

地熱異常の遠隔探知に関する研究(1)

—地表温度測定モデル装置の試作—

西村嘉四郎* 長谷 紘和**

Study on Remote Sensing of Geothermal Resources (1)

—Surface temperature-change simulation model instrument—

By

Kashiro NISHIMURA & Hirokazu HASE

Abstract

Temperature measurements obtaining isothermal contour lines at geothermally anomalous undergrounds have been done for the purposes of geothermal exploration of geothermal power generation plant, hot spring and so on. These measurements are usually made at a depth of negligible diurnal solar fluctuation effect, say 1 meter underground. Therefore the measurement method, easy as it may be, is time consuming and holds a possible error of missing temperature anomaly along a narrow fracture. An airborne thermal infrared remote sensing method may solve these problems in terms of its rapid and complete coverage of the area concerned. The thermal infrared imagery is not available for above-mentioned or any other practical geologic purposes in Japan today, but the day should come soon because of its usefulness. The problem in use of the thermal imagery for geothermal survey is the detection of geothermal heat energy component out of complicated surface temperature regime caused by both geothermal and solar energy. Needless to say, the imagery is a radiance map of the surface and does not show any heat transfer process or underground information directly.

An experimental study to get a limitation of detectable geothermal heat flow was done by one of the authors at the natural geothermal surface, but he realized that the measurement should be done in a laboratory in order to get more realistic limitation value. A natural geothermal surface usually forms convective-conductive heat transfer system within a surface material and it causes evaporative heat discharge at the surface. The geothermal heat discharge system of such surface takes quite complicated process and it is not suitable to get the limitation value.

A surface temperature-change simulation model instrument was constructed for the laboratory study of knowing interaction of geothermal and solar energy at a shallow underground. In the report, the authors describe the outline of the model kit and obtained thermal property values of the sand sample such as density, specific heat and thermal conductivity. Geothermal simulation test is not included in the report.

An about 80 cm long acryl pipe with 2.5 cm in diameter was used as a sample container. It was set on the hotwater tank. An electric heat bulb was hung above the pipe and electric

* 技術部
** 応用地質部

power supply to the bulb was changed sinusoidally of its intensity by a 24 hour-cycle clock connected potentiometer unit. The sand sample taken from the Pliocene Renkoji formation at Machida-shi, Tokyo was sifted 0.50 to 0.25 mm grain size and it was dried for six months under natural condition. Final moisture content was 1.37% (weight %). The sand sample was packed in the pipe and total of nine thermister temperature probes was buried in the sand of 80, 70, 60, 40, 30, 20, 15, 10 and 5 cm depths from the surface respectively. The simulation model is composed of the hotwater tank as a geothermal heat source, the sand sample as a surface material of conductive heat transfer body and the electric bulb as a solar energy source. Sun angle effect, difference of spectral radiant energy distribution, difference of scattered and direct radiation ratio and other effects of the heat source bulb may be minor in the experiment.

Thermal properties of the sand sample are as follows:

density (ρ) = 1.33 gr cm⁻³

specific heat (c) = 0.15

thermal conductivity (k) = 0.92×10^{-3} cal cm⁻¹ sec⁻¹°C⁻¹

Thermal conductivity was measured by time lag of sinusoidal temperature wave propagation obtained from Fourier's heat conduction equation.

緒 言

地表面から放出される遠赤外波長領域の長波放射をとらえ、放射エネルギー強度分布を写真映像の形で表示する赤外線映像が、地質解釈の有力な資料となり得ることについては言を要しない。とくに空中赤外線映像は空中探査方式のもつ、広域を迅速に希望する時間間隔で反覆把握できるというすぐれた特徴をもつとともに、その判読は地表面温度分布と地質との関連という全く新しい判読要素にもとづいてなされていることが最大の特徴である。温度分布にもとづく地質判読には2つの場合が考えられる。1つは太陽エネルギーによって与えられる地表面温度と地質との関係—温度差によって表現される地質現象の強調 (enhancement)—であり、他は地殻内部の熱エネルギーの把握である。いい換えれば前者は外因的温度要素にもとづく地質判読であり、後者は内因的温度要素にもとづく地質判読である。後者は地熱地帯など異常に高い熱流量値をもつ地域に限定されるが、地殻を調査研究の対象にしているわれわれにとっては、非常に興味深いテーマである。しかしいずれの場合にせよ、赤外線映像のしめす温度情報は地表面における放射温度分布だけをしめすもので、地下温度分布あるいは地中における熱エネルギー伝播の過程をしめすものではないから、太陽エネルギーの影響を無視して判読を行なうことは不可能である。従来地熱資源や温泉探査などを目的として多くの温度分布調査が行なわれているが、それらはいずれも太陽エネルギーの影響を無視できる地下深度において測定調査がなされている。そして地熱エネルギーと太陽

