

全国地熱基礎調査

550.361 : 551.23 : 550.83 (524)

駒ヶ岳北部地域放熱量調査物理探査報告

浦上 晃一* 西田 泰典**

Heat Discharge Measurement and Geophysical Prospecting at Nigorikawa Basin, Northern Part of Komagatake

Koichi URAKAMI and Yasunori NISHIDA

Abstract

The Nigorikawa basin is located at the northern part of Komagatake active volcano in the southwestern Hokkaido. It is a small caldera formed in Pleistocene. There are a large number of hot springs and a few fumaroles in the northern half of the caldera. As the parts of the National Geothermal Resources Survey, some geophysical surveys such as temperature survey, seismic reflection survey and magnetic measurements by proton magneto-meter were carried out in the basin.

The results of temperature measurements and geochemical studies suggest that hot water of high NaCl-content is ascending from the depth through the fissure-system along the northern caldera wall and the very porous sediments at the central area, but at the western area the surface thick impermeable layer prevents its upward flow.

The total heat discharge from Nigorikawa hot springs area was estimated as 21.4×10^7 cal/min.

At the central part of the caldera, a total magnetic force anomaly up to 1000 γ was observed. This coincides with the positive residual gravity anomaly discovered in the earlier survey. These anomalies are interpreted to be derived from the intrusive igneous rock body of circular cylinder of radius 225 meters having an upper surface at depth 150 meters.

1. ま え が き

北海道駒ヶ岳北部には、濁川温泉を中心に、上の湯温泉・下の湯温泉など地熱徴候がある地域が点在する。濁川温泉は直径約 2.5 km のほぼ円形をした典型的な濁川盆地の北半部に湧出し、上の湯温泉および下の湯温泉はいずれも落部川沿いの河岸段丘上に湧出する小規模な温泉である。

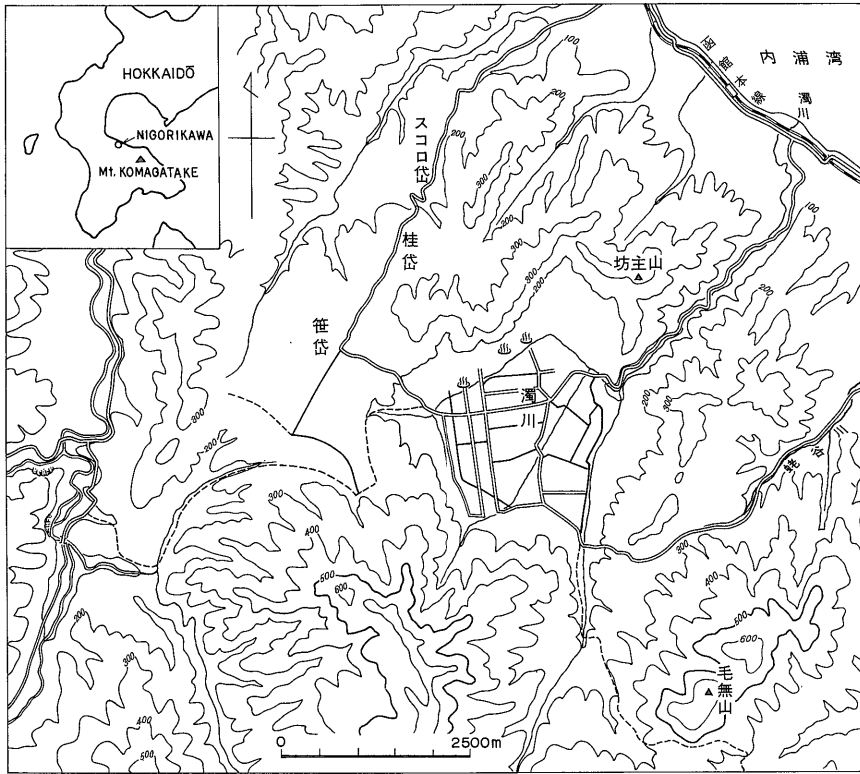
昭和48年9-11月、全国地熱基礎調査の一環として、放熱が大きいとみられる濁川地域の放熱量調査および反射法による弾性波探査が実施された。これは同地域の地熱

資源評価の基礎資料を得るという基礎調査計画の一つとして行われたものである。そして放熱量調査の野外観測およびデータ処理については日本重化学工業(株)に外注し、弾性波探査については石油資源開発(株)に外注した。本報告はそれらよりえられたデータおよび結果にもとづくものを主とするが、その他筆者らが行った2, 3の補足調査についても併せて報告する。なお筆者らの行った磁気探査は昭和49年6月に現地測定を行ったものである。

濁川盆地の特異な地形が古くから注目され、盆地およびその周辺の地質については田中館(1930)・矢島(1934)・土居(1960)・石田(1967)・佐藤(1968)・松下ほか(1973)など数多くの調査研究がある。

*当所併任, 北海道大学工学部

**北海道大学理学部



第1図 調査地域付近の地形図

濁川温泉の化学成分および湧出機構については太秦ほか(1959)・福富ほか(1963)によって報告されており、浦上ほか(1973)の調査もある。また同地域の物理探査については日本重化学工業㈱による重力探査が行われているが成果は公表されていない。しかし今回の調査を行うにあたりデータの提供を受けた。同社に厚く御礼申し上げる。

2. 濁川盆地付近の地質

濁川盆地は周囲を高さ350m内外の山地で囲まれた円形の盆地であり、その底面は高さ100-140mの平坦面をなし、南部に扇状地の発達が見られるため北方に緩やかに傾斜している。また盆地西縁部の三岱地域(笹岱・桂岱・スコロ岱の総称)には顕著な台地地形が発達している。

石田によれば、盆地付近の地質は、地質図(第2図)および地質総括表(第1表)に示されるように、新第三紀に属する堆積岩類や同時期の火山岩類およびこれらを覆って第四系の地層が広く分布している。新第三系は下位から蛇谷砂岩層・桂川頁岩層・鳥崎川凝灰岩層・狗神岳集塊岩層および火山岩類に分けられる。桂川頁岩層は硬質頁岩で特徴づけられ、道南地域に広く分布する八雲

層に相当する。第四系は石倉層・段丘堆積物・崖錐堆積物・駒ヶ岳火山噴出物および現河床堆積物に分けられる。また盆地を覆う堆積物には赤褐色粘土・砂・礫および黒色腐植土を混じえ湖底堆積物を示唆する要素も認められる。

盆地形成との関連から注目されているのは火山砕屑物からなる石倉層であって、三岱から石倉にかけての地域や蛇谷川上流に分布している。松下ほかは、海岸から濁川盆地に近づくにしたがい、含まれる安山岩礫が量的に多くかつ粒径も大きくなる傾向にあることから、石倉層の噴出源は濁川盆地と考えて間違いないとしている。

濁川盆地の成因に関しては、カルデラ説(田中館, 土居), 火山活動後の断層説(矢島, 石田), 断層後の火山爆發説(河田)の諸説があったが(瀬川, 1974), 佐藤は石倉層の検討から、小さなクラカトア型カルデラであり、最初にガラス質角閃石安山岩のドームを生成し、次にわずかに進化した同質軽石の活動により、ドームは完全に破壊され、陥没したものと推定している。

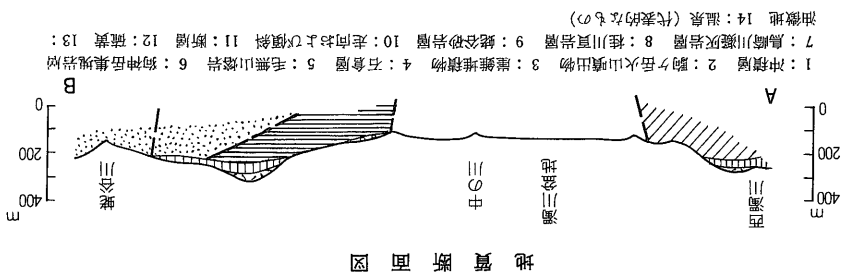
3. 濁川温泉の湧出機構

濁川温泉では、昭和49年12月現在、60個の泉源が水地

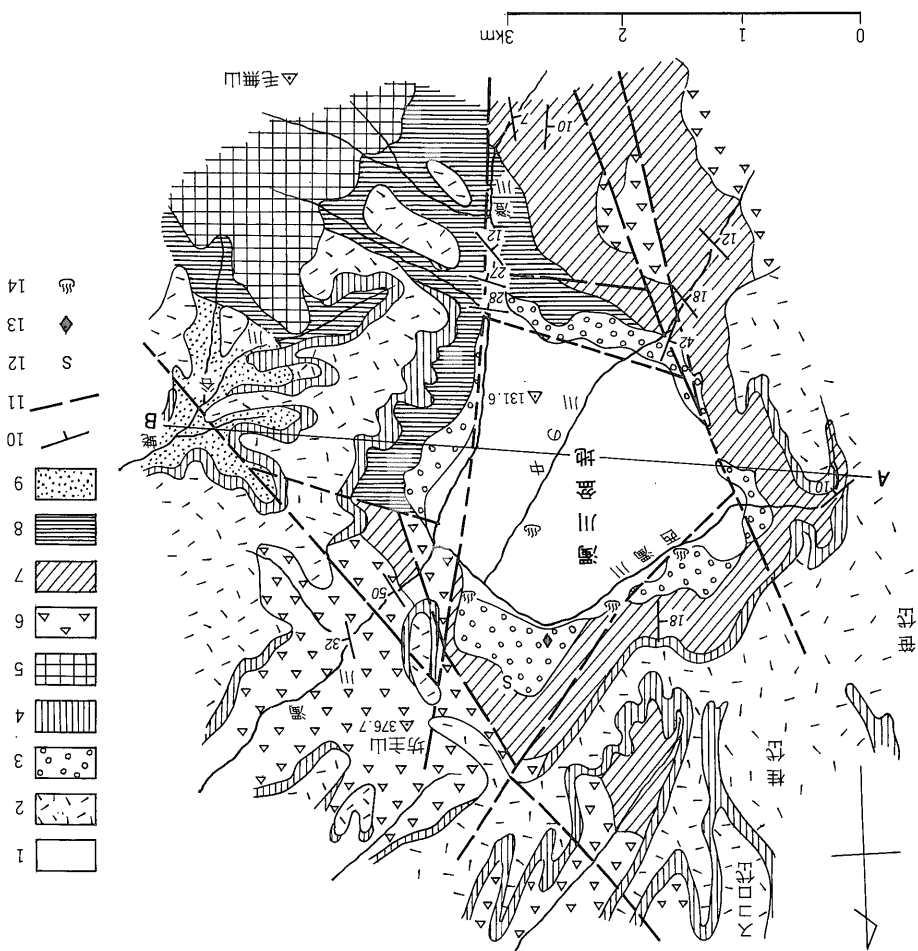
の主として北半部に分布し、温度31.5—84.6℃の温泉水が約2,800 l/min 湧出している。第3図は濁川における泉源分布図である。60泉源中8泉源は天然湧出の温泉水で、カルデラ北壁に沿って分布している。その他の泉源は深さ10-180mのボーリソクによるものであるが(北海道森保健所の温泉水台帳による)、鉄管の腐食・埋没のため数年を経ずして自噴停止あるいは湧出温度の低下をきたすことがある(太秦ほか、1959)。

