56 \times 10^{-3}$  cal/cm·sec· $^\circ\text{C}$ となり、これより得られた地殻熱流量の値は2.57 HFUである。

なおこの試錐孔は現在、温泉予備試錐孔であるが元来は石油・ガス探査用として掘られたものである。この試錐孔の地温測定結果から求められた地殻熱流量には、その値の地域代表性に問題が若干あると考えられる。しかし湯原および瀬野<sup>5)</sup>によれば長万部におけるような地温上昇の型は直線上昇型(地中温度の上昇勾配が普通の土地に較べて大きいけれども深さに対してほぼ変わらない型)と呼ばれ一般には温泉地の中心から遠い場所、すなわ



第9図 長万部での試錐孔における温度—深さの関係

Fig. 9. Temperature-depth relation in borehole Oshamanbe OR-5.

5) 湯原浩三・瀬野錦蔵; 温泉学(地人書館)(1969), 101.

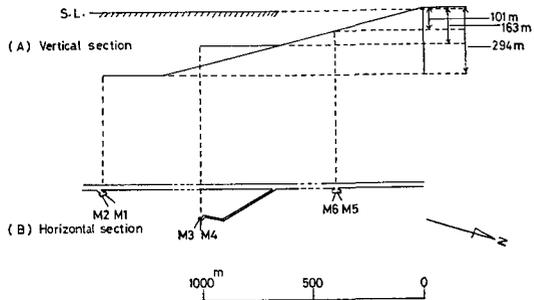
ち地下に優勢な温泉帯水層が存在しないか、あるいは存在しても地温測定が行なわれた深さに較べてより深い場合にあらわれるといわれている。従ってこのようなことを考えた場合、ここで決定された地殻熱流量は局地的な値ではなく、ある程度の面積を代表している値と考えられる。

(5) 津軽海峡

津軽海峡では海底トンネルの計画が実行の段階に移され、現在北海道側(吉岡)及び本州側(竜飛)双方において調査坑が掘進されている。そこで筆者らはこの機会を利用して吉岡側については1970年9月、竜飛側については1970年11月に水平試錐孔を利用して(竜飛側では垂直試錐孔によっても測定)坑内の地温測定を行ない、地殻熱流量の値を決定することを試みた。測定箇所は少ないが信頼性の高いデータが得られたものと筆者らは考えている。両地点とも海岸線に近い地点での測定であり、必ずしも海底からの熱流量とは言えないが、更に将来掘進が進み、海峡中央近くで測定できるとすれば海上からの測定値とも比較することができ興味あることと思われる。

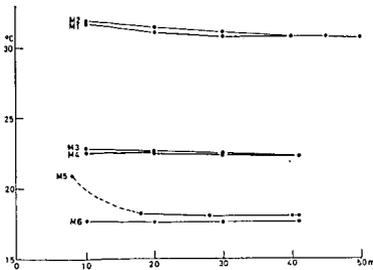
吉岡(YO)

測定を行なった調査坑の断面図及び平面図の概要及び測定地点を第10図に示した。測定は基準高度(海拔12.083 m)から下へ101 m, 163 m, 294 mのところで行なわれ、それぞれの地点で2本の水平試錐孔、計6本の試錐孔で測定を実施した。その結果を第11図に示す。この結果を温度—深さの関係として示したものが第12図であり、等温面が海水面と平行であると仮定した場合地温勾配は $6.63 \pm 0.07^\circ\text{C}/100\text{ m}$ となる。海底地形も比較的平坦であることを考えると上述の仮定より求められた地温勾配は真の



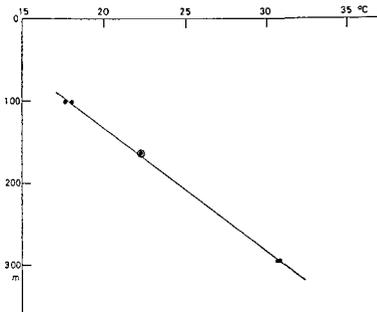
第10図 調査坑(吉岡)の断面図及び平面図と測定地点

Fig. 10. Vertical and horizontal section in the tunnel for investigation (Yoshioka) and the observation points.



第11図 吉岡での水平試錐孔における温度分布

Fig. 11. Temperature distribution in the horizontal drill holes at Yoshioka.



第12図 吉岡における温度—深さの関係

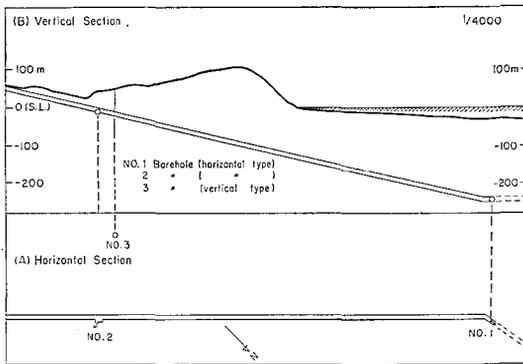
Fig. 12. Temperature-depth relation at Yoshioka.

