

群馬県殺生河原南側斜面における放熱量と地質との関連

長谷 紘 和*

Surface Heat Discharge at Southern Slope of Sessho-gawara and
Geologic Interrelation

By

Hirokazu HASE

Abstract

Measurements of surface heat discharge at the southern slope of Sessho-gawara geothermal area of Kusatsu-Shirane Volcano were done, utilizing individual heavy snowfalls as calorimeters during Nov. 30 to Dec. 2, 1970. Geothermal phenomena at the area are characterized by fumarolic gas effluence with boiling temperature at the altitude (1,550 m) and warm ground, but the area has no hot springs or surface water.

The results of measurements are shown as a heat discharge map, which has two isohat-discharge contour lines of 800 and 1,320 $\mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ in terms of heat flow unit (HFU), respectively. Two other qualitative sub-contour lines are added on the map.

According to the map, it is realized that the sites showing strong heat discharge line up along narrow zones with ENE-W SW direction, and thus heat discharge at the area was concluded to be mainly done along fracture system.

The Kusatsu Fault, which starts at 300 m south of the area and stretches eastward, yields many hot springs at about 2.5 km east of the area. Fracture system and geothermal phenomena at the Sessho-gawara may have a strong interrelation with the fault and hot springs.

1. ま え が き

地熱地帯における地表からの自然放熱量を定量的に把握することは、その地域の地質に支配される熱源の諸性質、および熱水機構を明らかにする上に重要な役割を果たすと同時に、地熱エネルギーを評価するにあたっての基礎資料となる。

これまで地熱地域からの放熱量を系統的にとらえて研究を行なった例としては、わが国では箱根大涌谷、早雲山地域がある(湯原ほか, 1969; 関岡・湯原, 1970)。しかし地質学的観点からも非常に重要な意味を持つ放熱量の把握がこれまであまりなされていない理由は、地熱地帯から種々の運搬機構によって放出される熱流量を測定することが困難であることによる。とくに湿潤な表層土

を伝播して空中に放出される地熱エネルギーを定量的にとらえることは困難であり、実際には積雪を熱量計として利用することなどが行なわれているにすぎない(WHITE, 1969)。

積雪という自然条件を利用する場合、もっとも大きな欠点は、降雪のない地域では適用できないことと、測定の時期が一年のうちで極端に限定されることである。

こうした測定上の問題を解決しうる一つの手段として、空中からの赤外線映像による方法があげられる。わが国では地学目的のために赤外線映像法が実用化されるには至っていないが、その有効性から考えて実用化されるのも間もないことであろうと推測される。その段階でもっとも必要なことは、得られた資料をわれわれの目的のためにいかに有効に利用しうるか、という点である。

とくに地熱問題に関しては、現在赤外線映像から地熱エ

* 応用地質部

エネルギーを定量的に測定する研究が進められている(MILLER, 1968; HASE, 1970)。この研究の推進のためには既知の放熱量を持つ野外の実験地が必要である。実験地として草津白根火山の殺生河原を選び、1970年11月末から12月初めにかけて、新雪を利用して等放熱量図を作成した。

ここではその結果について報告し、あわせて殺生河原の地下浅所における地熱機構と地質との関連について論及するだけにとどめ、赤外放射と放熱量との関係についての議論は行なわない。

殺生河原における放熱量測定にあたり、群馬県企業局、とくに同局の倉沢辰巳技師には現地において種々有益なご援助、ご助言を受けた。さらに同局の牛込正治・萩原通宏の両技師には地形測量をはじめ、種々の作業についてご協力を得た。これらの諸氏に対し厚く感謝の意を表する。

なお、この研究中、現地における温度測定および放熱量測定の一部は松野久也技官、地形測量は西村嘉四郎技官によって行なわれた。

2. 殺生河原地熱地帯

殺生河原地熱地帯は草津白根火山の東斜面、標高およそ1,550mに位置し、長径約500m、短径約150mの拡がりを持つ硫黄変質帯である。変質帯の中央部、長さ約300m、幅最大60mの間には多数の噴気がみられる。この地熱地帯には地表水がなく、地熱異常は「からぶき」、

あるいは高地温異常を示している。

地熱地帯は殺生熔岩上その縁辺部に拡がり、熔岩流の縁に沿って高さ15~20mの狭長な突起を形成する部分に存在する。この突起部は、さらに細かく見ると2~3段の階段状地形を示している。

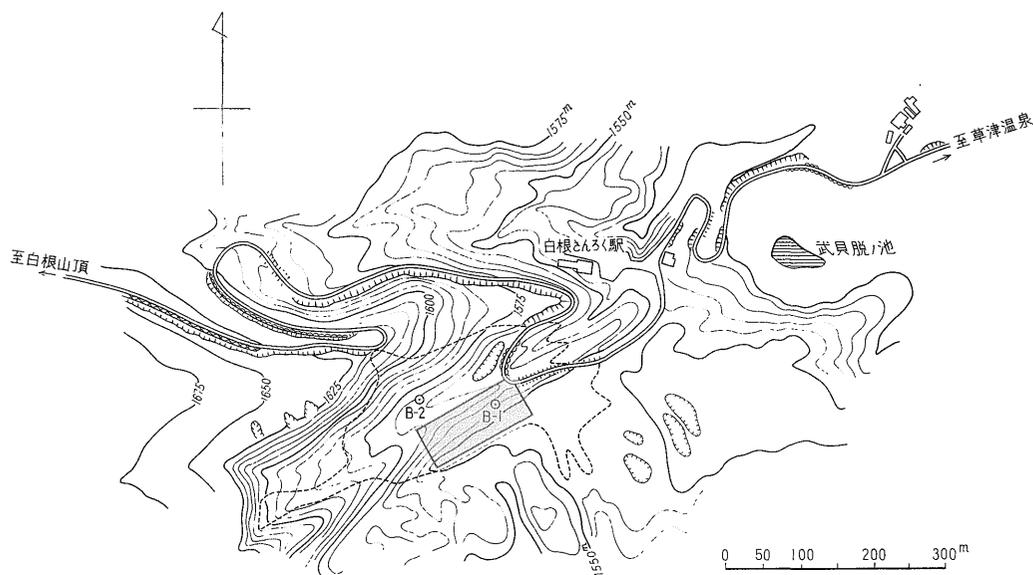
今回積雪による放熱量の測定を行なったのは、東北東-西南西方向にのびる熔岩の縁に当たる突起部の南側斜面で、長さ120m、幅およそ50mの範囲内である(第1図)。

地表は全く植生を欠き、著しく変質した殺生熔岩および同火山砕屑岩からなる。これらの変質した地表露上にあまり変質を受けない火山放出物が部分的にのり、複雑な微地形を示す。

また変質帯の地表は熔岩の部分とこれを覆う岩屑の部分とに区別され、前者はかなり硬く緻密であるのに対し、後者は軟らかく比較的容易に掘さくすることができる。しかしいずれの場合でも変質の著しいところでは、地表は噴気に伴って晶出した硫黄によってコーティングされ、固結している。

殺生河原地熱地帯については、これまでに岩崎重三(岩崎, 1897)、大橋良一(大橋, 1914)などによって早くから注目され、研究されてきた。岩崎の記載によれば、殺生河原には直径10mほどの円形の池が存在したというが、現在では全く痕跡をとどめない。