福富ほかは、昭和35年11月、28泉源について調査し、 Cl^- 含量と湧出温度との関係(第4図)から盆地内に湧

第2図 濁川盆地付近の地質図(石田正夫による)



地質断面図



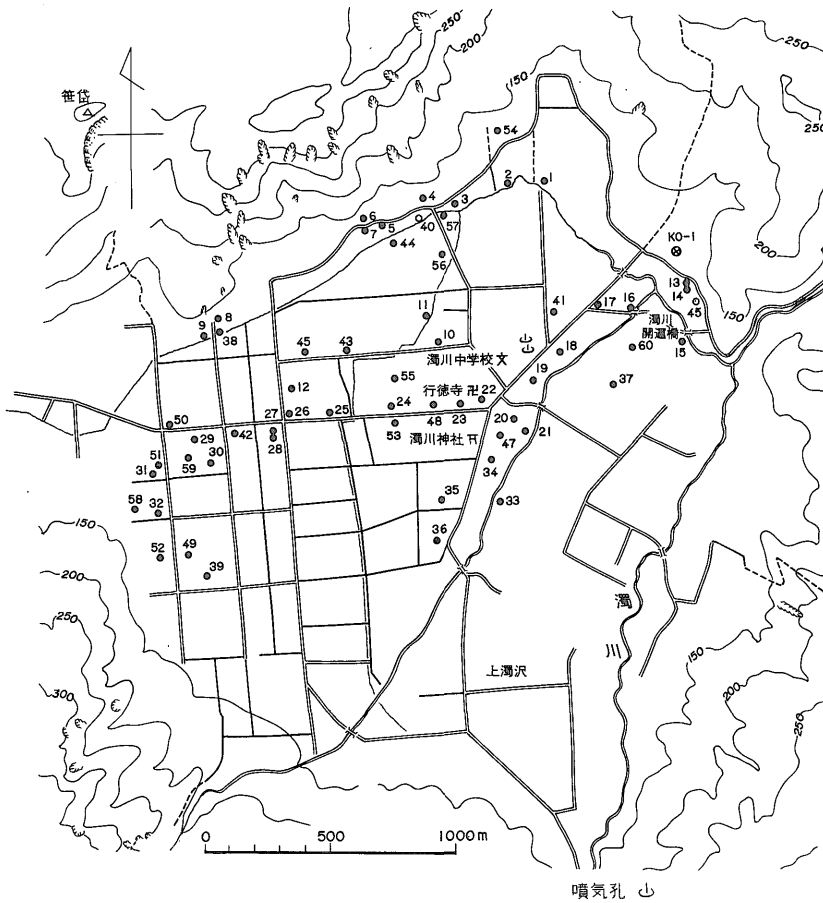
駒ヶ岳北部地帯放熱量調査物理探査(浦上晃一・西田泰典)

出する温泉をA B系・F C系・EBC系の3つの系統に分ける。すなわち、A B系の温泉はカルデラ北壁に沿って地
け、その湧出機構として次のようなモデルを考えている。下深くから湧出した高温でCl⁻が多いA源温泉とB温泉

第1表 地質総括表

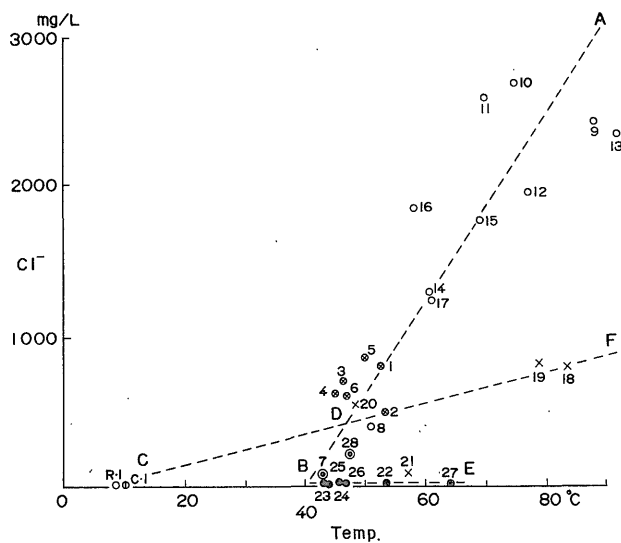
| 時代 | 層序 | 岩相 | 火山活動・造構 |
|------|-----------------|--------------|----------------------------------|
| 第四紀 | 現世 | 冲積層および扇状地堆積物 | 礫・砂・粘土 |
| | | 駒ヶ岳火山噴出物 | 輝石安山岩質軽石・火山灰 |
| | 更新世 | 段丘堆積物 | 礫・砂・粘土 |
| | | 石倉層 | 火山礫・火山砂・火山灰 角閃石安山岩質・輝石安山岩質 |
| 新第三紀 | 鮮新世—中新世 黒松内期 | 毛無山熔岩 | 輝石安山岩 |
| | | 狗神岳集塊岩層 | 普通輝石安山岩・凝灰角礫岩 |
| | | 鳥崎川凝灰岩層 | 凝灰質砂岩泥岩互層・凝灰角礫岩 (上部で一部集塊岩を伴う) |
| | 八雲期 訓縫期 | 桂川頁岩層 | 硬質頁岩・シルト質泥岩 |
| | | 蛭谷砂岩層 | 凝灰質砂岩・泥岩 |
| | | | |

(石田正夫による)

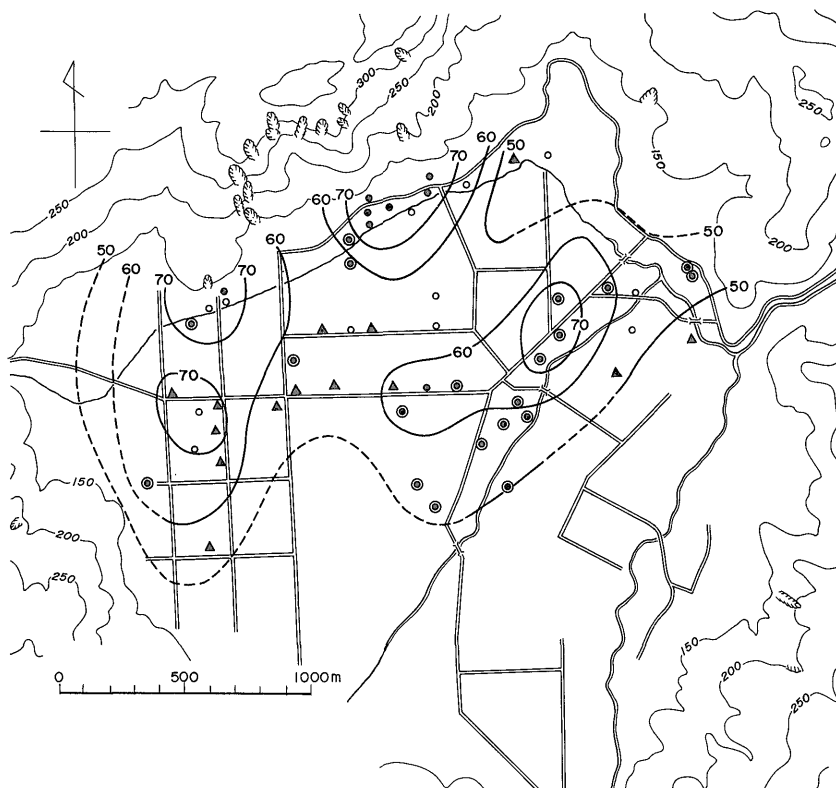


第3図 濁川温泉の泉源分布図 (○印は天然湧出の温泉, ●印はボーリングによる泉源, ⊗印は昭和50年3月に掘削されたテスト・ボーリングの位置を示す)