エネルギーの相互作用についてはこれまでほとんど取り上げられていないのが実情である。

筆者らは上記の相互作用を明確にし、客観的に赤外線映像の地質判読を行なうための研究に着手した。その一環として地熱異常の定量的把握の目的のために、地熱地表面モデル装置を試作しここに装置は一部を残して完成した。またこの装置によって今後実験を行なうために必要な試料筒内の砂試料について必要な熱的特性がえられたので、装置の概要とともにこれらの測定値について報告する。

本装置の試作にあたって、装置全般の設計は西村によって行なわれ、その工作は当所和田義一郎・小川銀三技官らが担当した。

砂試料の熱的特性の測定は長谷によって行なわれた。

装置の電気系統の調整には日本電気株式会社量子装置開発部大野悟氏の御協力をえた。ここに謝意を表する。

1. 装置試作の目的と意義

地熱異常地において、自然放熱量と地表面温度異常との関係をテーマにした研究例は少ない (ROBERTSON and DAWSON, 1964; MILLER, 1969; HASE, 1970)。それらはいずれも野外地熱異常地表面付近における測定結果をもとに上記の関係を述べたものであるが野外における気象条件、測定条件から推察して、えられた結論にはかなりの誤差が含まれるものと予想される。本装置は、実験室内の安定した測定条件下で地熱エネルギーと太陽エネルギーの相互作用を明らかにし、地表面でとらえられる地熱強度の限界値をより厳密に決定することを第一の目的

として試作されたものである。

赤外線映像が有効な地質調査手段の一つとして新たに加えられつつある今日、上記の問題点を明らかにすることは、地熱異常地域における赤外線映像データの定量的解釈に関連した重要な意義をもつものである。すなわち、広い地域に発達する地熱地帯の熱異常を迅速にマッピングすることは空中赤外線映像方式の大きな利点であるが、地熱異常分布とともに量的な把握が可能となれば赤外線映像は地熱機構解明のための有力な資料として利用できるであろう。

今日、映像から地表面温度分布図あるいは放射強度分布図を得ることが考えられているが、それが実現するには、物体固有の放射率の差をどのようにあつかうか、大気の影響の放射の影響の吟味、などという根本的な問題および検知器における残存放射線 (reststrahlen) の処理という技術的な問題が解決されなければならない (LEGAULT, 1971)。これらの問題点とあわせて、地熱探査の目的のためには地表面で太陽エネルギーの影響をこえて検知できる地熱流量の限界値を明らかにすることが問題解決の第一歩であろう。

2. 装置の相似条件

地下深部から地表にむかう地熱エネルギーが、地表面で地熱異常としてとらえられるためには、太陽エネルギーの影響をこえる地熱エネルギーが存在しなければならない。一般に地表面温度は太陽エネルギーとそれに支配される大気温度および地形によって決定される。

太陽エネルギーは周期の長い季節変化および周期の短い日変化として周期的な地中温度の変化を引き起こす。その他不規則な温度変化が考えられるがここでは無視する。地表面において地熱異常を考える場合、太陽エネルギーによる温度変化は地熱異常 (高放熱量異常) の検知を困難にするマスク効果の役割を果している。

季節変化の及ぶ深度は地表下およそ15mと考えられ、熱流量が小さい場合、地熱エネルギーはまずこの季節変化に影響される。

地表面で地熱異常をとらえるためには太陽の日変化が及ばない深度 (地表下約80cm) において一年を通じて地熱異常が認められることが必要条件であろうと考えられる。上記の条件を満足させる熱流量値は中緯度温帯地方においておよそ $200 \sim 300 \mu\text{cal cm}^{-2}\text{sec}^{-1}$ であろうと推定された (HASE, 1970)。