値に近いであろう。一方熱伝導率は3ヶの岩石(シルト岩, 泥岩, 泥岩)について測定され, それぞれ  $3.90 \times 10^{-3}$ ,  $5.37 \times 10^{-3}$ ,  $3.66 \times 10^{-3}$  cal/cm·sec·°C であり, 地層全体の値として平均値をとれば  $4.31 \times 10^{-3}$  cal/cm·sec·°C となり, これより求められる地殻熱流量の値は 2.86 HFU となる。

竜 飛 (TP)

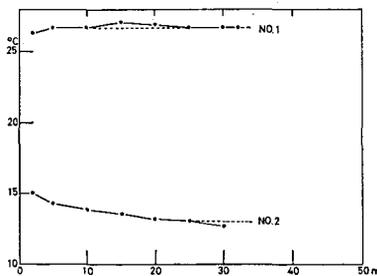
測定地点の断面図及び平面図は第13図に示されている。吉岡側とちがって陸上において垂直試錐孔を利用できるという利点もあったが調査坑内では出水などの悪条件により, 測定できたのはわずか2地点であった。水平試錐孔での測定結果を第14図に, 垂直試錐孔での測定結果を第15図に示した(同時に水平試錐孔での測定結果を温度一深さの関係として示してある)。水平試錐孔 No. 1 における 10~25 m における温度上昇はセメント注入による発熱を示している可能性があり, この影響がなければ実際は破線のようになっているものと推察される。水平試錐孔では2点の測定だけが地温勾配を求めると  $5.9^\circ\text{C}/100\text{ m}$  である。一方垂直試錐孔

の 50 m 以深の勾配を求めてみると,  $6.0^\circ\text{C}/100\text{ m}$  となりほぼ同じ値となる。この試錐孔の 50 m 以浅は  $2.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$  と低いが恐らく地下水の流動による熱の水平方向への輸送の影響を受けているのであろう。ここでは一応竜飛側の地温勾配として  $5.9^\circ\text{C}/100\text{ m}$  をとるこ



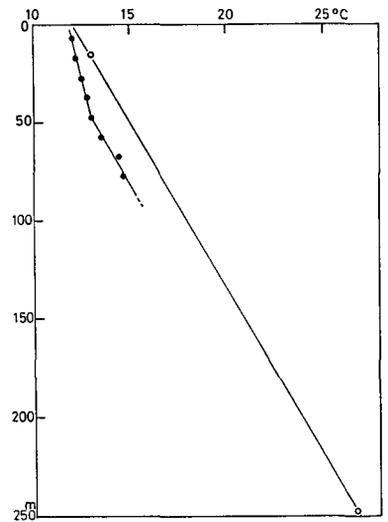
第13図 調査坑(竜飛)の断面図および平面図と測定地点

Fig. 13. Vertical and horizontal section in the tunnel for investigation (Tappi) and the observation points.



第14図 竜飛での水平試錐孔における温度分布

Fig. 14. Temperature distribution in the horizontal drill holes at Tappi.



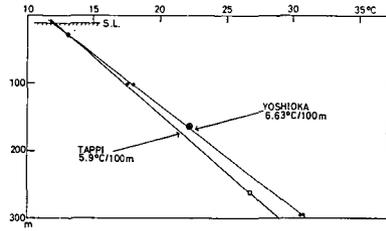
第15図 竜飛における温度一深さの関係

Fig. 15. Temperature-depth relation at Tappi.

第1表 岩石の熱伝導率 (竜飛)

Table 1. Thermal conductivity of rock specimens from Tappi.

岩石名	海拔 (m)	熱伝導率 ( $\times 10^{-3}$ cal/cm $\cdot$ sec $\cdot$ °C)
凝灰角レキ岩	- 5	3.06
玄武岩	- 80	3.83
安山岩	- 95	3.32
流紋岩	-155	4.37
安山岩	-240	3.86
火山レキ凝灰岩	-280	3.50
砂質凝灰岩	- 68	5.02
		平均 3.85



第16図 吉岡及び竜飛における温度—深さの関係

Fig. 16. Temperature-depth relation at Yoshioka and Tappi.

とにする。熱伝導率の測定は7ヶの試料岩石について行なわれた。それらを第1表に示す。ここでの地層の熱伝導率として、これらの平均値をとれば  $3.85 \times 10^{-3}$  cal/cm $\cdot$ sec $\cdot$ °C となり、上記の地温勾配との積により、竜飛での地殻熱流量の値は 2.27 HFU と求められる。

次に第16図に、双方の測定結果を重ねて示す。図において、吉岡、竜飛双方とも海面下30 mに相当する深さで結果は一致して約14°Cを示していることは興味深い。また両地点での基準面下300 mにおける温度は約2°C吉岡側の方が高い。

できれば将来、海底トンネル内において海峡中央部でも地温測定を行ない、海峡中央部の海底からの地殻熱流量の決定を試みたいと考えているので、それと合わせこの津軽海峡の海底からの地殻熱流量については、将来改めて詳細に報告したい。

(6) 昭和新山 (SS)

試錐孔の位置は昭和新山溶岩円頂丘の南方約1 kmの地点にあり、1967年1月掘上ったものである。それ以後何回かの地温測定が北海道立地下資源調査所の手で行なわれたが試錐孔内の温度は上昇の傾向を示しており興味深い。この地点は地震探査の結果では約500 m深度に潜在円頂丘の頭があると予想されていたのだが、1967年1月の測定結果では温度は予想以上に低いもので、そのデータからは潜在円頂丘に近づいているのかどうかということとはわからないと言われている<sup>6)</sup>。活火山に極めて隣接したところでの試錐孔であること及び試錐孔内の温度が時間とともに増加の傾向をもっていることなどを考えると特別の注意を払う必要があり、別に論ずる予定である。ここでは1971年3月に行なわれた地温測定の結果を示し、その時点での熱流量の推定を行なう。測定結果は第17図に示されており、地温勾配は  $10.0 \pm 0.2^\circ\text{C}/100\text{ m}$  (160~340 m深) と得られる。熱伝導率測定用の試料岩石が入手できていないので熱流量の値は

6) 早川正己・中村久由・佐藤博之; 昭和新山地熱探査状況と濁川予定地の地質、地熱, 13 (1967), 27-28.