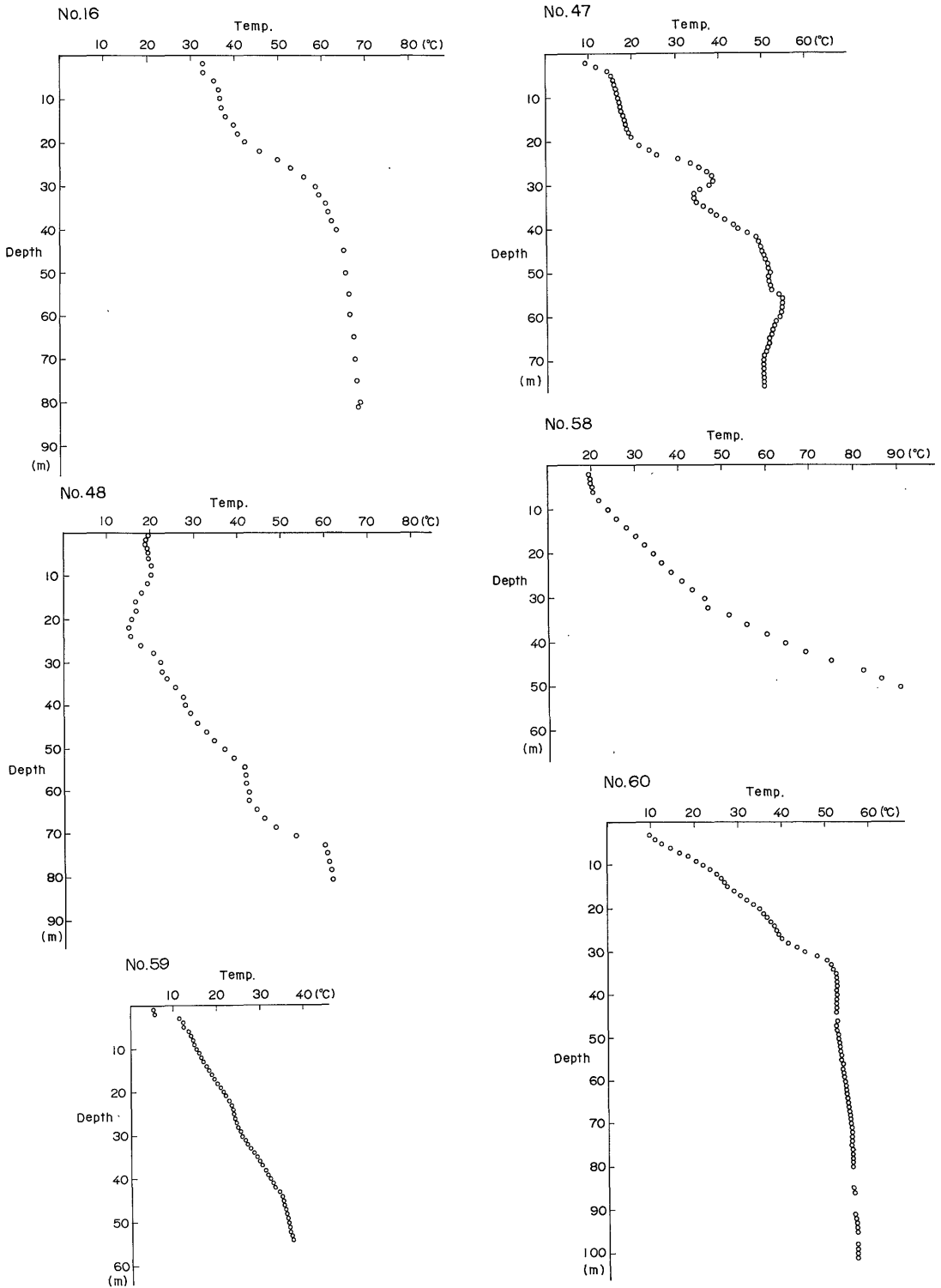
駒ヶ岳北部地域放熱量調査物理探査（浦上晃一・西田泰典）



第4図 濁川温泉における Cl⁻ 含量と湧出温度との関係（福富孝治ほかによる）



第5図 濁川温泉における湧出温度・Cl⁻ 含量の分布図（▲印は Cl⁻ 130 mg/l 以下，◎印は Cl⁻ 130~1,000 mg/l，●印は Cl⁻ 1,000 mg/l 以上，○印は未分析の温泉を表す）（浦上晃一ほかによる）



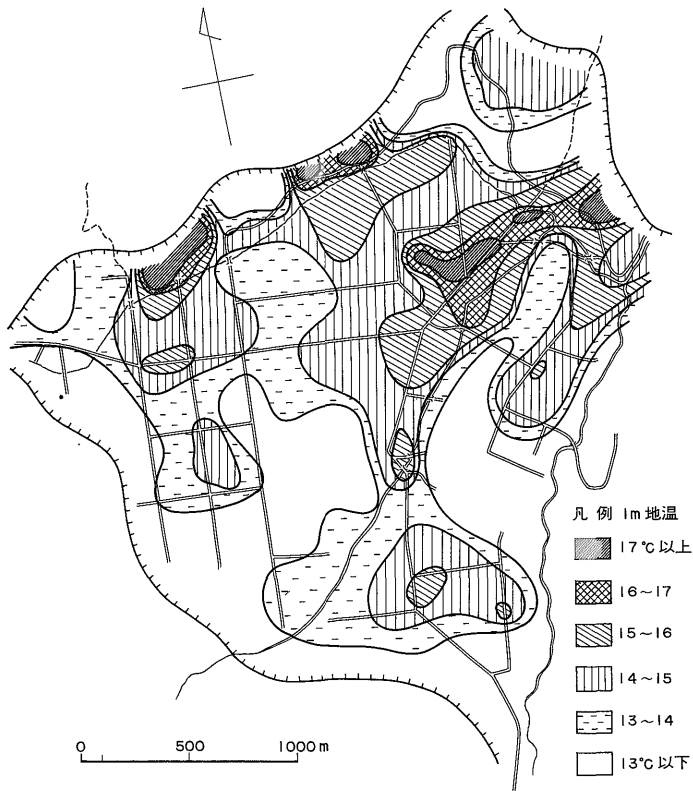
第6図 濁川温泉における鉛直地温分布 (No. 16, No. 48およびNo. 58は昭和47年7月浦上ほかによって測定され, No. 47, No. 59およびNo. 60は昭和49年4月に測定した)

との混合によって生ずる。F C系の温泉は盆地中央の地深くから上昇した $\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ を多量に含み、高温かつ優勢な F 源温泉と盆地地下水 C とが混合して生じ穿井によって得られているが、最終には D 温泉水となってカルデラ壁の東に一部天然湧出している。F 源温泉は地下深くでは 100°C 以上で水蒸気および多量の CO_2 と少量の H_2S を含むと想像されるが、上昇にともなって CO_2 、水蒸気、 H_2S 等の気相部分と液相の F 源温泉とに分離し、気相の部分は真直ぐ上昇し噴気孔をつくり、一部は水平方向に移動し盆地地下水 C に熱と CO_2 および HCO_3^- を供給し、EBC 系の温泉が形成されるとしている。

その後、盆地内において多数の泉源が掘削された結果、第5図に示される湧出温度・ Cl^- 含量の分布にみられるように、盆地西部には Cl^- 含量が 130 mg/l 以下と極めて少ない EBC 系温泉が湧出するようになった。しかもこれらの温泉は最高温度 87.8°C と非常に高温であることから、この地域にはカルデラ北壁・盆地中央部と同様地下深部から高温な源温泉が湧出していると考えられる。もしこの源温泉が EBC 系温泉と同様 CO_2 および

HCO_3^- を多量に含むが Cl^- が非常に少ない温泉であるとすれば、きわめて特異な温泉となり、このような温泉水が地下深部に存在するとは考え難く、むしろ盆地中央部と同様気相部分を伴う F 源温泉が湧出し、気相部分と盆地地下水とによって EBC 系温泉が形成されていると考えた方が自然であり、盆地西端に一部湧出している Cl^- が多い温泉水の存在も説明できる。

温泉水の流動状況を調べるために自噴が停止し長期間放置されていた泉源を利用して鉛直地温分布を測定した。第6図に測定結果を示した。このような地温分布が得られた場合、地温が深さと共に直線的に上昇している部分（たとえば No. 48の深さ24-54m）は不透水層であり、また温度変化がほとんどない部分（たとえば No. 48の0-24m, 54-62m, 73m以深）には地下水あるいは温泉水の優勢な流れがあり、地層の不均質さ・境界面の凹凸等によって上下方向の混合が促進されるため地層内の温度がほぼ一定に保たれていると解釈されている（浦上, 1971）。地温の鉛直傾斜によって地層の状態を判断すると、盆地西部（No. 58, No. 59）には表層を除き厚い不



第7図 濁川地域における1m深地温分布図

透水層が分布し、この地層は No. 48では深さ24-54mにみられるが、盆地の中央部・東部では不透層は薄く、帯水層あるいは透水性が比較的良好と思われる地層が厚く堆積している。上述のように盆地西部では高温な源温泉および気相部分が堆積層内に湧出していると考えられるが、その上部に堆積した厚い不透水層が温泉水などの上昇を妨げ、その結果この地域には地表徴候もなく、1m深地温(第7図参照)もそれほど高くなっていないものと思われる。また No. 16 および No. 60 において上昇流がある場合の典型的な地温分布が得られたこと、盆地東端に FC 系温泉が一部天然湧出することおよび盆地北東部の1m深地温がかなり高温であることから、地形の最も低い盆地北東部が温泉水の流出域にあると考えられる。

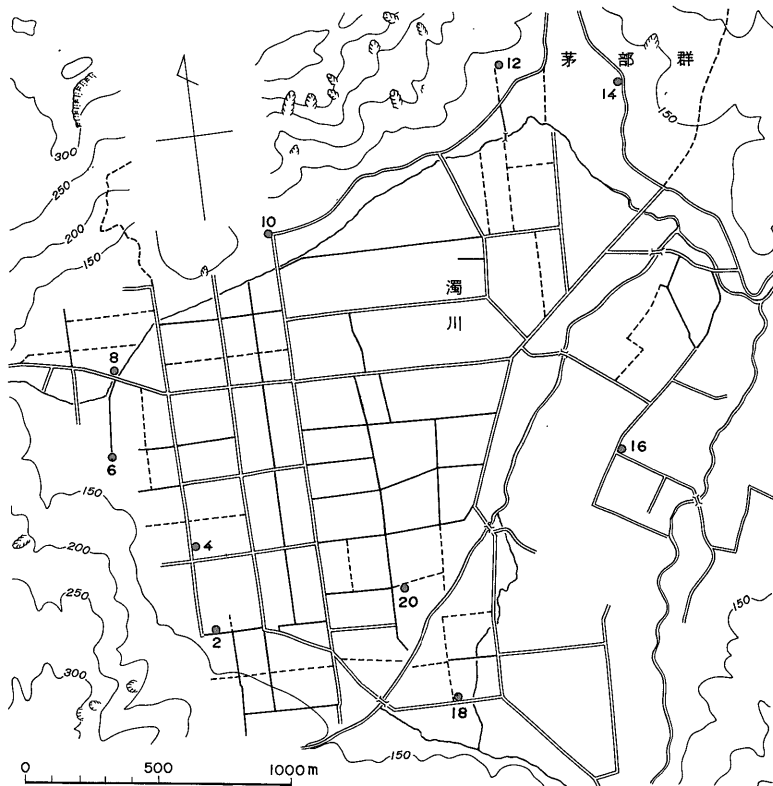
No. 16 および No. 48 において表層の地温はそれぞれ 33℃, 20℃と、同時測定された No. 58 の10℃に比べてかなり高温であり、これらの場所では温泉排水あるいは地下深部から湧出した温泉水の一部が浅所に分布していることを示している。鉛直地温分布をみる限り、表層10-20m位までは非常に透水性のよい地層が堆積しており、