最近では、1954年に東京電力株式会社と中部電力株式会社との共同による、地熱発電を目的とした調査研究が



第1図 殺生河原硫黄変質帯(点線で囲まれた区域)と放熱量測定区域(長方形で囲まれた範囲)
B-1, B-2はそれぞれ試錐孔位置を示す

行なわれ、その結果は翌1955年に発表された。またこれと平行して、安藤武による、主として内部変質帯に関する研究が行なわれた (安藤, 1957)。

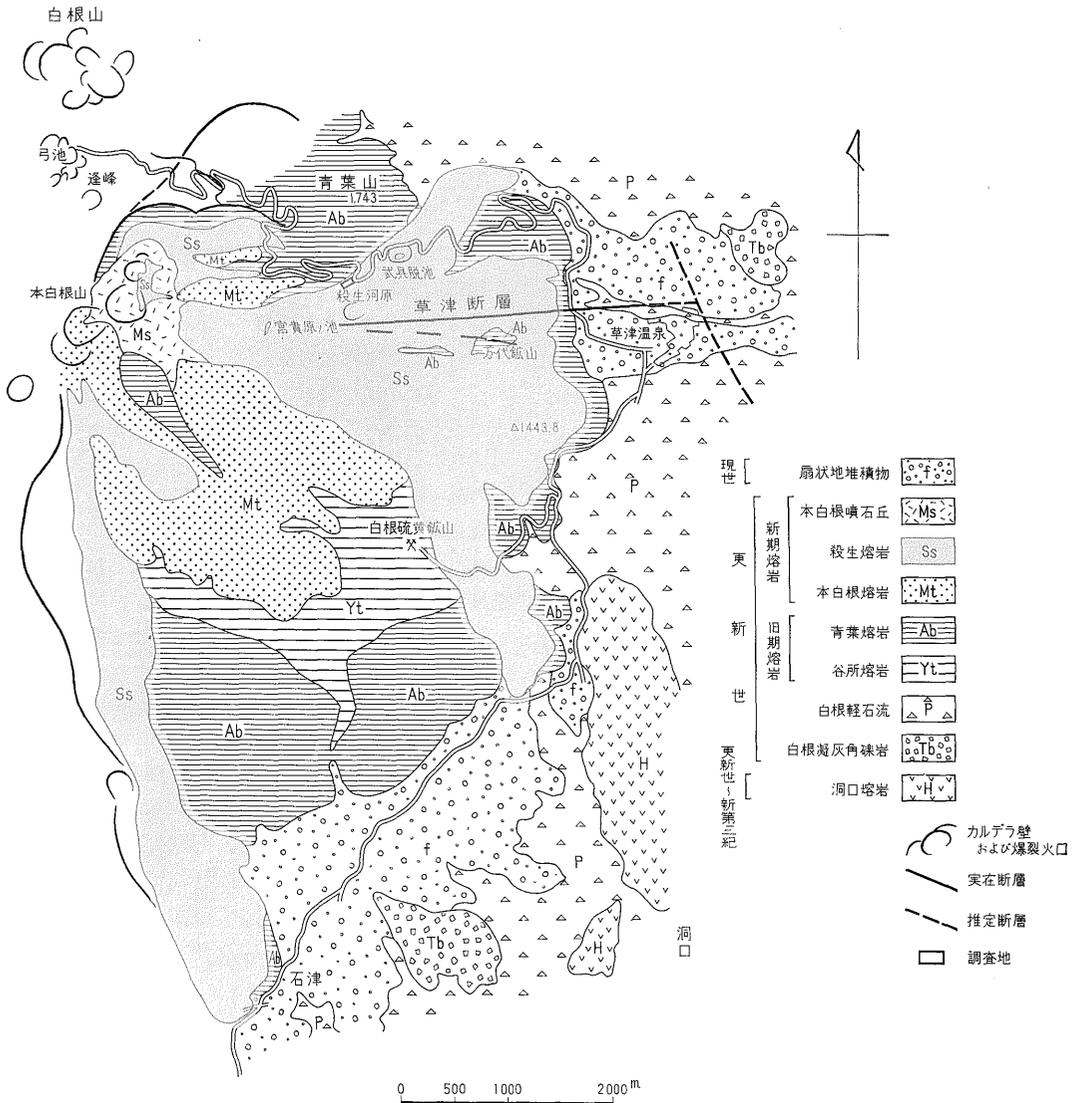
3. 地質概説

殺生河原地熱地帯は草津白根火山の一部に含まれる。草津白根火山は更新世以降に生じた火山で、その火山活動は現世に入ってからも行なわれ、最近では1939年5月1日未明に爆発し、長野県方面に多量の降灰のあったことが報告されている。それ以後爆発はないが、現在でも

白根山山頂を中心とする地熱地帯のほか、殺生河原・万座温泉・発哺温泉などの噴気帯、あるいは草津温泉・万座温泉・熊の湯・五色一七味温泉・平穩温泉などの温泉群が集中している、非常に優勢な地熱地帯である。

この地域の地質については主として太田良平によって調査研究され、「草津図幅」他、として発表されている (太田, 1957; 太田・松野, 1970)。これに基づいて殺生河原付近の地質概要についてのべる。

殺生河原地熱地帯の基盤を形成すると推定される岩石は、新第三紀の変朽安山岩およびこれを貫く酸性深成岩、



第2図 殺生河原付近地質図 (太田・松野, 1970による。一部は簡略化して示した)

あるいは新第三紀～更新世の輝石安山岩である。この輝石安山岩は長野原-草津間の有料道路にそい分布し、洞口熔岩と命名されている。これらの基盤岩を覆って、草津白根火山のおそらく最初の噴出物である白根凝灰角礫岩が厚く存在するものと考えられる。そして殺生河原地熱地帯を含めて草津白根火山の東半部を広く覆い、地熱構造を考える上で重要な役割を果している地層は、白根凝灰角礫岩の堆積に引続く白根軽石流の厚い堆積である。この軽石流は少なくとも5枚に分けることができ軽石流は基底に近い部分が熔結している(太田・松野, 1970)。白根軽石流の上位には青葉山熔岩と呼ばれるガラス質安山岩がのり、さらにその上位に殺生河原での最上部層として、輝石安山岩からなる殺生熔岩が分布する。殺生熔岩は本白根山頂の火口から流下したものは東流し、草津温泉付近までのび平面分布は扇形を示す。また本白根山頂南部の火口から流下したものは幅約300mの帯となって旧い谷を埋めて石津部落の近くにまで及んでいる(第2図)。殺生熔岩は黒色で光沢があり非常に緻密で堅硬であるが、地表では、巨大な岩塊が累々と重なり、全体的には空隙に富んでいる。

4. 積雪による地表放熱量の測定原理

積雪を熱量計として利用し、地表からの放熱量を求める原理は簡単である。地熱地帯に降った雪は他よりも早く融け、地熱異常の分布が描き出されることはよく経験するところである(Plate 50-1)。しかし定量的な放熱量を求めるためには、地表面下浅所における太陽エネルギーの蓄積の影響を考慮し、さらには表層土が融雪によって著しく熱運搬の機構を変えることがないような条件を求めなければならない。このためには短期間にかんりの降雪があることが必要である。また、太陽エネルギーの影響は日向面と日陰面で大きく異なるから、地表面は日射に対して同一条件下にあるか、あるいは日射量の補正ができなければならない。これらの諸条件が満たされれば、融雪から放熱量を算出することが可能である。