決まらないが柱状図<sup>7)</sup>を参考にして  $Q-G$  関係式 (B グループ) を適用すれば  $Q=3.98$  HFU となり、ここでは一応、昭和新山溶岩円頂丘の南方約 1 km の地点からの熱流量の値を 4 HFU と推定する。

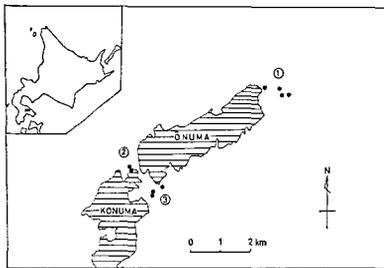
### (7) 大 沼 (ON)

大沼湖畔一帯における温泉調査の結果が酒匂・早川<sup>8)</sup>によって報告されているが、多くの試錐孔底温度から求めた地温勾配が比較的広い範囲にわたって一様であり、興味ある結果を示しているののでここに合わせて紹介・報告することにする。試錐孔群の位置は3つに分けられ、それらを①、②、③として第18図に示す。また試錐孔底温度と深さの関係を第19図に示す。酒匂・早川の指摘にもあるように、これら2つの図から地下等温面が南西にゆるく傾いていることがわかる。

この試錐孔底温度の結果から酒匂・早川は次のように結論している：

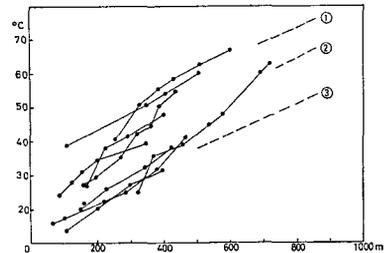
“50°C の温泉が存在している深さは等温面の傾斜を考えれば 400~800 m である。これ程の深度のところの基盤岩層に、はたして温泉をもってくる‘きれつ’があるかどうかの問題もあるが、これも周辺地域の地質の状態と一様な地下増温率ということを考え合わせると、一応は存在するとみてよいであろう”と。

すなわち、この地域の高温水の原因を‘きれつ’によってもたらされたものと解釈している。一方、次のように考えることもできる。それは酒匂・早川も述べているように、数 100 m



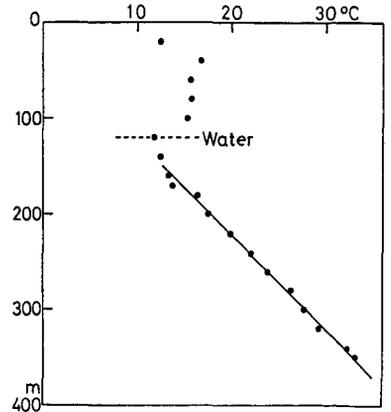
第18図 孔底温度を利用した試錐孔の位置

Fig. 18. Localities of the boreholes at Ōnuma.



第19図 大沼における試錐孔底温度と深さの関係

Fig. 19. Bottom temperatures of boreholes-depth relation at Ōnuma.



第17図 昭和新山での試錐孔における温度-深さの関係(1971年3月)

Fig. 17. Temperature-depth relation in the borehole GS-R1 at Shōwa-shinzan in March 1971.

7) 佐藤博之；昭和新山地熱調査研究井GS-R1のコアについて，地質調査所北海道支所調査研究会講演要旨録，18(1967)，24-27.

8) 酒匂純俊・早川福利；七飯町大沼公園付近温泉調査報告(北海道立地下資源調査所)，(昭和46年)，1-7.

という深度のところの基盤岩層にはたして温泉をもってくる‘きれつ’があるかという問題を考慮して、高温水の原因を‘きれつ’のように局地的原因ではなく、もっと広範囲の地下等温面の上昇に求めるものである。200 m以深ではかなり緻密な岩石の存在が知られていることから  $Q-G$  関係式 (A グループとして) を適用すると、この地域における地殻熱流量の値は 2.98 HFU となる。これはかなり高い値ではあるが北海道の南西部 (東北日本弧の北海道部分) の熱流量分布を考えた場合、必ずしも局地的原因による高熱流量と考えなくともよいのではないかと思われる。もし地層が B グループに属するとすれば、なおさらである。すなわちこの高温水の主要な原因は、局地的原因ではなく、火山地域という、さらに広範囲の原因によるものではないかと考えられるのである。以上のような解釈のもとに大沼での地殻熱流量の値を 2~3 HFU 程度と推定する。

#### (付 記)

第 1 報<sup>9)</sup>において釧路での地殻熱流量は 0.72 HFU と得られていた。この低熱流量が北海道東部一帯に広がっているのかを確認するために、勇払におけると同様に試錐孔底温度データを利用して道東地域の平均的地温勾配を求めてみた。資料数が少ないので (4 点の試錐孔底温度) 断定的なことは言えないが平均的地温勾配は  $3.44^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  となり、この地域が地層は堆積岩であることを考えて、 $Q-G$  関係を適用して熱流量を求めてみると 1.29 HFU という値が得られる。これからみれば北海道東部一帯に 1 HFU 以下の低熱流量地域が広く分布しているのではないらしい。