表層の地温は地下水あるいは温泉水の流れに強く影響されているといえる。

4. 放熱量調査

4.1 1m 深地温

盆地内の 200地点において1m深地温を測定した。この測定と平行して1m深地温を定点観測したが、測定期間が短かく、その間の温度変化が非常に少なかったため、測定値に対する日変化・年変化等の補正は行っていない。第7図に濁川地域における1m深地温分布を示した。地温は 9.1-40.5℃の範囲の値であり、異常熱源の影響がないと思われる周辺部の48測点の平均値は12.0℃であった。高温域はカルデラ北壁・盆地中央部の AB 系および FC 系温泉の湧出域を中心に盆地のほぼ北半部に広がっている。また盆地南部には 2-3℃位高い異常域がみられるが、この地域には泉源もなく20m深地温(第8図 No. 18)が平常値を示すことから考えて、地表水などごく浅所の熱的条件の相違によるものと思われる。



第8図 20m 深地温測定位置

4.2 20 m 深地温分布

第8図に示される10地点において深さ20mのボーリングを行い、深さ1 mごとに孔内水温を測定した。掘削後16日間以上放置した後測定したので、地下水が自噴していた No. 18を除き、掘削による地温の擾乱はなくなり、測定された温度はその場所の地温に等しいと考えてよい。第9図は5 m以深の地温分布を示したものである。No. 12, No. 14では地温が深さと共に急上昇しており、下部に高温な熱源が存在することが予想される。その他の測点では、深さ10m位までは年変化が認められるものの、全体として温度変化が小さく、地温分布は明らかに浅層地下水に影響されている。

4.3 熱伝導による放熱量

調査地域をいくつかの領域に分割し、各領域の面積を S_i 、0.75 m 深地温勾配の平均値を $(\partial T/\partial z)_i$ とすると、異常熱源から熱伝導によって大気中に放出されている熱量 Q は

$$Q = \bar{K} \sum_{i=1}^n S_i \{ (\partial T/\partial z)_i - (\partial T/\partial z)_0 \}$$

によって算定できる。ここで \bar{K} は表層の熱伝導率の地域全体の平均値であり、 $(\partial T/\partial z)_0$ は異常熱源の影響がない

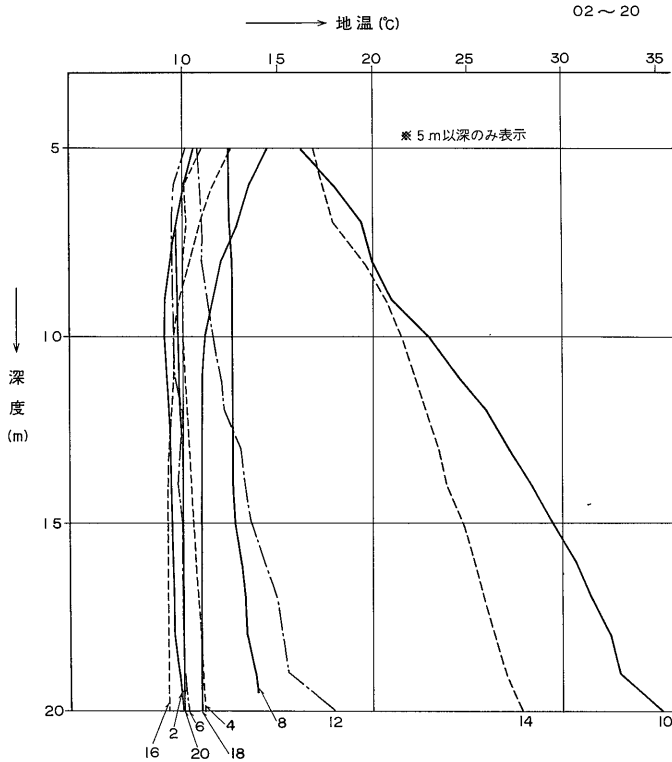
場所での 0.75 m 深地温勾配である。

濁川地域の熱伝導による放熱量を見積るために、盆地全域を覆うように 200 地点を選び、深さ 0.5 m および 1 m の地温を測定し、0.75 m 深地温勾配を求めた。第10図に 1 m 深地温と 0.5 m 深地温との温度差の分布を示した。

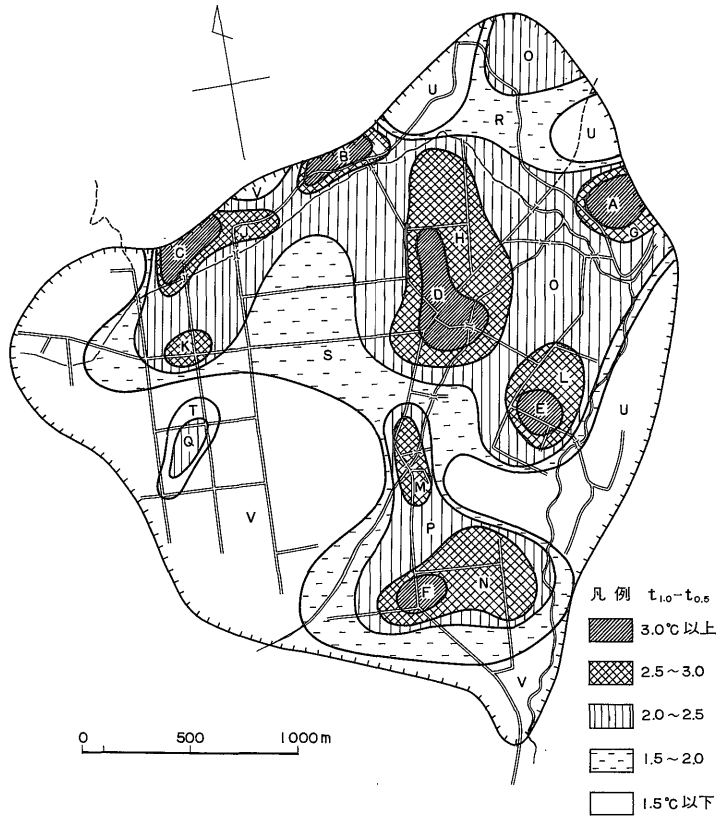
1 m 深地温の平常値は12.0°Cであるから、1 m 深地温と 0.75 m 深地温勾配との関係（第11図）を用いると、 $(\partial T/\partial z)_0 = 2.3 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{cm}$ と求まる。また40地点において probe method によって表層の熱伝導率を測定した。測定値は $0.59\text{--}2.19 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm}\cdot\text{sec}\cdot^\circ\text{C}$ であり、これを平均すると $\bar{K} = 1.51 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm}\cdot\text{sec}\cdot^\circ\text{C}$ となる。これらの数値を用い、第10図に示される各ブロックについて 0.75 m 深地温勾配の平均、面積、熱伝導による放熱量を求めると、第2表のようになる。

この結果、濁川地域における伝導による放熱量は $7.8 \times 10^7 \text{ cal}/\text{min}$ となり、福富ほかが得た $13.6 \times 10^7 \text{ cal}/\text{min}$ のおよそ³/₅にあたる。

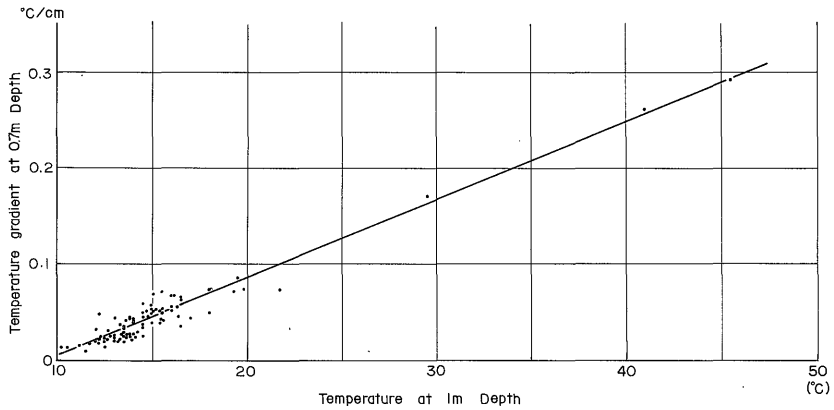
福富ほかは表層の熱伝導率として $3.24 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm}\cdot\text{sec}\cdot^\circ\text{C}$ (3 地点の平均値) とかなり大きな値を用いている。これは S. UYEDA and K. HORAI (1960) がコアサン



第9図 5 m 以深の地温分布図



第10図 1 m 深地温と 0.5 m 深地温との温度差の分布



第11図 1 m 深地温と 0.75 m 深地温勾配との関係

第2表 熱伝導による放熱量

| プロット No. | $(\frac{\partial T}{\partial z})_i - (\frac{\partial T}{\partial z})_0$ | 面積 S_i (cm ²) | 放熱量 Q_i (cal/sec) |
|-------------|---|--|--|
| A | 4.9×10^{-2} | 5.1×10^8 | 37.73×10^8 |
| B | 5.3 | 3.1 | 24.81 |
| C | 11.9 | 3.7 | 66.49 |
| D | 3.7 | 10.3 | 57.55 |
| E | 3.7 | 3.3 | 18.44 |
| F | 4.3 | 3.1 | 20.13 |
| G | 3.1 | 3.8 | 17.79 |
| H | 2.7 | 30.8 | 125.57 |
| I | 2.7 | 3.1 | 12.64 |
| J | 3.5 | 5.6 | 29.60 |
| K | 2.9 | 2.8 | 12.26 |
| L | 2.9 | 9.1 | 39.85 |
| M | 2.7 | 5.0 | 20.39 |
| N | 2.7 | 18.9 | 77.06 |
| O | 2.1 | 141.7 | 449.33 |
| P | 1.7 | 23.3 | 59.81 |
| Q | 2.3 | 2.6 | 9.03 |
| R | 1.7 | 19.3 | 49.54 |
| S | 1.1 | 98.2 | 163.11 |
| T | 1.3 | 5.2 | 10.21 |
| U | -0.1 | 64.8 | -9.78 |
| V | 0.1 | 156.0 | 23.56 |
| 合計 | | 618.8×10^8 cm ² | $1,315.12$ $\times 10^8$ cal/sec |