降雪熱量計による放熱量の計算については、詳しい議論がなされているのでここでは省略する(Whitely, 1969; 関岡・湯原, 1970)。

最終的な計算式は次式で示される。

すなわち

$$Q = \frac{H}{A \times T}$$

ここに

Q: 求める放熱量, 熱流量の単位として $\mu\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}$ で与えられる。

H: 積雪を融かすのに必要な熱量(この値は地熱の影響のない熱絶縁板上に積もった雪について測定される(μcal))。

A: 絶縁板上に積もった雪の底面積 (cm^2)。

T: 積雪が始まってから測定時までの経過時間 (sec)。

積雪は放熱量の大きさに比例して融けるから、ある時間経過後に、雪がまったく融けて地表面が露出した部分と、まだ雪の残っている部分との境界線(雪線)における放熱量は、その時間における上式のQから求められる。

この原理による放熱量測定法は、条件さえ恵まれればきわめて簡単で安価であり、野外での測定器具(Plate 51-2)もわずかで済む、という利点がある。しかしながら、その測定への応用がきわめて限られることについては冒頭に述べたとおりである。

5. 気象条件および予備測定

今回測定を行なった区域は南向斜面で平均して約 20° の傾斜面をもち、太陽エネルギーの吸収面としてはほぼ一様で一つの単位として扱うことができる。

積雪による放熱量の測定は「積雪」という自然条件を利用するために作業および測定結果は気象条件によって大きく左右される。殺生河原では1970年11月29日から12月1日にかけておよそ20cmの積雪があった。それ以前の気象条件については第1表に示すとおりである。表に見られるように降雪は一つの孤立した単位として扱うことができ、放熱量を測定する目的のためには恵まれた条件にあったものと考えられる。

測定を開始するに先立って、現地ではつぎに述べる幾つかの準備および予備測定作業が行なわれた。

イ) 地形測量 この研究の種々の測定および測定データのプロットのため、最初に地形図の作成を行なった。測定地域の両側に東北東-西南西方向に30m間隔の2本の幹線を設け、この線上に、25m間隔で各々6点ずつ、合計12点の測点をおき、これらを幹点(SGO~11)とし、幹点の間にいくつかの支点を設置した。幹点および支点の位置をスタジャ測量によって決定した後、これらの点を基準として平板測量により、縮尺1:500の地形図を作成した。

ロ) 測点の設置 幹点を基準として、東北東-西南西方向に12.5m、北北西-南南東方向に5m間隔で杭打ちを行ない、幹点を含めて合計77点の地温分布測定のための測点網を設置した。これらの測点の杭には赤色ペンキによる塗装が施された。これらの測点は、地温分布測定のため

群馬県殺生河原南側斜面における放熱量と地質との関連（長谷紘和）

第1表 測定時日以前の気象条件

月日	天候	備考	月日	天候	備考
11. 12	晴	北西の風やや強し。殺生河原の日陰には残雪 5 cm あり	11. 22	快晴	気温高目
13	晴	同上	23	晴	北西の風やや強く、飛雪がある
14	雪	ときどき晴れ間あり。5 cm ほどの積雪をみる	24	晴	北西の風やや強く時々雪。殺生河原で 2~3 cm 積雪
15	晴	北西の風強い	25	快晴	無風。夜になってくもりとなる
16	快晴	北西の風	26	くもり のち 雨	無風。気温高目
17	快晴	無風。殺生河原では日陰で 2~3 cm の積雪深となる	27	くもり	非常に暖かい。殺生河原で日中 6.5℃ ~ 12℃ に達する。積雪は全部融ける
18	うす くもり	無風。やや霧がひろがる	28	晴	小雪がちらつく
19	くもり	無風。濃霧	29	雪	12時から絶縁板上に積もり出す。以後連続的降雪となる。無風
20	雨	気温高く、殺生河原周辺の積雪はみな融ける	30	雪	降雪つづく。10時30分第1回の測定を行なう。連続的降雪。殺生河原で積雪量は 20 cm に達する
21	快晴	気温高い	12. 1	雪	依然降雪つづく。気温は夜になって高目となり、雪も小やみとなる。夜半に北西の風吹く

ための測点とするほか、雪線の作図を行なうための基準点としても利用された。短時間に雪線を作図するためには、塗装された杭が基準点としてきわめて有効であった。しかしながら実際には、杭の長さ（全長 60 cm）が積雪深からみて充分でなく、積雪の深いところでは、杭の頭が完全に雪におおわれ、杭の位置を示す適当な標識が必要であった。

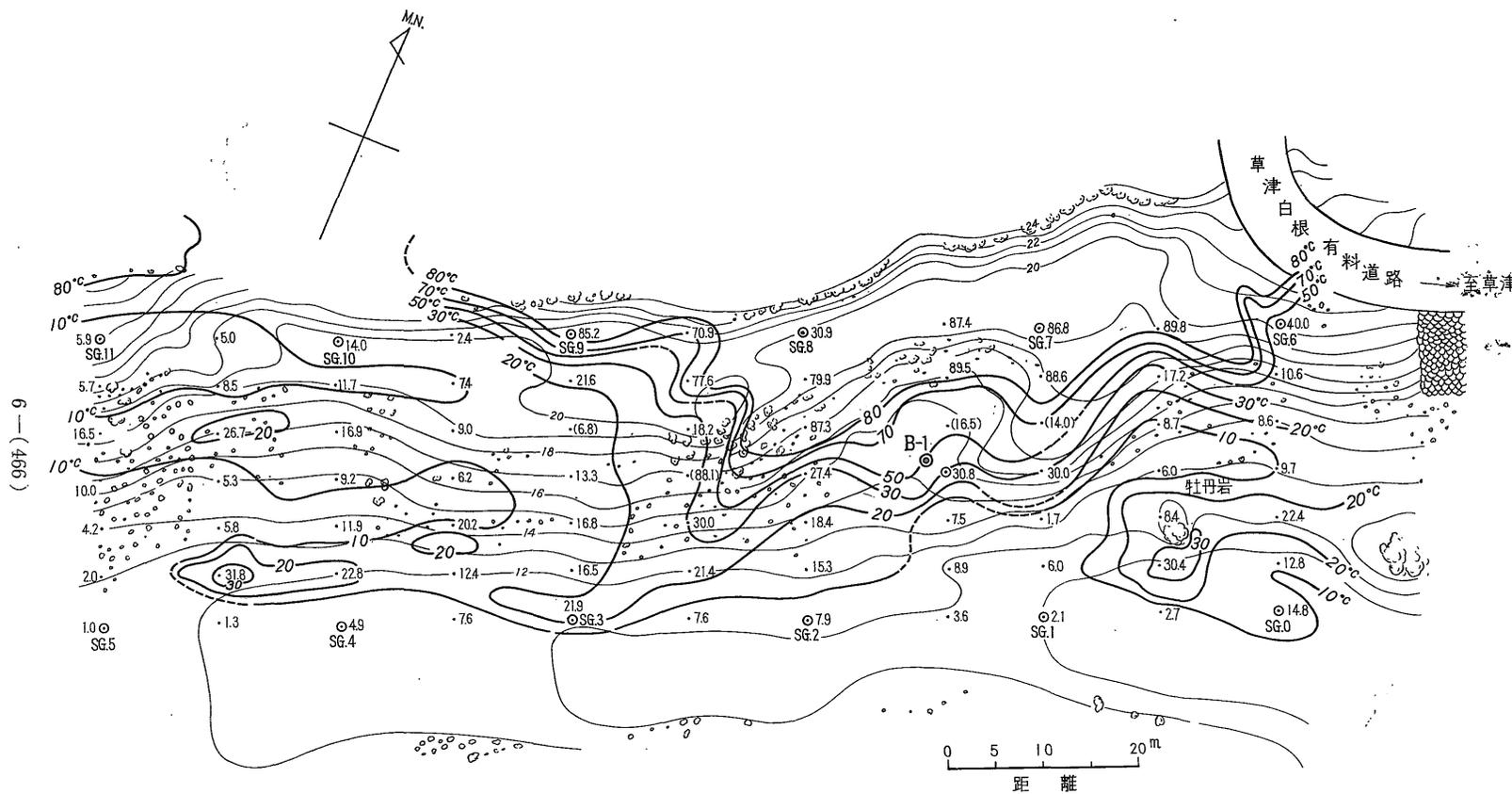
ハ) 地温測定 本格的な降雪が始まる以前の11月27日~29日の3日間にわたり、上記の各点において、正午の地表下 10 cm の地温測定が行なわれた。地表下 10 cm 程度の深度では、得られた測定値は、太陽エネルギーの周期的変動に伴う気温の日変化の他、寒波などによる不規則な気温変化によって影響を受ける。したがって測定値は同一測点における翌日の同一時刻測定でも異なるのが普通である。一つの測点について見てみると、測定値は3日間を通じてしだいに小さくなる傾向がみられるが、地温降下率を各測点について比較すると一様ではない。しかしながら全体的に見ると地温降下率は地温の低いところでは大きく、逆に高地温のところでは小さい。とくに、噴気を伴うような高地温、高地熱異常地点では一般の傾向とは逆に地温が高くなる場合もあるなど、測定結果から太陽エネルギーの日変化、あるいは不規則変化に