### 3. $Q$ (地殻熱流量)— $G$ (地温勾配) の関係について

1) 地温が正確に測定されかつ地温勾配が極めてよく直線近似されても、該当地層を構成する岩石の熱伝導率が個々によって著しく違い、場合によっては、ある岩石の熱伝導率は別の岩石の熱伝導率の 2 倍以上になっていることがあり、熱伝導率測定に供せられる試料数が少ないと熱流量の値に著しい誤差を生じる可能性があること。

2) 地温測定データのデータはあるが熱伝導率測定のために適当な試料岩石が得られず熱流量の決定が為されない埋もれたデータが多くあること。

上記のようなことを考え、従来日本で測定された結果で、 $Q-G$  関係に何らかの規則性があるならば有効ではないかと考え K. HORAI<sup>10)</sup> の資料を整理してみた。これによると第 20 図のごとく、明瞭に 2 つの区分が見られ、かつそれぞれ比較的良好に直線近似されるようである。図のように A グループ (比較的緻密な岩石主として火成岩) と B グループ (比較的柔らかい岩石主として堆積岩) に大別される。この B グループは含石油・含ガス地帯にはほぼ含まれる

9) 江原幸雄・西田直樹・横山・泉; 2) と同じ。

10) K. HORAI; Studies of the Thermal State of the Earth. The 13th Paper, Bull. Earthq. Res. Inst., 42 (1964), 93-132.

ようである。なおその地理的分布を第 21 図に示す。そして A, B それぞれ次の式で表わされる。

$$A \text{ グループ} : Q = (6.24 \pm 0.28) \times 10^{-3} \cdot G + (0.08 \pm 0.14) \times 10^{-6}$$

$$B \text{ グループ} : Q = (4.10 \pm 0.42) \times 10^{-3} \cdot G - (0.12 \pm 0.24) \times 10^{-6}$$

ただし

$$G : \text{ } ^\circ\text{C/cm}$$

地殻熱流量  $Q$  の含む誤差を考え、定数項を無視すれば上式は

$$Q_A = 6.24 \times 10^{-3} G$$

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

となり、係数は熱伝導率に相当する量となる。

以上のように、 $Q-G$  関係が比較的よく直線近似しうるということは、A, B それぞれのグループ内では熱伝導率の度数分布が正規分布に近いことに対応している(第 21 図)。なお  $Q$  の値は  $G$  をすでに含んでおり、2つの値は独立ではないこと、また  $G$  の値は  $Q$  と  $K$  (熱伝導率) とから決まるものと考えべきものであり、こ

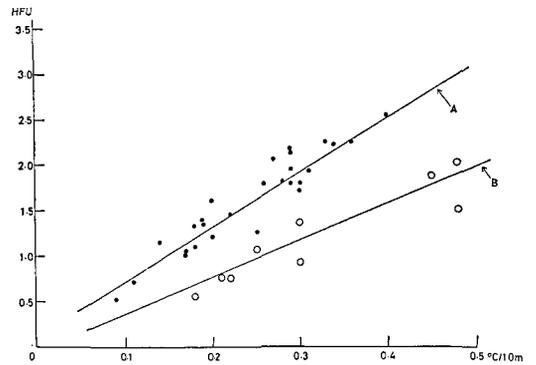
で求められた関係式は単に現象的な関係にすぎないが、近似的な議論の場合には有効である。

#### 4. 考 察

北海道における地殻熱流量の測定は日高山脈から道東部にかけてまだ空白部が多く、従ってまだ議論の余地は多いが分布の状態はほぼ明らかになってきたといってもよいであろう。以下に得られた結果についての簡単な考察を行なってみる。

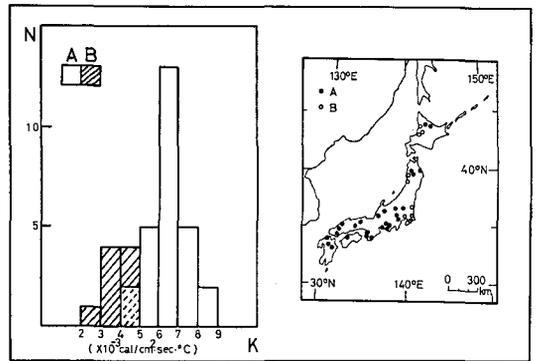
##### 全般的特徴

1) 海溝—島弧—縁海にわたって、熱流量が連続的に高くなっているのは他の島弧—海溝系と同様であるが、北海道をほぼ東西に走る千島弧に対して、ほぼ直角な地質構造が北海道中



第 20 図 日本における陸上での熱流量と地温勾配との関係

Fig. 20. Relation between the heat flow and the geothermal gradient on land in Japan.



第 21 図 地層の熱伝導率の度数分布と A グループ, B グループの地理的分布

Fig. 21. Frequency distribution of the thermal conductivity  $K$  and the geographical distribution of A-group and B-group.