測定面積=6.2km²
放熱量=7.89×10⁷cal/min

プルを用い測定した水で飽和されたときの堆積層の熱伝導率2.67-4.49 (平均3.25) × 10⁻³ cal/cm・sec・°Cと同等度であり、水で飽和されたときの熱伝導率に相当すると推察される。土壌の熱伝導率は水分量が増加するにつれて大きくなり飽和状態に達したとき最大となることを考えると、福富ほかが用いた値は地域全体の平均値としては大きすぎるように思われ、伝導による放熱量を過大に見積っていると思われる。

4.4 温泉湧出にともなう放熱量

第3図に示される各泉源について湧出温度・湧出量を測定した。測定は昭和48年10月および昭和49年12月の2回行われた。測定結果および基準地下水温を10°Cとして求めた放熱量を第3表に載せた。温泉湧出にともなう放熱量は、昭和48年10月には9.2 × 10⁷ cal/minであったが、その後多数の泉源が掘削され湧出量が増加したが、昭和49年12月には13.6 × 10⁷ cal/minと急増した。

第3表 温泉湧出にともなう放熱量

| | 昭和48年10月 | | | 昭和49年12月 | | |
|----|--------------|----------------|-----------------|--------------|----------------|-----------------|
| | 湧出温度 (°C) | 湧出量 (l/min) | 熱量 (cal/min) | 湧出温度 (°C) | 湧出量 (l/min) | 熱量 (cal/min) |
| 1 | 28.8 | 106.3 | 3,061 | | | |
| 2 | 40.0 | 21.2 | 848 | 53.0 | 38.0 | 1,634 |
| 3 | 48.0 | 16.8 | 806 | 42.5 | 4.8 | 156 |
| 4 | 69.0 | 13.1 | 904 | 67.3 | 6.9 | 395 |
| 5 | 75.5 | 40.0 | 3,020 | 75.8 | 34.7 | 2,283 |
| 6 | 66.0 | 5.0 | 330 | 65.0 | 27.6 | 1,518 |
| 7 | 89.5 | 4.8 | 430 | 84.6 | 1.9 | 142 |
| 8 | 63.0 | 32.9 | 2,073 | 65.5 | 22.8 | 1,265 |
| 9 | 67.3 | 5.0 | 337 | 63.5 | 7.7 | 412 |
| 10 | 43.1 | 66.0 | 2,045 | | | |
| 11 | 51.0 | 82.7 | 4,218 | 51.0 | 126.3 | 5,178 |
| 12 | 59.1 | 4.1 | 242 | 56.0 | 19.0 | 874 |
| 13 | 49.0 | 14.1 | 691 | 50.5 | 1.3 | 53 |
| 14 | 50.8 | 6.6 | 335 | 44.9 | 38.8 | 1,383 |
| 15 | 37.8 | 34.8 | 1,315 | 34.5 | 28.0 | 686 |
| 16 | 57.0 | 118.7 | 6,766 | 56.8 | 128.6 | 6,019 |
| 17 | 51.8 | 23.4 | 1,212 | 51.5 | 33.1 | 1,374 |
| 18 | 47.0 | 21.7 | 1,020 | 47.0 | 17.6 | 651 |
| 19 | 69.4 | 57.3 | 3,977 | 70.5 | 58.6 | 3,545 |
| 20 | 47.5 | 156.3 | 7,424 | 46.9 | 156.5 | 5,775 |
| 21 | 52.0 | 35.4 | 1,840 | | | |
| 22 | 60.5 | 6.3 | 381 | 58.2 | 6.3 | 304 |
| 23 | 64.0 | 63.4 | 4,058 | 63.0 | 49.0 | 2,597 |
| 24 | 52.3 | 68.5 | 3,583 | 51.5 | 70.1 | 2,909 |
| 25 | 42.5 | 0.9 | 38 | 54.4 | 5.2 | 231 |
| 26 | 40.0 | 13.0 | 520 | 44.5 | 44.4 | 1,532 |
| 27 | 55.0 | 48.3 | 2,657 | 39.5 | 9.2 | 271 |
| 28 | 42.0 | 11.7 | 491 | 53.5 | 65.9 | 2,867 |
| 29 | 84.2 | 37.0 | 3,115 | 82.3 | 21.9 | 1,583 |
| 30 | 66.0 | 34.9 | 2,303 | | | |
| 31 | 54.0 | 41.5 | 2,241 | 43.5 | 46.9 | 1,571 |
| 32 | 76.1 | 157.2 | 11,963 | 74.5 | 151.6 | 9,778 |
| 33 | 50.0 | 74.4 | 3,720 | 49.3 | 33.4 | 1,313 |
| 34 | 46.5 | 33.9 | 1,576 | | | |
| 35 | 52.3 | 48.1 | 2,516 | | | |
| 36 | 46.2 | 37.9 | 1,751 | 48.0 | 56.0 | 2,128 |
| 37 | 51.0 | 9.2 | 469 | 50.7 | 9.4 | 383 |
| 38 | 63.0 | 23.4 | 1,474 | | | |
| 39 | 56.0 | 33.8 | 1,893 | | | |
| 40 | 69.6 | 4.7 | 327 | 66.8 | 3.0 | 170 |
| 41 | 75.5 | 56.9 | 4,296 | 70.1 | 55.4 | 3,330 |
| 42 | 57.3 | 60.0 | 3,438 | 55.0 | 14.5 | 652 |
| 43 | 62.0 | 7.6 | 471 | 59.0 | 11.6 | 568 |
| 44 | | | | | 19.1 | |
| 45 | | | | 44.5 | 10.4 | 359 |
| 46 | | | | 44.7 | 13.4 | 470 |
| 47 | | | | 46.0 | 135.0 | 4,860 |
| 48 | | | | 31.5 | 81.8 | 1,759 |
| 49 | | | | 62.0 | 29.9 | 1,555 |
| 50 | | | | 68.8 | 34.2 | 2,011 |
| 51 | | | | 58.5 | 8.4 | 407 |
| 52 | | | | 43.0 | 35.1 | 1,158 |
| 53 | | | | 58.0 | 112.0 | 5,376 |
| 54 | | | | 77.4 | 576.6 | 38,863 |
| 55 | | | | 72.0 | 46.8 | 2,902 |
| 56 | | | | 65.0 | 118.5 | 6,518 |
| 57 | | | | 36.2 | 144.0 | 3,773 |
| 合計 | | 1,738.8 | 91,877 | | 2,771.2 | 135,541 |

(放熱量は基準地下水温を10°Cとして算定した。調査時において湧出量0 l/minの泉源は空欄とした)

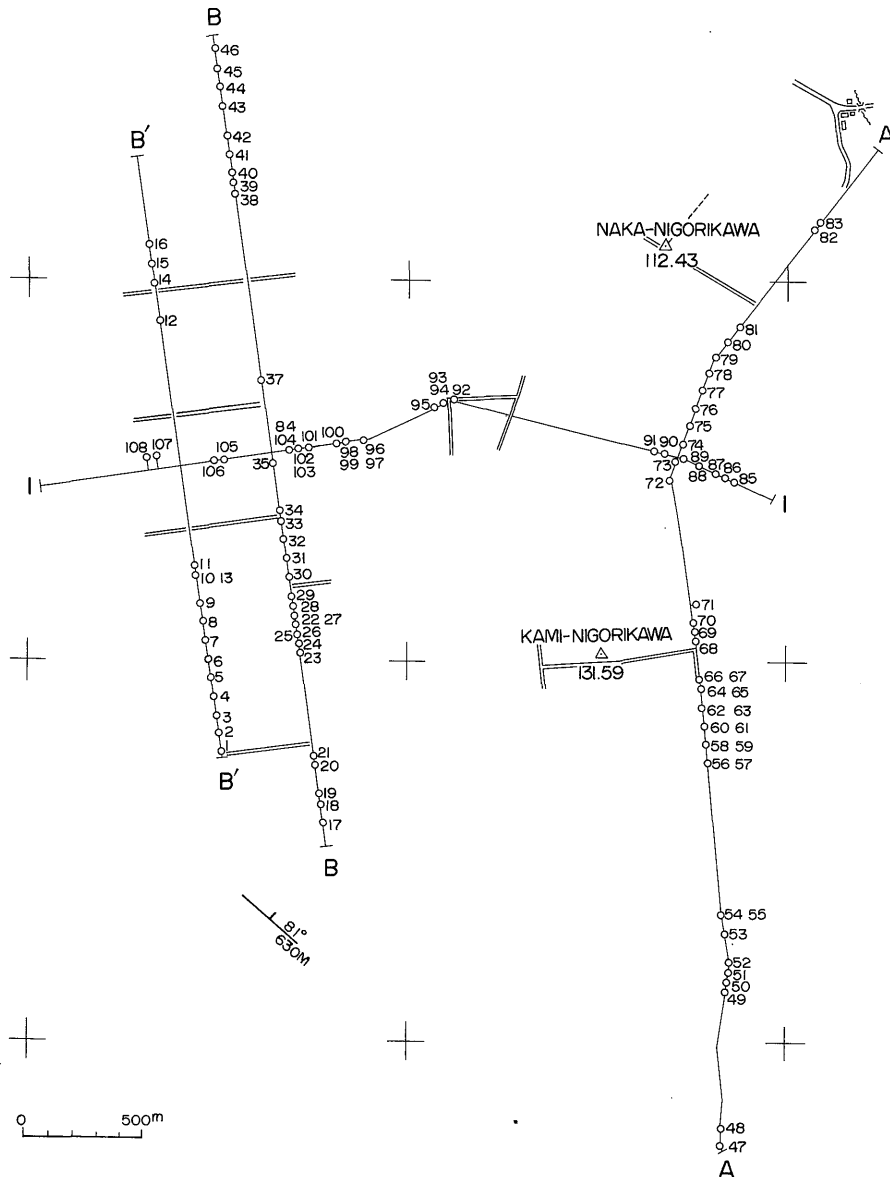
4.5 濁川地域の放熱量

盆地の数箇所に噴気孔があるが、いずれも噴気量が少なく、噴気による放熱量は無視できる。したがって濁川地域の放熱量は伝導によるもの、温泉によるものの和となり、昭和48年10月には 17.0×10^7 cal/minである。もし熱伝導による放熱量に変化がないとすれば、昭和49年12月では 21.4×10^7 cal/minとなり、T. FUKUTOMI (1961) の定義にしたがえば熱階級IVに相当する。濁川温泉は、福富ほかの調査結果から、全放熱量中熱伝導による放熱