しかしながら $200 \sim 300 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 以上の地熱エネルギーがあれば、それが地表面で確実に検知できるとは限らない。すなわちこの値は必要十分条件を満たして

はいない。地表下80cm以浅における太陽の日変化によるマスク効果は大きく、比較的弱い地熱エネルギーによって生じる温度異常は、地表面温度の微小時間における日変化に伴う温度変化を補償しえないか、あるいはたとえ補償があっても、地熱異常の S/N は検知できるほど大きくないであろう。以上の考察にもとづいて、地表面で地熱異常をとらえ得るその限界値を明らかにするためには、実験室における恵まれた測定条件のもとで限界値を決定すべきであろうと考えられる。以上の理由から試作された装置の主部をなす試料筒は、太陽の日変化の無視できる深度 (ここでは地表下80cmと想定) において、太陽の季節変化の影響をこえる地熱異常が存在するという仮定を出発点にしている。試料筒の長さはどうして決められたものである。

太陽エネルギーの日変化を仮想した赤外線発熱電球システムについてはいくつかの問題点があるが、それらはこの目的のためには無視できるものと考えられる。問題点のうち主なものを列挙すれば次のとおりである。

1) 太陽から供給される熱エネルギーは一定であるが地球の自転によって変化し、放射量変化が太陽高度の関数となっている。この装置では被測定面を固定し、供給エネルギー量を正弦関数的に変化させるので、熱放射は面にたいしてつねに直角である。

2) 直射と散乱によって被測定面に達するエネルギー量の割合は太陽のそれ (約1.7:1) とは異なる。被測定面と熱源との距離が近いために被測定面のイラジアンは点源からの放射を受ける形となり一様ではなくなる。この影響を少なくするために発熱電球の表面ガラスをすりガラスとし、できるだけ散乱成分を大きくとるようにした。

3) 熱源温度が太陽と発熱電球のそれとは異なるためにスペクトル発散強度の分布が異なる。

4) 熱源の変化は厳密には出力電圧が正弦関数をとるように設計されたもので実際の熱量変化は発熱電球のタングステンの抵抗変化によりやや異なるものと考えられる。

これらの問題点はあるが、気象的要素および被測定試料の熱的特性をコントロールできるなどの長所があるので、えられた結果は野外における実測値よりはるかに精度の高いものとなる。

注1) 太陽エネルギーの影響による地表面温度変化を雑音パラメーター N (=noise) と考えたときの、地熱エネルギーによって与えられる温度成分 S (=signal) との比を示す。

3. 装置の概要

装置は次にのべる3つの単元からなる。すなわち、最下部は地熱に相当する熱源となる加熱部でヒーターおよび熱湯タンクからなる。中部は長さ約80cmの亚克力製円筒からなり、円筒内は砂試料で満たされている。さらに上部は太陽エネルギーを仮想して赤外線発熱電球からなり、これらが装置全体を構成する(第1図、第2図)。

3.1 地熱仮想熱源 (熱湯タンク)