中央部をつらぬいており<sup>11)</sup>、この影響か低熱流量部分がより内側にくい込んでいるような分布を示しており、必ずしも単純な傾向を示していない。また火山・温泉活動も中央部で中断された分布を示しており<sup>12)</sup>、熱流量との対応をよく示している。一方島弧—海溝系の大きな特徴である深発地震面は海溝から島弧の方向に向って連続的に深まっており<sup>13)</sup>、典型的な島弧—海溝系の性質を示している。ちなみに、上田・杉村<sup>14)</sup>によれば島弧—海溝系は次のような3つの点から定義されている。

- i) 現在における火山活動
- ii) 6000 m 以深の海溝の存在
- iii) 70 km より深いところでの地震の発生

このようなことを考えると上記のような熱流量・火山・温泉活動の分布と深発地震の分布との不一致は興味あると思われる。

2) 北海道中央部を除けば 160 km 等深発地震線、火山・温泉活動域、地熱兆候域は帯状にほぼ完全に一致した分布状態にある。しかし海溝から島弧に向って、地殻熱流量は増加し、帯状構造を示しているとはいえ、上記に相当する地帯について言えば千島弧側では 1.5 HFU 前後、東北日本弧側では 2~3 HFU となり著しく違うようである。この差は両島弧に対応する縁海であるオホーツク海、日本海のそれぞれの深海盆における熱流量の平均値 2.23 HFU<sup>15)</sup>、2.46 HFU<sup>16)</sup> と関連して、有意なのか或いは千島弧側では陸上における測定が少ないので見かけ上低くなっているのかも知れない。

3) すでに指摘されているようにグリーン・タフ地域 (火山・温泉活動域といってもよい) —いまの場合東日本弧側をさす— は 2 HFU 以上の高熱流量地域と完全に一致している。

この高熱流量地域内での平均値として、従来 2.20 HFU が得られていたが北海道側では更に高く 2.36~2.90 HFU 程度である。また東北日本より続くグリーン・タフ地域は北海道側においては、その東側の境界は熱流量から見ると極めて明瞭である。

4) 北海道南西部の一带 (支笏・洞爺からニセコを含む地域) は 4 HFU を越える高熱流量地域であるらしい。この地域もグリーン・タフ地域の一部であるがグリーン・タフ地域におけるこのような高熱流量は北陸地方のグリーン・タフ地域でも見出されており<sup>17)</sup>、グリーン・タフ地域といっても熱流量からみると場所によりかなり違う様相を示すようである。

- 
- 11) Geological Survey of Japan; Geological Map of Japan (1964).
  - 12) 福富孝治; 北海道の温泉について, 火山, 第2集, 11 (1966), 127-144.
  - 13) 宇津徳治; 北海道及びその周辺の地震活動, 北大地球物理学研究報告, 20 (1968), 51-75.
  - 14) 上田誠也・杉村 新; 弧状列島 (岩波書店) (1970), 15.
  - 15) M. YASUI, T. KISHII and K. SUDO; Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea, 1, Oceanogr. Mag., 19 (1967), 87-94.
  - 16) M. YASUI, T. KISHII, S. UYEDA and T. WATANABE; 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., A.G.U. (1968), 3-16.
  - 17) 小林洋二・河野芳輝; 北陸地方グリーンタフ地域の熱流量, 地震学会講演予稿集 (昭和45年10月), 23.

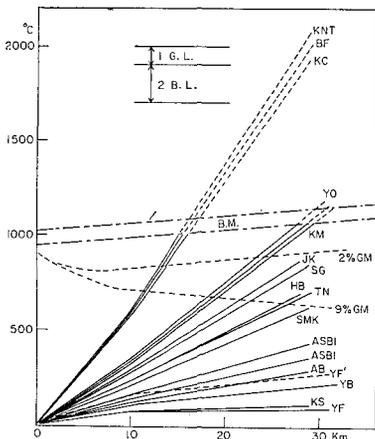
5) 石狩・苫小牧低地帯といわれる地域は非常に熱流量が低く、厚い堆積層内或いはその下の地殻内での低放射性発熱量など前に述べた原因が考えられる。

### 定常地殻内温度分布

次に1次元定常固体熱伝導(熱源は放射性熱源のみを考える)の仮定のもとに定常地殻内温度分布を見積もる。地殻のモデルとしては厚さについて1)花崗岩層:玄武岩層=2:1, 2)花崗岩層:玄武岩層=1:2の2つを考えた。北海道においては地殻構造が決定されていないので、一応上記のように考え、地殻の厚さは、KANAMORI<sup>18)</sup>によった。計算に当って使用された定数は以下のようなものである。

花崗岩層の放射性発熱量	5500×10 <sup>-16</sup> cal/cm <sup>3</sup> ·sec
玄武岩層	1100×10 <sup>-16</sup> "
花崗岩層の熱伝導率	7×10 <sup>-3</sup> cal/cm·sec·°C
玄武岩層	5×10 <sup>-3</sup> "

地表温度は適宜一定とした。その結果を第22図に示す(花崗岩層:玄武岩層=1:2の場合)。しかし上記の仮定を認めたとしても南西部一帯の高熱流量地域の場合は更に別の熱源を考えた



第22図 地殻内の温度分布

Fig. 22. Temperature distribution in the crust.

B.M.\*: Total melting of basalt.

2% G.M.\*: Total melting of 2% water containing granite.

9% G.M.\*: Total melting of 9% water containing granite.

\* After A. HOLMES; Principles of Physical Geology.

方がより現実的であるし、また石狩・苫小牧低地帯を同列にあつかった点などに問題が残る。そこで前者については後に検討することにして、後者の場合を考えてみる。図示された勇払の地下10~30 kmにおける地温勾配をみると0.17°C/100 mとなり著しく小さく、余り現実的ではない。そこでこの地域が花崗岩層:玄武岩層=1:2のかわりに堆積岩層:玄武岩層=1:2という構造モデルを考えてみる。そして堆積岩の発熱量を1600×10<sup>-16</sup> cal/cm<sup>3</sup>·sec<sup>19)</sup>、熱伝導率を4×10<sup>-3</sup> cal/cm·sec·°Cとする。こうして求められた温度分布は第22図に破線で示されており、より現実に近いと思われる。マントルからの熱流量は0.17 HFUと見積られかなり低い。また0.72 HFUという地殻熱流量の値を使えばマントルからの熱流量は0.34 HFUでいずれにしても余り大きくない。なおこの地域は日本海溝の1分枝と考えることができ、海溝地域の低熱流量の原因として、堆積層内における脱水吸熱反応の可能性が論じられていること<sup>20)</sup>を考えればその可能

18) H. KANAMORI; 4)と同じ。

19) 三宅泰雄; 地球化学(朝倉書店)(1954), 281.