量の占める割合が74%ときわめて大きく、全国の温泉地のなかでも特異な地域と考えられていた。しかし、今回の調査では熱伝導による放熱量が減少し、温泉湧出にもなる放熱量が増加したため、その割合は46% (昭和48年)、36% (昭和49年) とかなり小さくなった。

4.6 上の湯温泉・下の湯温泉の放熱量

上の湯温泉および下の湯温泉はいずれも落部川沿いの段丘上に湧出する。小山内照ほか (1974) の調査によれば、上の湯温泉は深度28-84.5mのボーリングによる泉



第12図 弾性波探査測線位置図

源から温度74.0-86.4℃の温泉水 80 l/min を得ており、下の湯温泉は温度31.0-34.0℃の微温泉である。基準地下水温を10℃として、上の湯温泉および下の湯温泉の温泉湧出にともなう放熱量を求めると、それぞれ 5.4×10^6 cal/min, 2.1×10^6 cal/min となる。

5. 弾性波探査

濁川盆地の地下構造を推定するため、第12図に示される4測線について反射法による地震探査を実施した。測定方法は受震点間隔25m、爆破点間隔50mの6重合の共通反射点水平重合法を原則としたが、泉源および民家などの障害物がある場所では不規則な展開方法を採用した。得られた記録を demultiplex, static correction, NMO correction (動補正), deconvolution, filtering の順に処理し, multiplex を行った後連続記録断面図を作成した。この地域近傍には地震探査および試掘井の資料がなく使用すべき速度仮定がなかったため、動補正に使用した速度関数から種々の速度解析を行った結果得られた各測線の速度仮定を平均し

$$v(z) = 1940 + 0.57z \text{ (m/sec)}$$

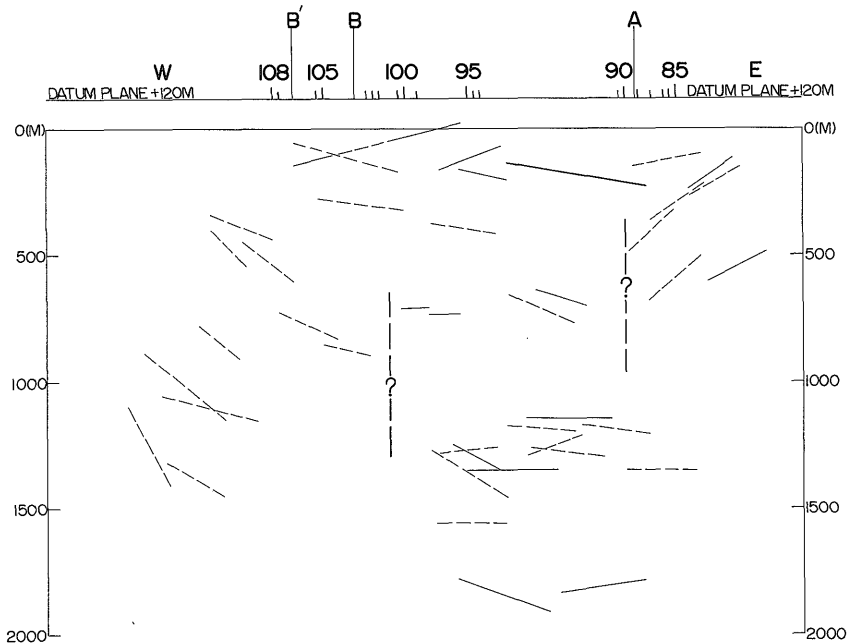
を用い深度断面図を作成した。

第13-15図に各測線の深度断面図を示した。記録の質はA測線の比較的良い部分を除き地下構造が推定できる

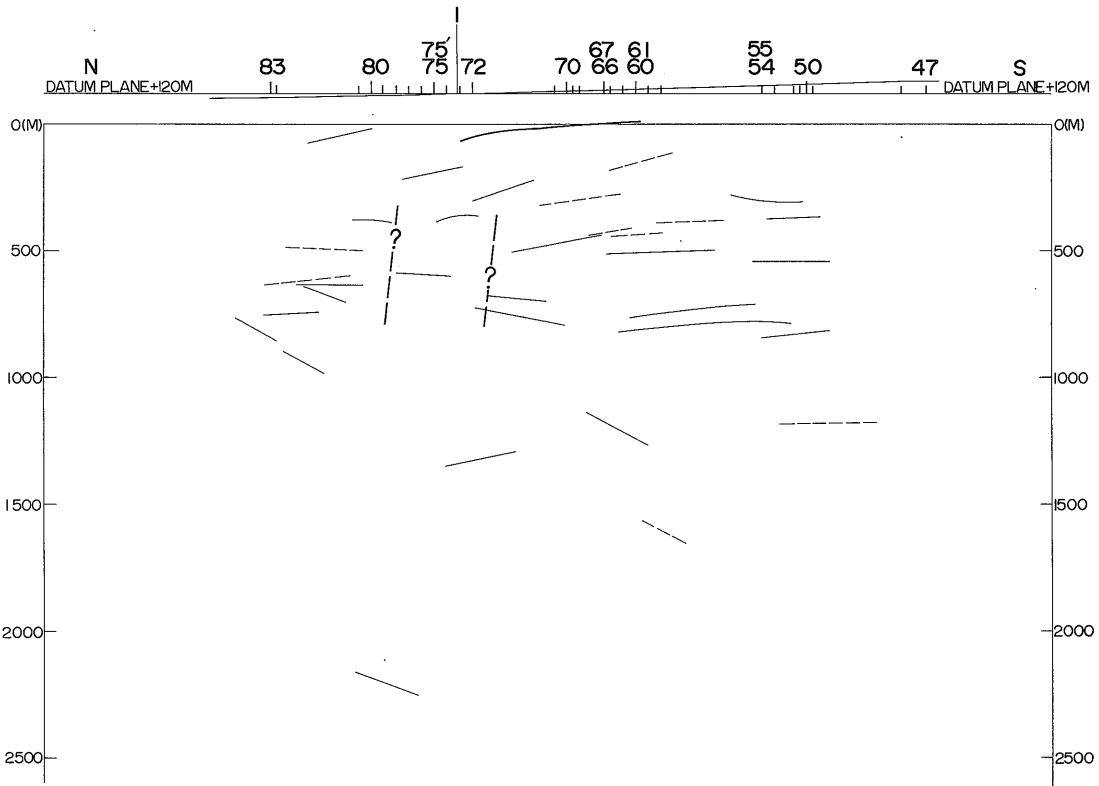
程度であり、信頼度がかなり低い line up もプロットしてある。反射面の乱れおよび傾斜の変化を理由に不連続帯を推定した。

1 測線において、両端部にみられる傾斜の急な反射面はカルデラ壁を反映するものと考えられる。また中央部ではほとんど傾斜のない反射面が得られており、この結果をみる限り、濁川盆地の底はおそらく S.P. 95付近に存在するものと思われる。南北の測線（A測線, B測線, B'測線）では、盆地南半部に傾斜の緩い反射面がみられ、地下構造の大勢は水平ないしごく緩い北傾斜と推定されるが、北部は反射面が断片的であること、傾斜にばらつきが多いこと等から不連続帯を含む複雑な構造がうかがえる。

平地部に分布する泉源の多くは深さ100m近く最高180m位まで掘削されているが、いずれも基盤に達していない。このことから盆地は厚い堆積物で覆われていると推察されるが、いま最も浅い反射面を連ねた面が基盤の上面と考えると、その深さは盆地南西部 S.P. 5 および20付近では 200m前後であり、北方に向かってやや深くなり S.P. 12 および37付近では300m程度となっている。また1 測線において得られた結果をみると、盆地中央 S.P. 95付近はおよそ150m位と浅く、その両側では西側200m, 東側300m位と深くなっている。この中央部の基



第13図 深度断面図 (I 測線)



第14図 深度断面図 (A測線)

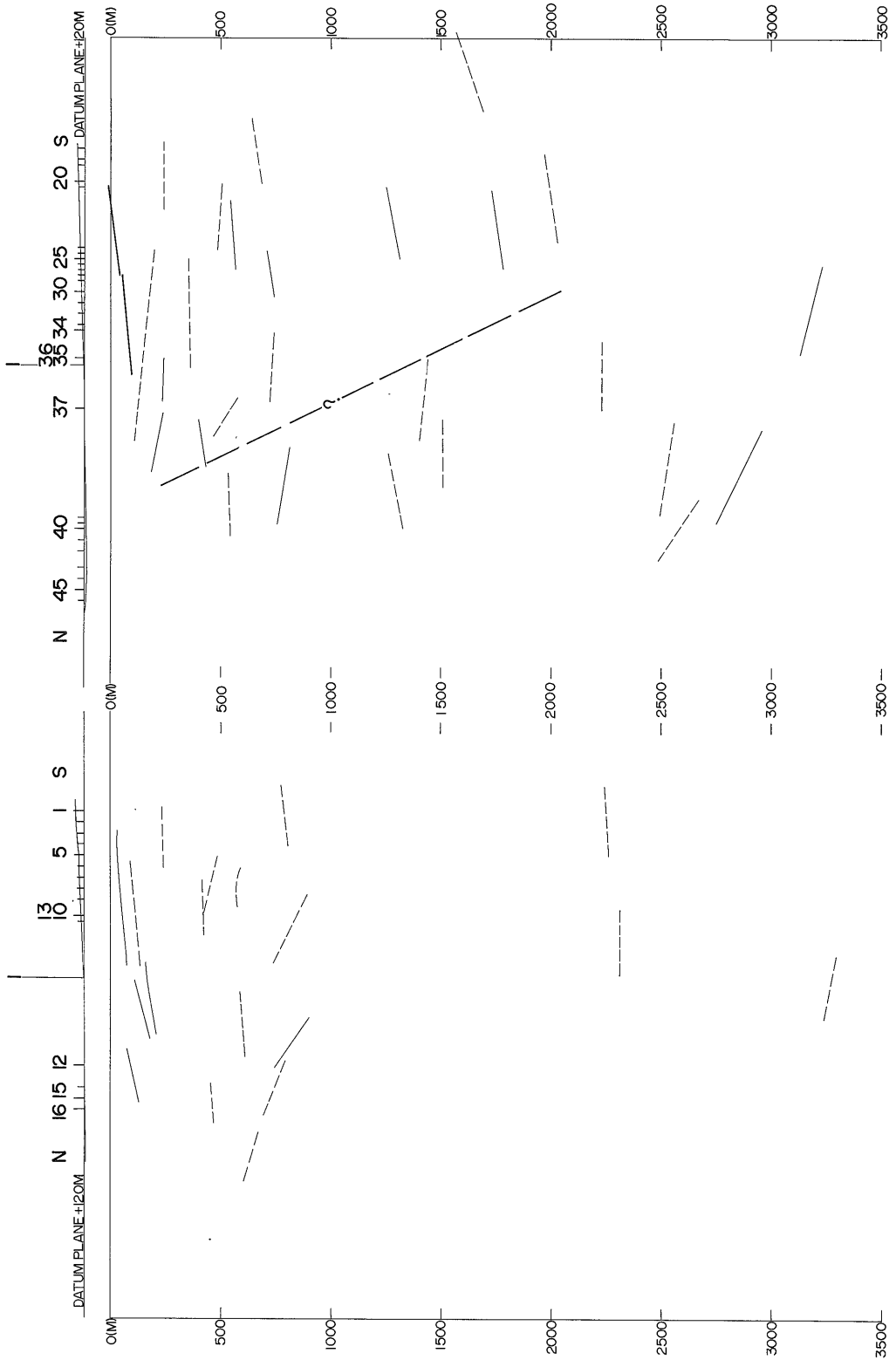
盤の持ち上がりは、後述するような重力・地磁気の異常をもたらす火成岩の貫入によるものと思われる。