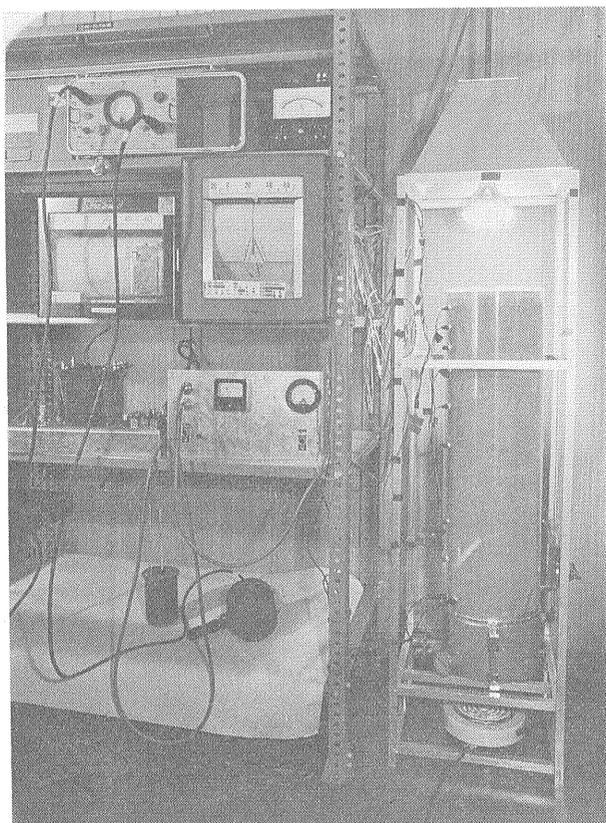
熱湯タンクは鉄製で試料筒と等しい外径(25.0cm)の円筒形をなし、筒高はおよそ15cmである。装置支持枠上に設置されたタンクへの直接の熱供給は下におかれた電熱器によってなされ、タンク内熱湯の温度コントロールはタンクと電熱器との距離を調節することによって行なわれるほか、電熱器の電流量の切替えによってもコントロールできる。試験の結果、タンクは沸騰温度にいたるまでの任意の温度で安定した熱源となり得ることが確かめられた。この地熱仮想熱源を用いれば実験試料筒

内に最大、毎秒数千 μcal までの熱量を送りこむことができ、実験の目的のためには十分である。

3.2 実験試料筒

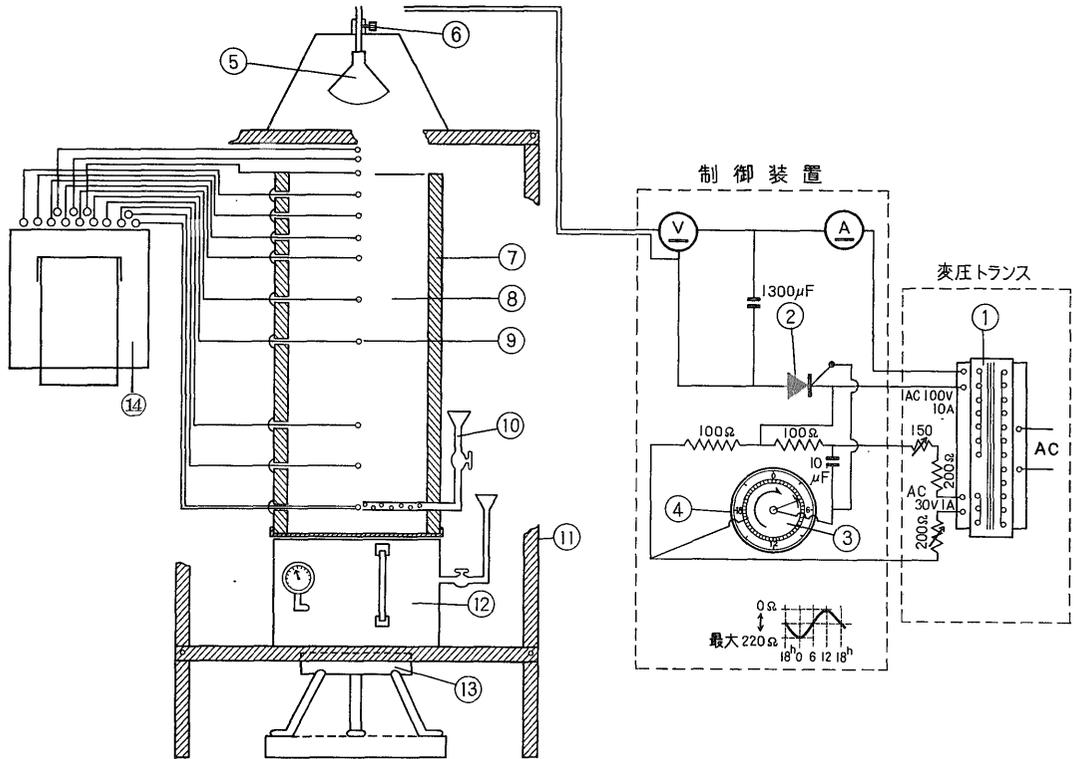
実験試料筒は透明亚克力製で、全高83.50cm、内径23.00cm、壁厚1.00cmの円筒形パイプである。下底は厚さ1mmの銅板をビス止めて塞ぎ、銅板の両面には銀色の塗装を施した。また試料筒の壁面には試料の温度断面を得るため、合計10カ所に直径1.0cmの測温素子挿入孔を開け、さらに将来試料の含水率を変化させて実験を行なうことを想定して内径1.0cmの送水パイプを試料筒下部に埋設設置した(第1図および第2図参照)。実験試料(砂試料)内に挿入された測温素子は、サーミスタ測温棒2本およびサーミスタ測温素子8本、計10本である。測温素子の導線先端部はビニール被膜およびビニールチューブで覆い短絡の懸念をとりのぞいた。試料筒内挿入物の容積合計は、 27.37 cm^3 で実験試料筒の実効内容積は $34,664.93\text{ cm}^3$ である。