20) H. TAKEUCHI and S. UYEDA; A Possibility of Present-day Regional Metamorphism, Tectonophysics, 2 (1965), 59-68.

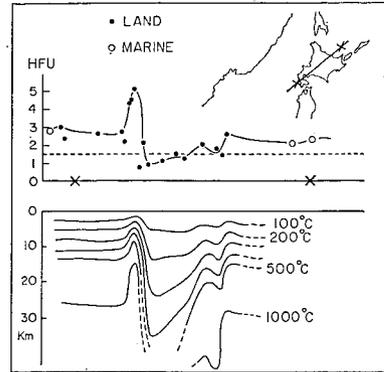
性も否定しえない。地殻内の放射性熱源の分布が詳しくわからない現在、これ以上言うことはできないであろう。上で求められた温度分布は地殻内での一応の温度分布を与える程度に考えればよいであろう。このようにして求められた地殻内温度分布を1つの断面について考えると第23図に示されるようになる。定常1次元という仮定や選んだ定数の問題等により温度の値そのものはそれほど確かではないが火山地域と非火山地域の地下では著しい差異のあることは明瞭である。

一方最近地殻内の放射性熱源の分布に関して新しい議論がなされ、放射性熱源は従来考えられているより更に地殻浅部に集中している模様である<sup>21)</sup>。この見解にたてばここで求めたような温度分布は1つの上限を与えるものとなる。地殻内の温度分布を知る為には何よりもまず地殻内の放射性熱源の分布を知ることが必要である。

#### 北海道南西部一帯の高熱流量地域

北海道南西部は多くの測定がなされ、支笏・洞爺からニセコを含む一帯は特に熱流量が高く平均4.3 HFU 程度である。この地域を簡単に以下のように考える：

地下のある深さにおいて、熱的非平衡状態が発生し——例えばここではマグマの発生などを考える——その結果、一定の時間以後、地表で異常熱流量が観測される。ここでは熱流量の一般的な平均値として1.5 HFU とし、 $4.3 - 1.5 = 2.8$  HFU を異常熱流量として考える。この地域がグリーン・タフ地域の一部であることなどから異常の原因を中新世のグリーン・タフ活動に結びつけるのは妥当であろう。もし原因がその時代であり、地殻内の異常であれば現在地表に達している熱流は定常でありモデル計算の例<sup>22)</sup>によれば異常現象の出現は地下15 km 程度となる。すなわち地下15 km 程度において融解或いはそれに近い状態が発生し、現在もこの状態が存在していることが推定されるのである。そのような異常が現在地下には存在しないにしても、それが消滅したのは100万年以内——多くとも300万年以内のできごとであろうということが上述のモデル計算から推察される。



第23図 北海道における地殻熱流量の分布と地殻内温度分布の断面図

Fig. 23. Distribution of the terrestrial heat flow and vertical section of the temperature distribution in the crust in Hokkaido.

21) R. F. ROY, D. D. BLACKWELL and F. BIRCH; Heat Generation of Plutonic Rocks and Continental Heat Flow Provinces, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **5** (1968), 1-12.

A. H. LACHENBRUCH; Preliminary Geothermal Model of the Sierra Nevada, *Jour, Geophys. Res.*, **73** (1968), 6977-6989.

A. H. LACHENBRUCH; Crustal Temperature and Heat Production: Implications of the Linear Heat-Flow Relation, *Jour, Geophys. Res.*, **75** (1970), 3291-3300.

22) S. UYEDA and K. HORAI; Terrestrial Heat Flow in Japan, *Jour, Geophys. Res.*, **69** (1964), 2121-2141.