よる影響が直接には認められない場合が多い。これは、噴気地点では、地温変化が地熱自体のもつ内因的要素、あるいは気圧変化に伴う、噴気量の変化が地温に影響を与えることなど気象条件に支配されるためではないかと考えられる。

測定によって得られた地表下 10 cm の地温分布は第3図に示すとおりである。

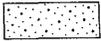
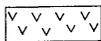
第2表 X-Y断面における測点の地下温度（第5図参照）

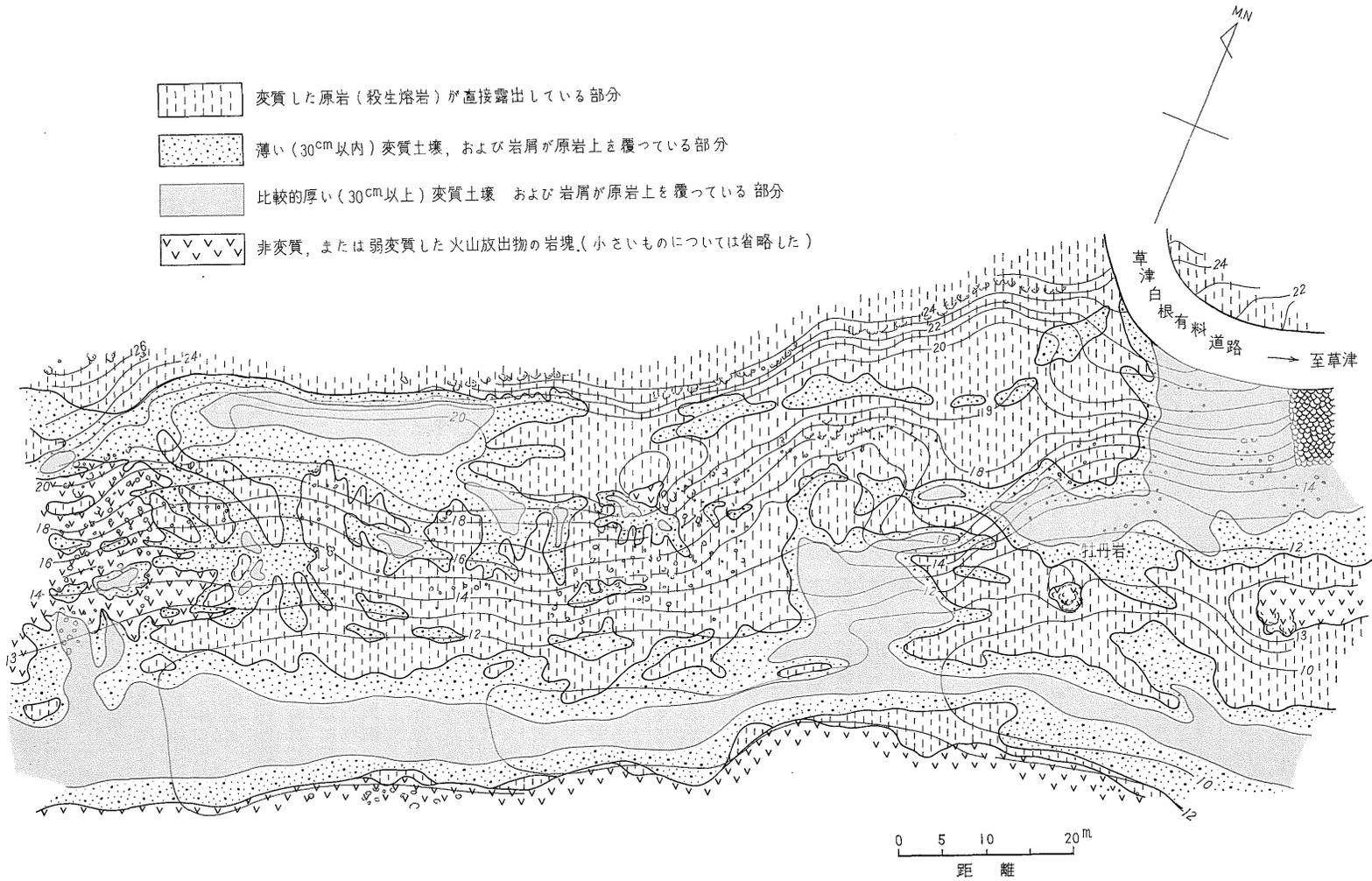
記号	地下温度 1970年11月27日 午前11時 (°C)			測温地点の岩質の特徴
	10 cm	40 cm	80 cm	
a	67.8	80以上	—	変質した殺生熔岩
b	15.9	71.1	—	変質した殺生熔岩
c	28.0	37.6	54.0	空隙の多い岩屑堆積物
d	8.1	—	64.0	空隙の多い岩屑堆積物
e	8.0	—	48.3	変質した殺生熔岩
f	4.4	—	40.2	空隙の多い岩屑堆積物、地表下 70 cm で原岩に達する
g	4.5	—	35.8	空隙の多い岩屑堆積物