6. 磁気探査

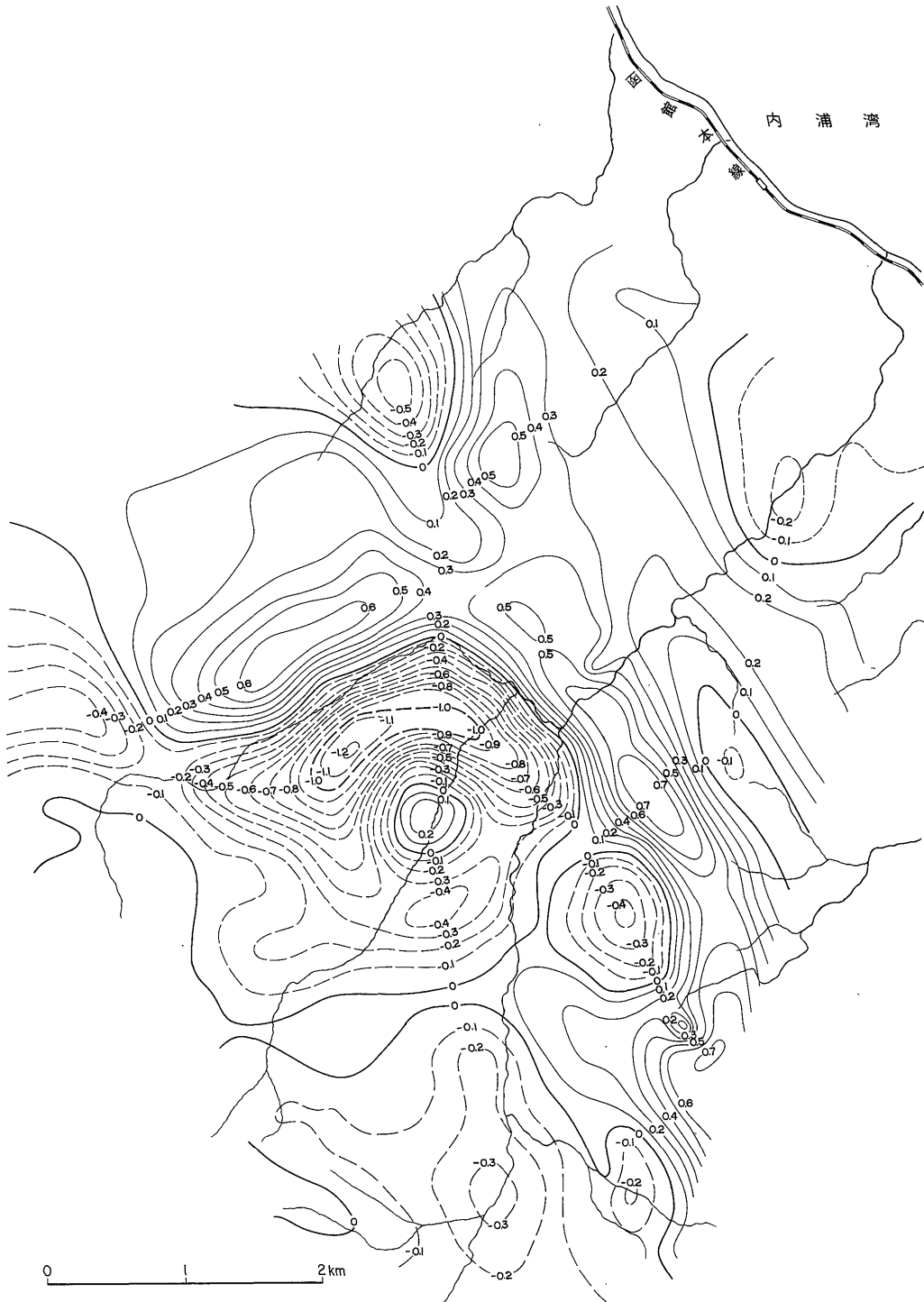
濁川盆地を中心とした重力測定が先に述べたように日本重化学工業株式会社により行われている。波長 1,200 m前後の構造を最もよく反映するように、ブーゲー異常を移動平均法によってフィルター処理した結果が第16図である。盆地北部に最大 -1.2 mgal の低異常が、そして中央部に $+0.2 \text{ mgal}$ 程度の高異常が同心円状に認められる。この高異常の実体を知る目的で1974年6月9日、携帯用プロトン磁力計を用いた全磁力測定を行った。磁力計の測定精度は $\pm 0.1 \gamma$ である。測定範囲は盆地内に限られている。測点および測定結果を第17図に示す。1,000 γ にもおぼろ磁気異常が検出されているため、日変化等の補正は加えず、なまの値を示している。測定結果をみると、全般的に盆地周辺部に向かって若干高い値を示す傾向があるが、中央部にはほぼ現在の地球磁場と平行に帯磁した双極子の存在を思わせる典型的な形をし

た異常が顕著に認められる。その位置は前述の高重力異常の中心の位置と一致しており、両異常の原因が同一物体よりもたらされていることは明らかであろう。盆地内の表層 200-300mは現河床堆積物および湖底堆積物のような礫・砂・粘土で構成されており、帯磁はほとんど持っていない。したがってその下部を占める層の上面の凹凸が、磁気異常の原因としてまず考えられるであろう。小山内熙¹⁾によると、表層の堆積物の下部には硬質頁岩からなる桂川層が厚く堆積していると推定される。盆地の周辺部には第3図 KO-1の位置にボーリングがなされており、コアサンプルが得られている。そのサンプルを用いた帯磁測定の結果、桂川層の帯磁率は 10^{-5} - 10^{-4} emu/cc と弱い値を示している。したがって桂川層上面の凹凸では、1,000 γ にもおよぶ地表磁気異常を説明することは困難である。そこで原因を、より強い帯磁を持つと思われる火成岩類に求めざるを得なくなる。濁川地方には種々の安山岩質熔岩が豊富に分布しているが、コアサンプル中の安山岩に関していえば帯磁の強さは 10^{-4} emu

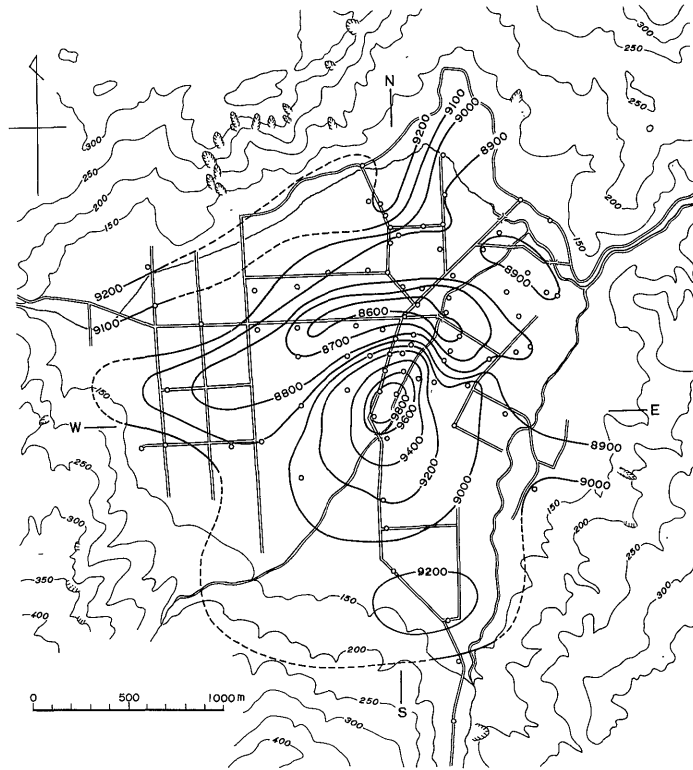
1) 私信



第15図 深度断面図 (BおよびB' 測線)



第16図 余剰重力図 (日本重化学工業株式会社による)