3.3 太陽仮想熱源



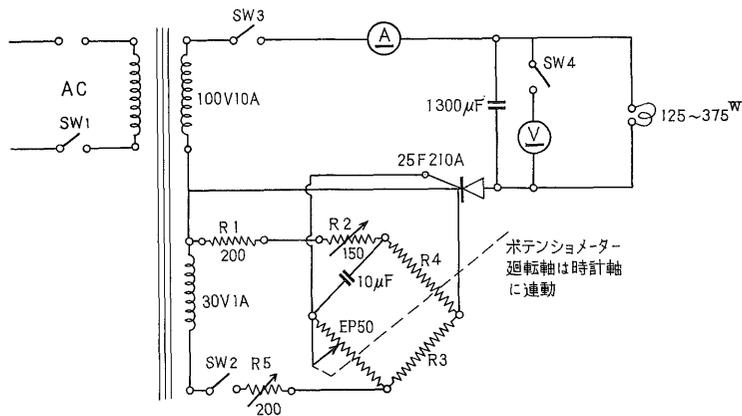
第1図 地表面温度モデル装置の外観

The arrangement of the surface temperature-change simulation model instrument



第2図 地表面温度モデル装置概念図
Schematic diagram of the kit

- ①変圧トランス ②サイリスタ ③ポテンショメーター ④時計(24時間一回転) ⑤赤外線発熱電球 ⑥電球懸架位置調節ネジ
⑦アクリル製試料筒 ⑧実験試料砂 ⑨サーミスター測温素子 ⑩水供給用パイプ ⑪支持枠 ⑫熱供給用ボイラータンク ⑬ヒーター ⑭温度記録計



第3図 赤外線発熱電球供給電力制御回路図
Electric power supply control system unit

太陽の周期的熱供給のうちここでは日変化のみを考慮の対象とした。すなわち赤外線発熱電球は24時間周期で正弦関数的に変化する。この熱エネルギーの時間的変化を自動化するために時計と連動する電氣的制御機構を採

用した。制御機構の電気系の配線図は第3図のとおりである。細部について補足説明する(第2図参照)。

変圧トランス 一次側入力はAC 100Vで、二次側から負荷にたいする主電力 100V, 10Aおよび主電力を制

御するサイリスタゲート電流の可変用として30V, 1Aを取りだしている。トランスは負荷にたいする安定性を考慮して容量を大きくとった。

サイリスタ 日本電気製工業用位相制御用 (2SF210, A, ラジエーター付) を使用した。平均整流電流は10Aである。ゲート電流は最大 40 mA で変化し、それに対応して主電流が変化する。ゲート電流の変化はポテンシヨメーターによって行なわれる。