(註) 数字単位は (1970年11月27日~29日の記録の平均値)
 B-1◎ 1955年行なわれた試験孔 (B-1)位置

第 3 図 殺生河原地熱地帯南半部, 正午における地表下 10 cm の地温分布図
 (1970年11月27~29日の記録の平均値)

-  変質した原岩（殺生熔岩）が直接露出している部分
-  薄い（30cm以内）変質土壌，および岩屑が原岩上を覆っている部分
-  比較的厚い（30cm以上）変質土壌 および岩屑が原岩上を覆っている部分
-  非変質，または弱変質した火山放出物の岩塊（小さいものについては省略した）



第4図 殺生河原地熱地帯南半部“表層図”

第 3 表 測 定

測 日	定 時	雪 資 料						
		天 候	採取面積 (cm ²)	積 雪 深 (cm)	重量 (g)	見かけ比重	雪 質	雪温 (°C)
11月30日	10時30分	雪	1,017	20	1,330	0.07	乾 雪	- 3.0
		-4.8						
12月 2 日	11時 0 分	く も り	879	20.5	2,170	0.12	湿 雪	- 2.2
		- 1.0						

さらに地熱異常地を横断するX-Y線に沿う合計7点(第5図参照)について地表下10cmおよび40cm,あるいは80cmの深さの地下温度測定を行なった(第2表)。この測定には次のような測温棒が用いられた。

測温棒は日変化の影響を受けない深度(地表下80cmと想定)における地温測定を目的として試作されたものである。それはサーミスター感温部が封入された真ちゅう製の先端部と熱不良導体の導管(アクリルパイプ,長さ1.2m)とからなり,測定結果は導線によって離れた地点で自記記録される。本実験では,硫気変質帯の強酸性という悪条件下であり,記録計の防護手段が十分でなかったため試験的に短時間の測定を行なったにすぎなかった。測温棒自体については,問題はほとんどなく,結果は良好であった。

二)“表層図の作成” 地表面からの自然放熱量は表面物質の熱伝播特性に大きく左右される。地熱異常地のうちで殺生熔岩あるいは同火山砕屑岩が直接地表に露われている部分と,原岩の上に岩屑がある場合とでは放熱量が大きく異なることが予想される。このような観点から等放熱量図の作成の前に,地表および地表下数10cmを対象にした“表層図”を作成した(第4図)。

6. 測定結果

等放熱量図の作成は11月30日と12月2日の2回に分けて行なった。11月30日は気温が低く(測定時の午前10時30分現在-4.8°C),雪質は結晶の細かい乾雪であった。測定当時は降雪が続いていたがそのために雪線が不明瞭になるということにはなかった。

12月2日の測定時(午前11時)には雪は止んでいたが,前夜からの気温が高目に経過したために(測定時現在-1.0°C),降り積もった雪は湿雪とかわり,測定時における積雪深は11月30日の時(20cm)と較べて(20.5cm)ほとんど変化していない。

この時の積雪状態には風による雪の移動が想定され,

その影響は測定誤差としてあらわれるものと考えられるが,これを補正する適当な方法が見つからず,図面中の値は補正しない値である。

融雪による水は透水性の悪い表面物質のところでは,測定面が全般に傾斜しているために流下して雪線に囲まれる地熱地帯の範囲をおし上げるのが考えられるが,ここではその影響を無視した。

以上2回にわたる測定時にさいして,雪線と積雪が多い部分との間に,1~5cmの斑状の積雪しかない範囲(Plate 50-2)がかなり存在したので,この積雪の少ない部分と多い部分との境界線を定性的な補助線として放熱量図(第5図)中に描き入れた。

結果から見ると11月30日の補助線は $1,320 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ と $800 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ の間のある値を示す部分である。この補助線は放熱量の変化勾配が急なところでは識別できるほど発達せず,図中では補助線を欠くところがこのような部分に相当する。11月30日の補助線は放熱量値の上下限が与えられているので,おおよそ熱量値を推定できるが,12月2日の補助線については下限値が不明で,より定性的なものである(第5図参照)。

測定にあたっては積雪量を求めるための熱的絶縁板と,絶縁板上の積雪を融かすための熱水が必要である。絶縁板としては,岩石試料を入れるモロブタを現地に持参し,これを裏返しにして降雪の数日前から現地に放置し,雪線を求める時点までの積雪量を計算した(Plate 51-1)。熱水については,殺生河原は噴気のみで温泉水が得られないので,草津温泉から運び上げた熱水を容器に入れたまま噴気中に置き,熱水の温度変化をできるだけ小さくして使用した。

得られた測定結果は第3表,および第5図に示すとおりである。等放熱量図が第3図に示される地表下10cmの地温分布図や,あるいは第4図の“表層図”とかなり良い対応を示すのは当然であるが,12.5m×5m間隔の格子の交点で行なった地温分布測定から見逃がされた小範囲の強い異常地がこの方法で定量的にとらえられるこ

結 果

雪が積り始めてからの経過時間 (sec)	熱 水 資 料			雪をとかすのに必要な熱量 (cal)	求める放熱量 ($\mu\text{cal cm sec}$)
	熱水量 (g)	温 度 ($^{\circ}\text{C}$)	雪をとかした後の資料温度 ($^{\circ}\text{C}$)		
81,000	4,790	45.8	15.8	108,355	1,320
250,200	4,585	51.0	8.6	175,944	800

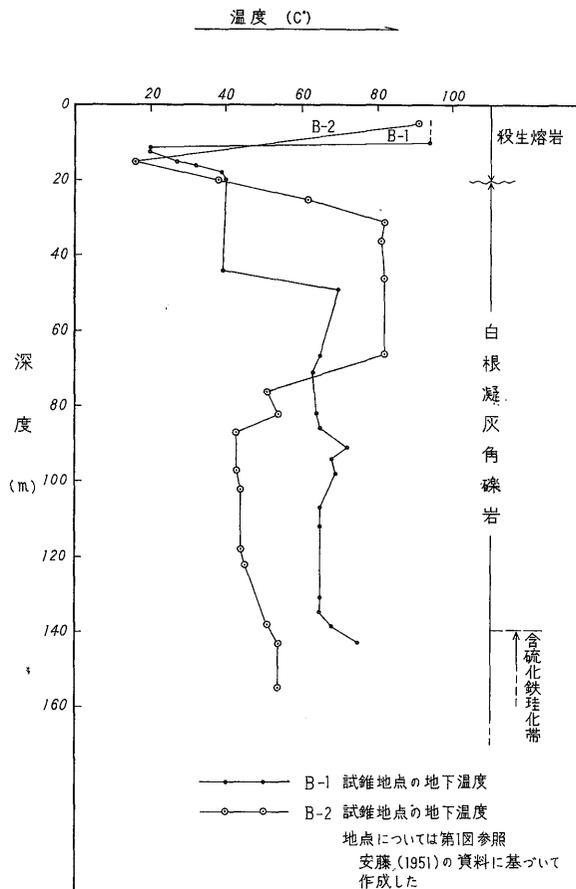
とは一考察の項で詳述する一地熱異常が方向性を持つだけに注目に値する。

ただしこの方法による欠点は、噴気区域を含む高地熱異常地が常に積雪を見ることはなく部分部分の放熱量を測定することが不可能であることと、等放熱量線は測定の後その値が決定されるので、あらかじめ希望する値の等熱量線を得ることが困難である、などの点である。