第2表 北海道の地殻熱流量  
Table 2. Terrestrial Heat Flow in Hokkaido

Station	Abbrev.	Latitude (N)	Longitude (E)	Site*	Maximum depth (m)	Temperature logging**	Geothermal gradient (°C/100 m)	Measured depth (m)	Thermal conductivity ( $\times 10^{-3}$ cal/cm-sec.°C)	Terrestrial heat flow (HFU)	Averaged terrestrial heat flow (HFU)	Class***
Yūfutsu	YF <sub>I</sub>	42°39'	141°44'	OF	3570	I	1.70 ± 0.14	1500~3570	3.24 3.22	0.55 0.55	<u>0.55</u>	B
Ashibetsu	ASB	43°24'	142°11'	CM	630	I	3.81 ± 0.08 1.89 ± 0.03	130~ 410 410~ 630	3.74 5.10	1.42 0.96	<u>1.19</u>	A
Kushiro-A	KS	42°58'	144°25'	CM	235	I	2.32 ± 0.24	125~ 235	3.62	0.84	0.72	B
Kushiro-B		42°57'	144°26'	CM	235	I	1.66 ± 0.07	200~ 235	3.62	0.60		
Kunitomi-No. 217	KNT <sub>I</sub>	42°59'	140°41'	MM	139	I	6.77 ± 0.29	10~ 139	7.46	5.05	<u>4.48</u>	A
Kunitomi-No. 219		42°59'	140°41'	MM	163	I	6.81 ± 0.21	25~ 163	5.74	3.91		
Kunitomi-No. 226	KNT <sub>II</sub>	43°00'	140°38'	MM	600	I	6.54 ± 0.63 4.59 ± 0.35	100~ 300 300~ 600	2.92 6.00	1.91 2.75	<u>2.33</u>	B
Yūbari-Katsura	YB	42°57'	142°05'	CM	824	I	2.22 ± 0.05	250~ 550	3.86	0.86	<u>0.98</u>	A
Yūbari-Penke		42°59'	142°03'	CM	950	I	2.42 ± 0.06	100~ 550	4.53	1.10		
Sakazukigawa	SG	43°07'	140°32'	SP	347	I	4.61 ± 0.19	216~ 347	4.64	2.14		B
Ōtaki	OT	42°42'	141°11'	SP	600	I	8.20 ± 0.19	300~ 600	2.77	2.27		B
Hattari	HT	43°02'	140°34'	SP	1180	I	6.64 ± 0.06	650~1180	3.88	2.58		B
Kutchan	KC	42°59'	140°49'	SP	950	I	6.02 ± 0.16	150~ 450	6.37	3.83	<u>4.21</u>	A
							9.12 ± 1.05	800~ 950	5.03	4.59		
Bifue	BF	42°43'	141°12'	MM	450	II	6.36 ± 0.72	98~ 270	6.22	3.96	<u>4.33</u>	A
							8.22 ± 0.57	270~ 450	5.71	4.69		

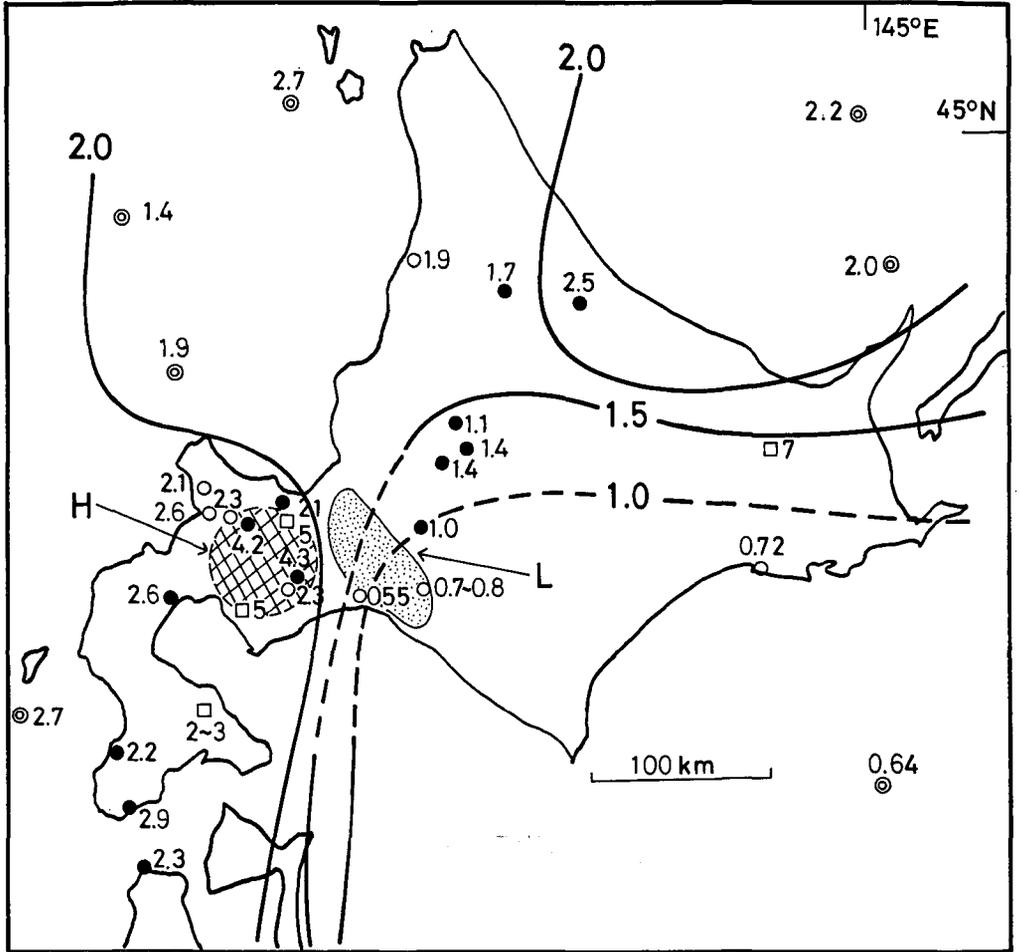
Teine	TN	43°06'	141°11'	MM	308	I, II	4.29±0.30	0~ 308	4.93(0.71)****	2.11	A
Jōkoku	JK	41°40'	140°03'	MM	214	II	4.00±0.30	0~ 214	5.50 (0.87)	2.20	A
Yūfutsu	YF <sub>II</sub>	42°43'	141°56'	OF	700	I	2.05±0.06	200~ 700		0.7~0.8	B
Oshamanbe	OM	42°30'	140°22'	OF	480	I	7.23±0.05	125~ 480	3.56 (0.61)	2.57	A
Yoshioka	YS	41°26'	140°14'	TN	294	II	6.63±0.07	101~ 294	4.31 (0.86)	2.86	A
Tappi	TP	41°18'	140°20'	TN	250	II	5.9±	15~ 250	3.85 (0.98)	2.27	A
Shōwa-shinzan	SS	42°32'	142°52'	SP	349	I	10.0±0.2	160~ 340		~4	C
Ōnuma	ON	41°59'	141°59'	SP	700	I	4.5±	100~ 700		2~3	C
Haboro	HB	44°21'	141°52'	CM	350	I	4.54±0.05	—	4.12 (0.61)	1.87	B
Shimokawa	SMK	44°14'	142°41'	MM	533	II	3.04±	—	5.63	1.71	A
Kōnomai	KNM	44°08'	143°21'	MM	524	I, II	3.96±	—	6.41 (1.90)	2.54	A
Akabira	AB	43°32'	142°02'	CM	700	II	2.49±0.04	—	4.31 (0.72)	1.07	A
Ashibetsu	ASB	43°33'	142°12'	CM	500	I	3.08±0.03	—	4.38 (0.72)	1.35	A
Toyoha (after K. HORAI)	TH	42°54'	141°05'	MM	400	II	11.3±	—	~5.00	>5.00	C