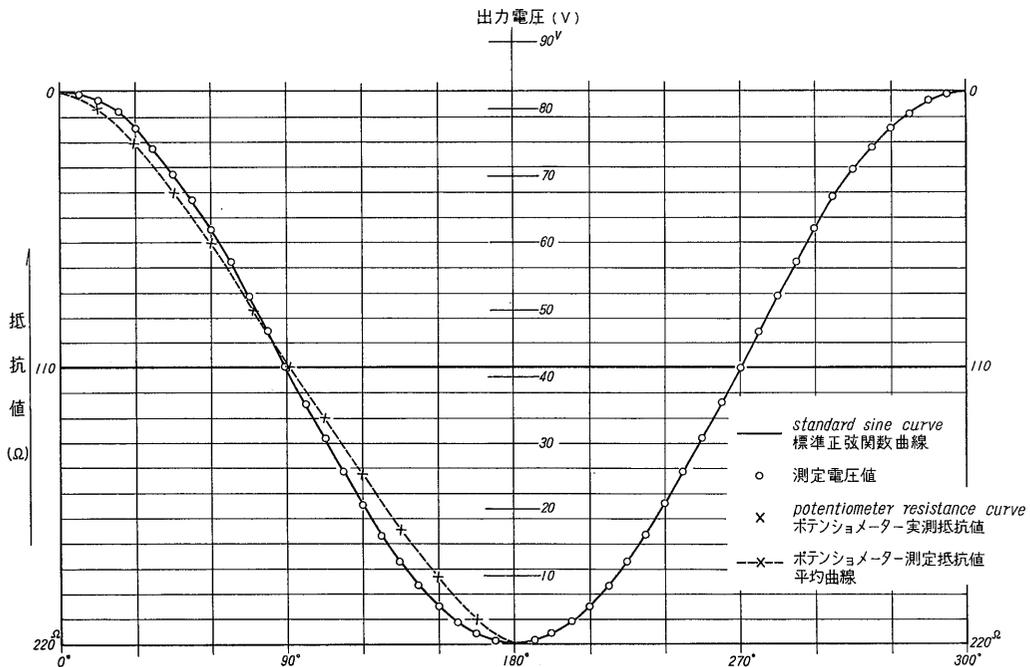
ポテンシヨメーター 全回転非直線関数型特性 (正弦関数) の精密ポテンシヨメーターを使用した。制御回路の抵抗値は、負荷の赤外線発熱電球 (375 watt) が最大出力84V, 3.8 Aを示すとき 0Ω で、最低出力のとき最大 220Ω である。この両極値間の抵抗値変化は出力がポテンシヨメーターの回転角に応じて正弦関数的に変化するよう実験室において測定され、その測定値にもとづきポテンシヨメーターを特注した (第4図)。ポテンシヨメーターの回転トルクは 20 gr でその回転軸は24時間1回転の時計軸と連動して回転する。時間精度は24時間につき数秒以内である。

赤外線発熱電球 市販のもので 125 watt 球使用のさいの電力容量は最大 100 V, 1.27A である。発熱電球の

ガラス面は曇りガラスとし、試料筒上面にできるだけ平均したイラジアンズが与えられるよう考慮した。なお発熱電球は他に 250watt, 375 watt のものと互換でき、このときの負荷変化に伴うゲート電流の変化は可変抵抗 R_2 , および R_5 により調節できる (第3図参照)。

4. 測定に用いた砂試料について

実験に用いた試料は第三紀鮮新世三浦層群連光寺互層中の砂層から採取した砂試料で、採取地は東京都町田市広袴町の団地造成地内である。採取された原試料は黄褐色小礫まじりの未固結石英質中～細粒砂である。これを自然条件のもとで約半年間乾燥を行ない、ふるいによって粒子をそろえた後試料として使用した。ふるいはメッシュ番号32番 (ふるい目, 0.500 mm) およびメッシュ番号60番 (ふるい目, 0.250 mm) の2種類を用い、その中どまりを使用した。えられた試料のうちで粒径 0.250 mm 以下の粒子は体積比で 2%前後である。有機物の含有量はごくわずかで試料中に含まれる割合は無視できる。試料は自然条件下ではもっとも乾燥した状態にあるが乾燥炉で温度 100°C, 36時間以上経過後に測定した含水率は 1.36~1.38%で、平均値として1.37% (重量比) がえら



第4図 制御用ポテンシヨメーターによる出力電圧変化特性曲線

Resistance change (voltage change) versus rotation angle curve of control unit (The Value of potentiometer resistance was fixed by the curve in order to get standard sine curve voltage change)