7. 考 察

殺生河原地熱地帯では1955年、深度約145mと155mの2本の試錐とそれらの地下温度測定、ならびに15孔、のべ深度432mに達する試錐孔の孔底温度測定調査が行なわれた。

2本の試錐の結果の報告によれば、地表下約20mまで



第6図 1955年に行なわれた試錐結果

は殺生熔岩、20m以深は白根凝灰角礫岩からなる。地表下140~150mには珪化帯が存在し岩質は緻密であるが、珪化帯以浅の火山岩層は地表水が容易に滲透する透水性無水帯である(安藤, 1957), (第6図)。

これらの既存の資料と今回行った測定結果から、殺生河原の地下浅所における地熱構造について考察する。

殺生河原の地表における地熱異常は「からぶき」あるいは高地温異常で、地表における測定温度の最高値は94.2℃であった。この温度は殺生河原の標高(約1,550m)では沸点温度にほぼ等しい。しかしながら、地表で90℃以上の高温を示す地点は噴気を伴った場所に限定される。

殺生河原地熱地帯の地下からの熱エネルギー伝播は、沸点温度の噴気による質量移送が主体で、これに熱伝導による運搬が加わり、地表からは噴気あるいは蒸発、および熱放射により、大気中への熱放出が行なわれていると考えることができる。この熱放出は等放熱量図からみると、地質構造に大きく規制されているように考えられる。すなわち、広範な硫黄変質帯に覆われる殺生河原地熱地帯の熱放出も、実際にはいくつかの方向性を持った割れ目を中心として行なわれている。

地熱地帯全体は、東北東-西南西方向にのびる長楕円形の分布を示すが、さらに細かく見ると、地熱地帯の南側斜面に関しては、主要地熱異常方向に平行するN60°E~N70°E方向の派生的な割れ目が存在し、この割れ目に沿って強い熱放出があるとみなすことができる。

殺生熔岩は地表における状態からも想像できるように、かなり空隙の多い累重を示す。それは過去に行なわれた試錐調査における地温値のばらつき、あるいは試錐作業中にたびたび生じた逸水によっても裏付けられる。

したがって、割れ目を通して地下から運ばれた垂直方向の噴気の流動は空隙の多い殺生熔岩中では、割れ目を中心として水平方向にもかなり不規則に拡がり、今日地表でみられるような広範囲の地熱異常分布を示すものと考えられる。

試錐孔の垂直温度分布で、最上部の殺生熔岩中の温度がもっとも高いという現象は、上述の熱運搬機構によって説明することができる。

すなわち、白根凝灰角礫岩と、殺生熔岩を比較した場合、相対的には殺生熔岩の方が空隙に富む累重を示すことが予想され、試錐が割れ目からわずかに離れた地点で行なわれたものと仮定すると、噴気による、沸点温度の水平方向の熱供給が多い殺生熔岩内の地下温度が、白根凝灰角礫岩中のそれに較べて相対的に高くなる。

草津白根火山の地質の最近の再調査によれば、殺生河

原のおよそ300m南側を通過して、殺生熔岩を切るほぼ東西方向の断層(草津断層)が確認され、その東方延長は、草津温泉西の河原を通り旅館街へとまっすぐ延びており、草津温泉の泉源はこの断層線上にのびている。またこの断層に雁行する小断層も空中写真上で識別され、この小断層の南側で坑道掘進中の万代鉱山では、掘進中湯脈に当たり多量の熱水が湧出したことが報告されている(太田・松野, 1970)。

以上の事実から、殺生河原は草津断層およびこれに平行、あるいは雁行する断層群の一部によって形成された地熱地帯で、地熱異常は断層の割れ目を中心として分布する、ということができる。殺生河原地熱地帯にはかつて小規模の爆裂火口が存在したことが想定され(前出)、こうした熱異常の消長は同じ断層線群上にのる草津温泉などと関連づけて明らかにされなければならぬ。

8. 結 論

地熱地帯の地表から放出される熱エネルギーを定量的に把握することは地質学的にも非常に重要なことである。しかし単一地点における放熱量の変化はわれわれのよく経験するところであるが、さらに重要なことは、互いに関連を持つ地熱異常を一つの系としてとらえ、その上に立って放熱量を把握すること、あるいはその変化をとらえることである。

今回殺生河原地熱地帯の南側斜面において積雪を利用して放熱量測定を行なった結果、導びかれた結論は次のようである。

1) 放熱量測定の結果、 $800 \mu \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ 、および $1,320 \mu \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ の等放熱量線図が得られた。

2) 殺生河原地熱地帯は、その南およそ300mにあって、東西方向にのびる草津断層に平行あるいは雁行する断層群の割れ目の一部が地熱エネルギーの通路となった結果形成された地熱地帯である、と考えることができ、地熱異常の地表におけるパターンはこの割れ目の分布を暗示するものであろう。

3) 草津断層に沿う、殺生河原、小殺生、草津温泉の泉源および万代鉱山の地熱地帯あるいは温泉は、草津断層に關した一つの系として把握されるべきであろうと考えられる。草津白根火山にはその他にも、白根山頂、万座温泉など多数の地熱異常地が存在するが、それらはいくつかは、それぞれ関連性を持つ地熱活動を行なっており、こうしたいくつかの地熱系が集合して草津白根火山の地熱活動として存在するものと考えられる。したがって関連のある地熱現象をそれぞれの系としてとらえ、それらの熱エネルギー量や、量の変化を定量的に

把握することが草津白根火山の地熱活動を究明するための今後の課題となるであろう。（1971年2月稿）

参考文献

安藤 武 (1957) : 草津殺生河原地熱地帯調査報告, 特に内部変質帯の性質について, 地調月報, vol. 8, no. 3, p. 1~7

HASE, H. (1970): *Surface heat flow studies for remote sensing of geothermal resources*, Stanford RSL Technical Report 70-4.

岩崎重三 (1897) : 白根山の硫黄結晶, 地質学雑誌, vol. 4, no. 40, p. 142-146

草津地熱発電共同調査委員会編 (1955) : 殺生河原地熱発電共同調査研究報告, 第1集および第2集 (騰写)

草津地熱発電共同調査委員会編 (1955) : 草津殺生河原における地熱発電資料 (騰写)

MILLER, L. D. (1968): *Steaming and warm ground in Yellowstone National Park*, Ph. D. Thesis, The University of Michigan, 153p.

日本地熱調査会(1970) : 日本の地熱資源, 198 p.

大橋良一 (1914) : 草津白根火山地質調査報告(5), 地質学雑誌, vol. 21, no. 253, p. 422~441

太田良平 (1957) : 5万分の1地質図幅「草津」および同説明書, 地質調査所

太田良平・松野久也 (1968) : 草津白根火山地質調査報告, 群馬県企業局, 25 p.