\* CM: Coal mine, MM: Metal mine, OF: Oil field, SP: Borehole for structure prospecting, TN: Tunnel

\*\* I: in borehole, II: in drift

\*\*\* A: good measurement, B: passable measurement, C: reference measurement

\*\*\*\* Figures in parentheses show  $(K_{\max.} - K_{\min.})/2$ .  $K_{\max.}$  and  $K_{\min.}$  denote the maximum and minimum values of thermal conductivities respectively.



第24図 北海道及びその周辺における地殻熱流量の分布

Fig. 24. Distribution of the terrestrial heat flow in and around Hokkaido.

- A class (good measurement)
- B class (passable measurement)
- C class (reference measurement)
- ◎ marine measurement

H: Extremely high heat flow region (amounting to 3~5 HFU)

L: Extremely low heat flow region (0.6~0.8 HFU)

## 5. おわりに

これまでに得られた結果を第2表に示し、また地殻熱流量の分布を第24図に示した。

以上、現在までの北海道における地殻熱流量の測定結果の概括及び簡単な考察を行なったが断定的に言えることは少ない。しかし島弧-海溝系を熱的に見るためには熱流量の測定が第一義的に重要であることにはかわりなく、今後更に空白部における測定を行なっていくとともに、他の地球物理現象・地質現象との詳細な関係を調べていきたい。

## 謝 辞

地殻熱流量の測定について、各方面の各位の御理解ある援助と協力を得た。北海道管内の試錐の現況や資料に関して、札幌通商産業局石炭部及び鉱山部、地質調査所北海道支所、北海道立地下資源調査所および石油資源開発株式会社の御教示を得た。手稲鉱山での温度測定に際しては、三菱金属鉱業株式会社の渡辺和徳氏、石尾元氏及び千歳鉱山株式会社の野本健吉氏の御協力を得た。上国鉱山での温度測定に際しては、中外鉱業株式会社の芝崎文夫氏、松本茂夫氏の御配慮を煩わした。勇払での温度測定に当っては、北海鑿井工業株式会社の浅倉政次氏の御協力を得た。長万部での温度測定に際しては、長万部町の米林学氏、岡島弘氏の御協力を戴いた。青函トンネル試掘坑における温度測定については、日本鉄道建設公団の進藤卓氏、持田豊氏、星加博二氏及び前田憲一氏の御理解と御協力を得た。また佐々保雄北海道大学名誉教授の御教示を得た。また熱伝導率測定のための岩石試料を上記の各位から御提供戴き、同時に柱状図についても御教示を賜わった。

本報文は以上の方々の御理解と御援助のもとに、はじめてまとまったものである。深く感謝の意を表わす次第である

## 5. Measurements of Terrestrial Heat Flow in Hokkaido (Part 2)

By Sachio EHARA and Izumi YOKOYAMA

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

These years the writers have made every effort to supplement the measurements of the terrestrial heat flow in Hokkaido. In this paper the results of eight new measurements mainly in the south-western part of Hokkaido are reported. Thus, the distribution of the terrestrial heat flow in this region, an end of the north-eastern Japan Island Arc, has become clearer and its average value has proved to be 2.36~2.90 HFU, about 4 HFU at the highest. On the other hand, it is confirmed that Ishikari-Tomakomai depression cutting Hokkaido Island in north-south direction, is characteristic of low heat flow amounting to 0.6~0.8 HFU.

In a sense it might be said that Hokkaido is situated at a junction of branches of Japan Island Arc. Its geophysical features are different from those of typical island arc systems: In the central part of Hokkaido, deep earthquakes occur typically on an inclined seismic zone but are not accompanied by the characteristic distribution of the high terrestrial heat flow.

Apparent thermal conductivities of the certain geological formations are deduced from the statistical relations between the heat flow and the thermal gradient obtained by the measurements in Japan:

$(4.10 \pm 0.42) \times 10^{-3} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot^{\circ}\text{C}$  for sedimentary formations, and

$(6.24 \pm 0.28) \times 10^{-3} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot^{\circ}\text{C}$  for non-sedimentary or volcanic formations.

Using these (average) values, we can roughly estimate the terrestrial heat flow even if we can get no or very few rock specimens from the drilling sites.

To clarify further more the distribution of the terrestrial heat flow in whole Hokkaido as an example of the island arc, it may be desirable to supplement the measurements especially in the north-eastern part of Hokkaido fronting on the Sea of Okhotsk.