第17図 地磁気測定結果

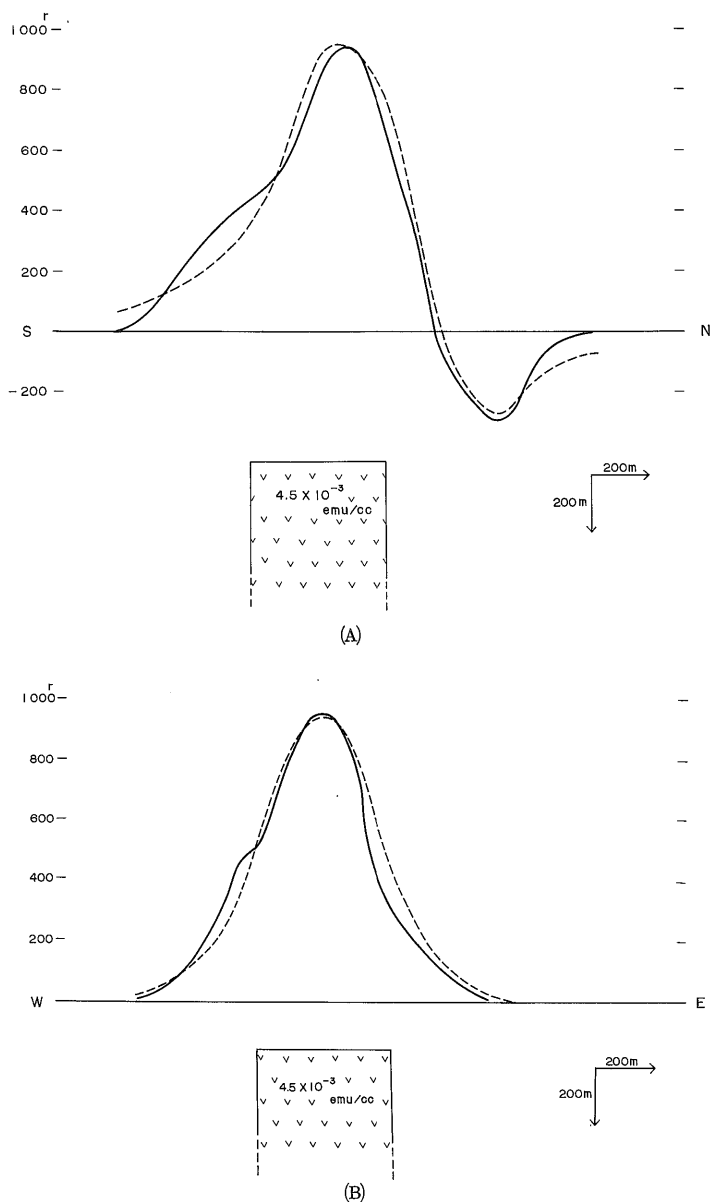
/cc のオーダーから最大 5×10^{-3} emu/cc までの間に分布している。このばらつきは主として変質の程度に依存している。

前述のように地震探査の結果から、盆地中央部ではその周辺より基盤が浅く、堆積層の厚さはおよそ 150m 位と推定された。浦上ほかは盆地内の42地点において比抵抗法による電気探査を実施しているが、その結果、異常地城下 100数10m 以深に他の場所ではみられない 1,000 Ω -m を超す高比抵抗値を示す地層が存在すると推定している。一般に火成岩は堆積岩と比べ高い比抵抗値を示すことから、著者は磁気異常地域直下に火成岩体の存在を考え、その帯磁で磁気異常を解釈することにした。その際、火成岩体を垂直な半無限円柱で近似することにする。地震探査および電気探査の結果を根拠として、円柱の上面を地表下150m とする。半径を225m とし、現在の地球磁場の方向に 4.5×10^{-3} emu/cc の強さで帯磁していると仮定して地表で得られるべき磁場の強さを N-S, E-W 測線について計算した結果が第18図破線である。実線は 48,900 γ をこの領域の基準値と考え、実測値との差

をとったものであるが、計算値はこの実線をよく近似しているといえよう。

ところでこのような火成岩体の存在を仮定した場合、重力測定の結果をも調和的に説明できるかどうか問題である。第19図の実線は N-S, E-W 測線での異常地域付近の重力異常値を示している。盆地中央付近で、N-S 断面については、北側の低重力域の桂川層の上面を地表下350m, 上記安山岩円柱を境として南側のそれを 250 m, また E-W 断面については桂川層の上面を250m とする構造を考える。ボーリングコアの測定結果から、各層の密度は表層で 1.8 g/cc, 桂川層は 2.5 g/cc として安山岩は 2.5 g/cc という平均値が得られている。盆地壁等の影響を無視して上記のごとき簡単な構造をもとにして計算した重力異常値が破線で示されるが、観測値を比較的良好に表現していると思われる。したがって、第20図に概念的に示される構造で盆地中央部の重力および地磁気の異常を調和させることができる。

濁川盆地が佐藤 (1968) の主張するように第四紀の時代に出来たカルデラだとすると、推定した火成岩体は中



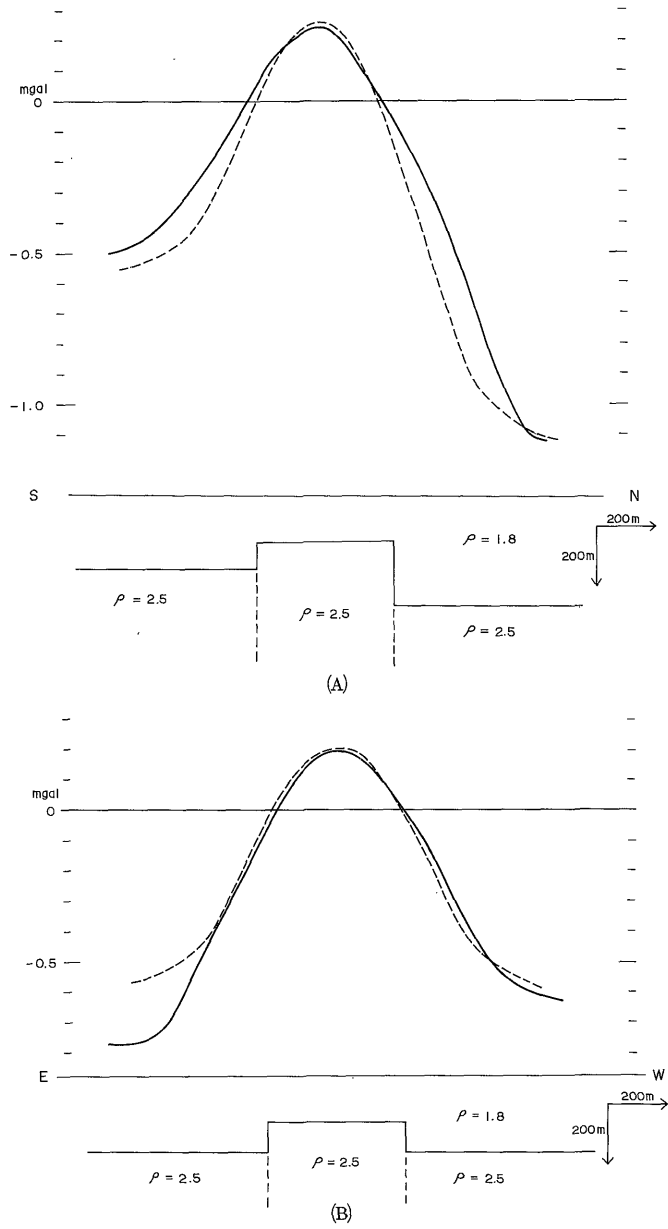
第18図 磁気異常図 (実線は観測値から48900ガンマを差し引いたもの、破線はモデル計算から得られた異常値、(A)はN-S断面、(B)はE-W断面をあらわす)

央火口丘である可能性が強いが、盆地周辺の所々にみられる新第三紀の貫入岩体の一つである可能性もある。

7. 結 語

以上濁川温泉の湧出機構・放熱量・地下構造等について述べたが、その結果を総括すると次のとおりである。

(1) カルデラ北壁・盆地中央部・盆地西部には基盤の割れ目に導びかれ地下深くから高温な温泉が湧出している。カルデラ北壁には地表付近に達する割れ目があり、盆地中央部は比較的透水性のよい地層が堆積しているために、地下浅所まで温泉水が上昇していると推定される。しかし盆地西部では厚い不透水層によって温泉水の



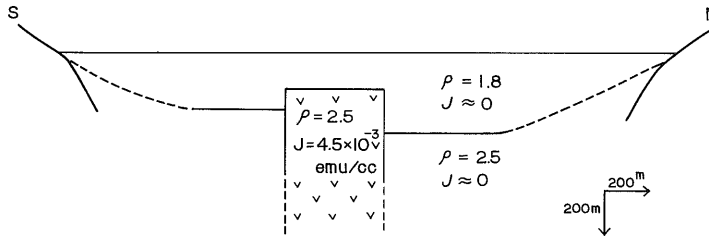
第19図 重力異常図 (実線はブーゲー異常から regional な値を差し引いたもの、破線はモデル計算から得られた異常値、(A)は N-S 断面、(B)は E-W 断面をあらわす)

上昇が妨げられている。

(2) 濁川盆地における熱伝導による放熱量は 7.8×10^{-7} cal/min であり、温泉湧出にともなう放熱量は昭和48年10月 9.2×10^7 cal/min、昭和49年12月には揚湯量が急増したため 13.6×10^7 cal/min となった。総放熱量は

21.4×10^7 cal/min であり、これは熱階級 IV に相当する。

(3) 盆地中央部にみられる重力および地磁気の異常は半径225m上端の深度150mの円柱状の火成岩の貫入を考えた第20図に示されるモデルによって説明できる。



第20図 N-S断面についての盆地の推定断面図

文 献

- 土居繁雄(1960) 森町の地質. 森町.
- FUKUTOMI, T. (1961) Rate of Discharge of Heat Energy from the Principal Hot Spring Localities in Hokkaido, Japan. *Jour. Faculty Science, Hokkaido University, S. VII*, vol. 1, no. 5.
- 福富孝治ほか(1963) 北海道濁川温泉の調査. 北海道大学地球物理学研究報告, no.10.
- 石田正夫(1967) 北海道濁川盆地付近の地質について. 地質調査所月報, vol. 18, p.281-288.
- 松下勝秀・鈴木 守・高橋功二(1973) 5万分の1地質図幅説明書「濁川」. 北海道地下資源調査所.
- 小山内 照ほか(1973) 八雲町の地質. 八雲町.
- 佐藤博之(1968) 西南北海道濁川カルデラとその噴出物について (要旨). 地学雑誌, vol. 74, no. 2.
- 瀬川秀良(1974) 日本地形誌, 北海道地方. 朝倉書店.
- 浦上晃一(1971) 層状泉における熱の移動. 北海道大学地球物理学研究報告, vol. 25.
- ほか(1973) 濁川温泉の調査. 未発表.
- UYEDA, S. and HŌRAI, K. (1960) Studies of the Thermal State of the Earth. The Sixth Paper: Terrestrial Heat Flow at Innai Oil Field, Akita Prefecture and at Three Localities in Kanto-District, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 38.
- 太秦康光・那須義和・瀬尾淑子(1959) 温泉の化学的研究 (第44報). 北海道西南の温泉 (その3) 濁川温泉. 日本化学雑誌, vol. 80, no. 8.

(受付: 1976年3月12日; 受理: 1976年10月1日)