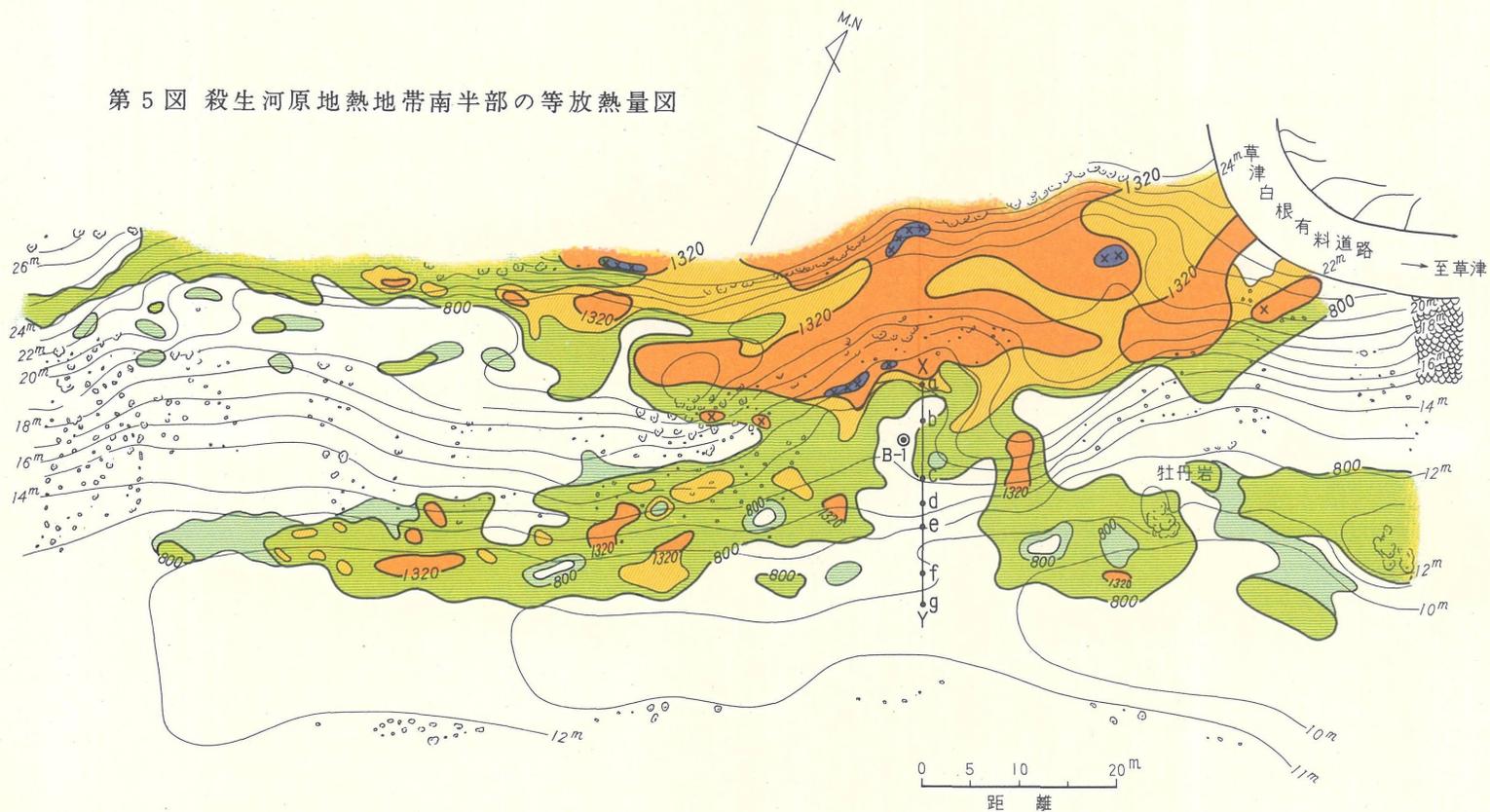
太田良平・松野久也 (1970) : 草津白根火山の再調査, 地調月報, vol. 21, no. 10, p. 43~52

関岡 満・湯原浩三 (1970) : 積雪を利用して測定した箱根大涌谷の熱流量, 地熱, no. 25, p. 22~27

WHITE, D. E. (1969): Rapid heat-flow surveying of geothermal areas, utilizing individual snowfalls as calorimeters, *Jour. Geophys. Research*, vol. 74, no. 22, p. 5191-5201.

湯原浩三・他2名 (1969) : 箱根大涌谷・早雲山地熱地域からの放熱量, 地調月報, vol. 20, no. 2, p. 1-18

第5図 殺生河原地熱地帯南半部の等放熱量図



x x x とくに強い地熱異常地(噴気を伴う)
x 噴気位置

$1,320 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 以上 (11月30日測定)

$x \sim 1,320 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 未満 (11月30日測定の補助線によって求められた区域で、 $800 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1} < x < 1,320 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$)

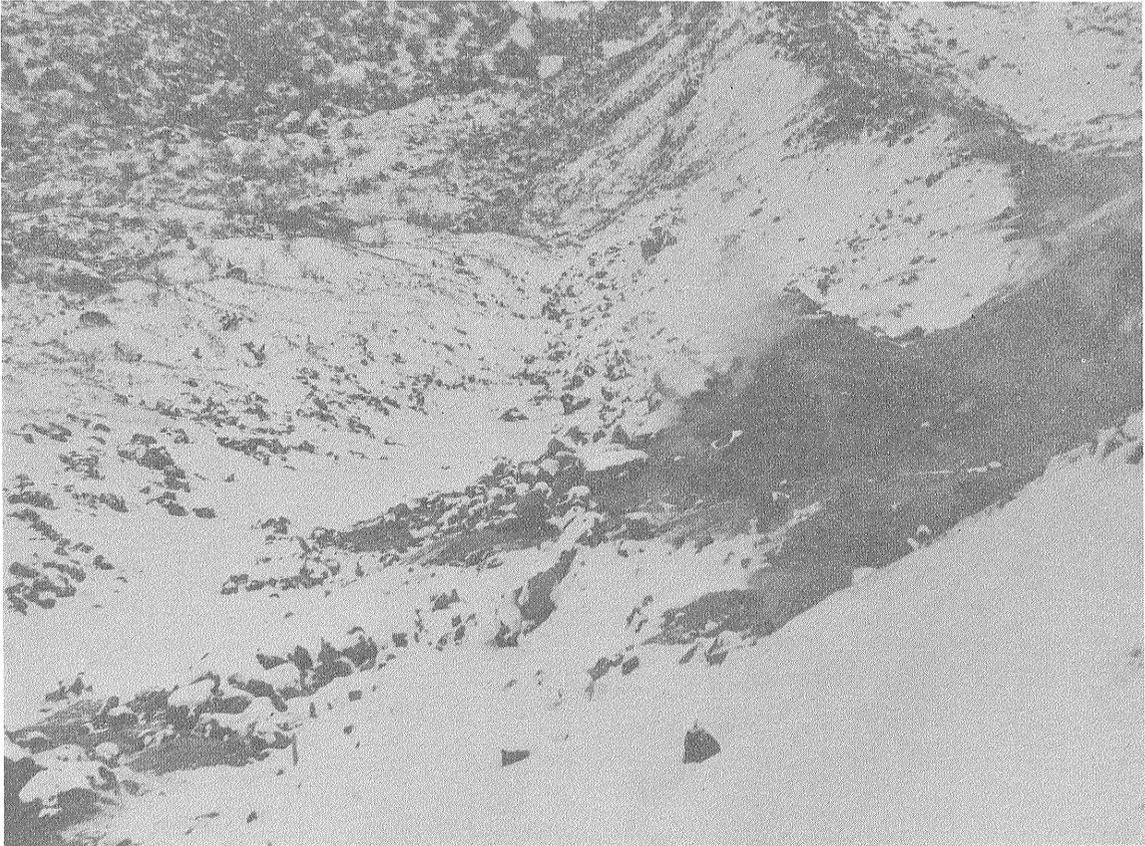
$800 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 以上 $1,320 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 未満 (12月2日測定)

$y \sim 800 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 未満 (12月2日測定の補助線によって求められた区域で、 $y < 800 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$)

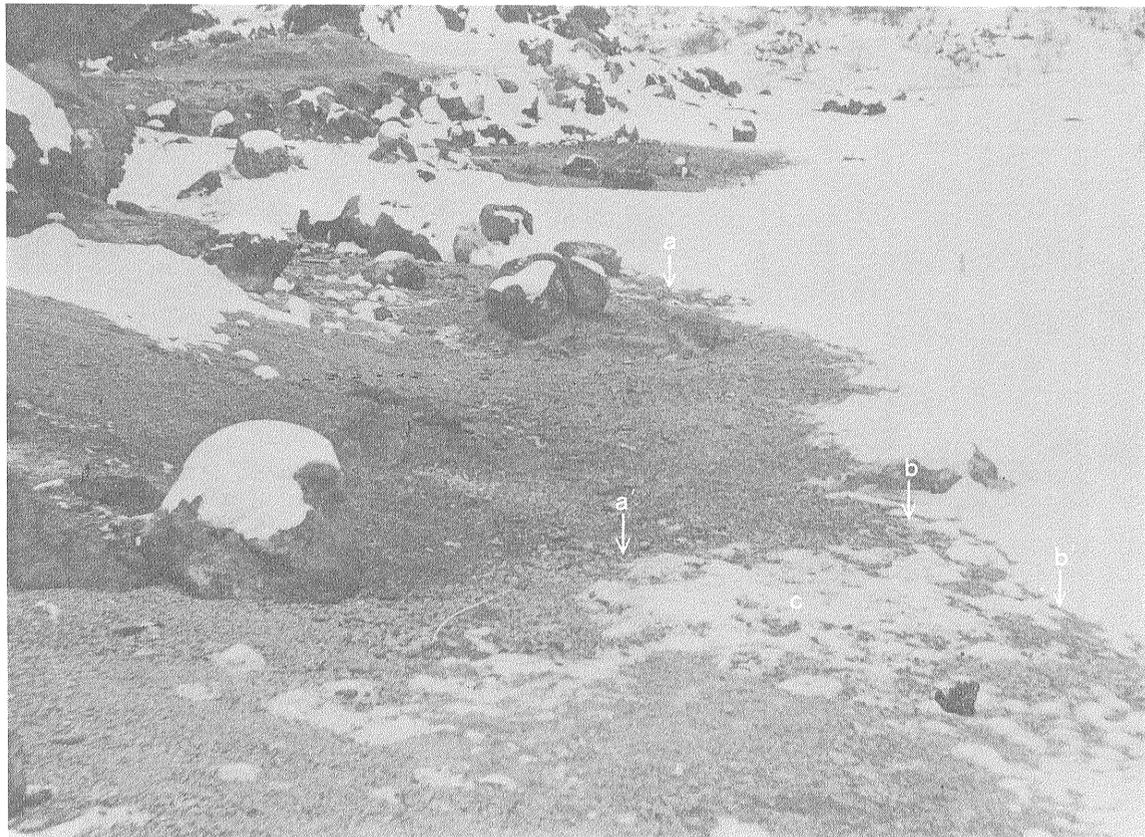
● B-1 B-1 試錐孔 (1955年掘さく)

○ a b X — Y 地下温度測定点 (第2表参照)

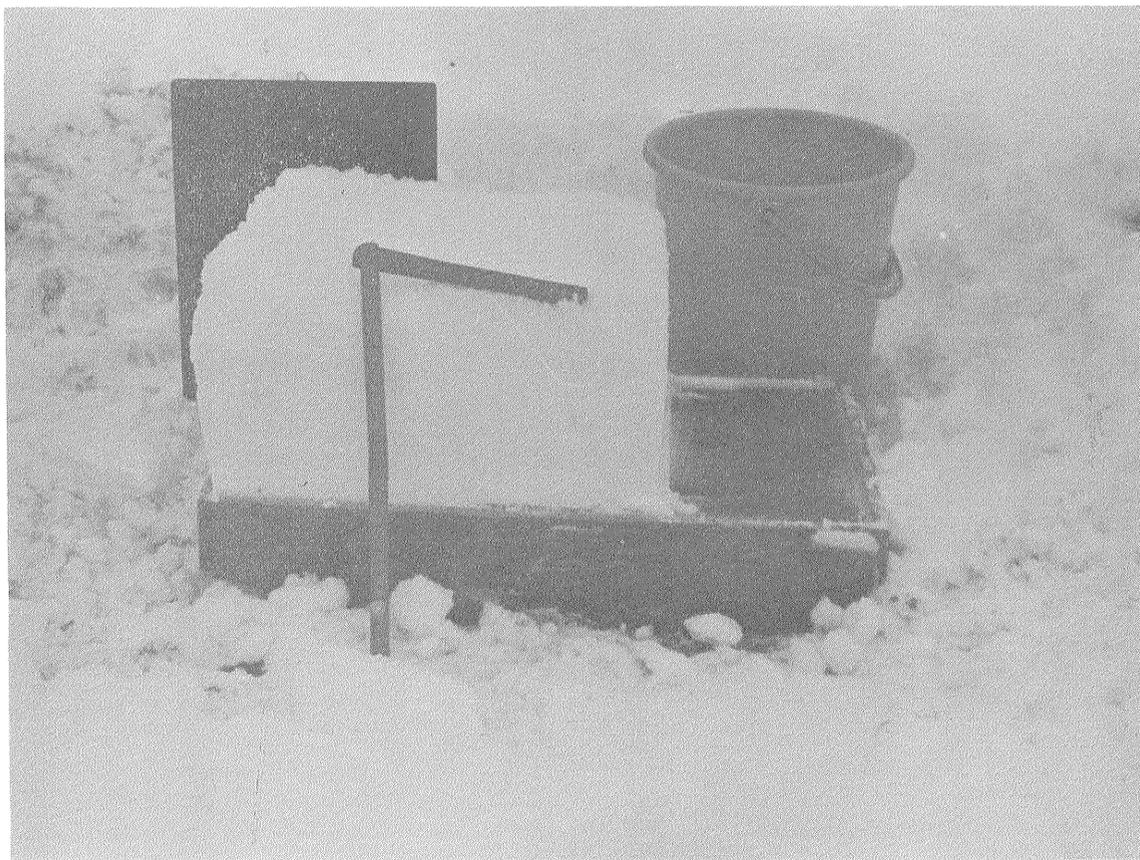
※ 地形図の等高線は幹点 GS-0 を基準 (10.0m) として決めた相対的なものである



1 殺生河原地熱地帯南側斜面の融雪によって示される地熱異常



2 放熱量測定で基準となる雪線 (a-a') と 1~5 cm 内外の斑状の積雪 (写真手前) しかない補助線 (b-b') で囲まれる区域 (c)



1 絶縁板（モロブタ）上に積った雪量の測定



2 測定に使用された器具類 a. 温度計 b. 秤 c. 液量計 d. ポリバケツ