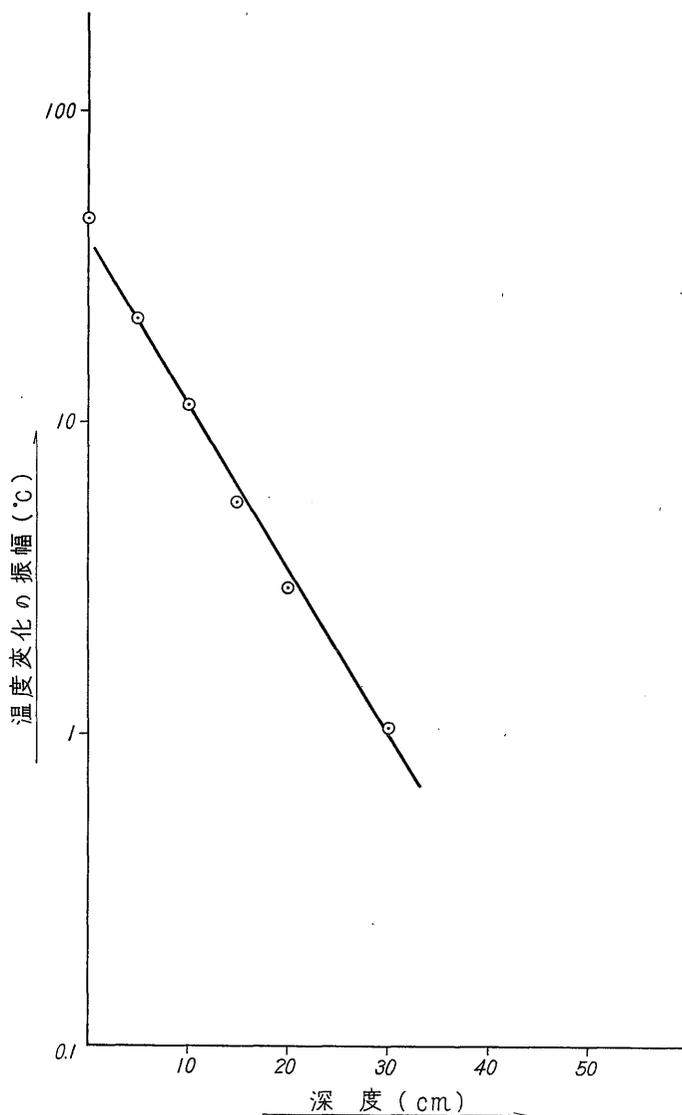
れた。

物質の熱の伝播を規制する要素は物質の密度、比熱および熱伝導率である。使用される砂試料のこれらの物理量は次のとおりである。

4.1 密度 ρ (gr cm⁻³)

砂試料の重量測定は島津製作所製の直視天秤 LU-T 500 によった。この天秤は最大 500 gr までの試料を 0.01 gr の精度で測定可能である。試料筒への試料投下は自然投下により、あらかじめ定められた深度でサーミスタ測

温素子もしくは測温棒が挿入された後、筒高に等しくなるまで行なった。1971年5月20日、試料筒に投入完了時における試料総重量は 44,218.92 gr であった。その後しだいに圧密が生じたのでそれに伴うサーミスタ測温素子の位置変化を補正し、新たに砂試料 1,849.52 gr を加え上方から 15 kg の荷重をかけて試料の安定を計った。1971年9月6日現在、試料は安定し試料筒内の砂試料は熱的にも一様な伝播体とみなすことができるにいたった。すなわち、赤外線発熱電球による熱エネルギー供給



第5図 砂試料の表面からの深度に対する温度変化振幅強度
Exponentially decreasing temperature amplitude versus
depth curve in the pipe

後、試料の各深度における温度変化の振幅は指数関数的に減衰している(第5図)。この事実は上記の判定を支持するものである。試料の密度(ρ)は試料総量(46,068.44 gr)を試料筒の実効容積(34,664.93 cm³)で割った値、1.33 gr cm⁻³である。

なお試料砂の粒子間の空隙が水によって完全に満された場合の密度として、1.39 gr cm⁻³が別途実験によりえられた。このことは今後さらに圧密が進行する可能性を示すものである。

4.2 比熱 c

比熱の測定は既存の器具を用いて行なった。それらの主なものは熱量計、恒温槽および試料加熱容器である。

比熱測定は次にのべる順序にしたがって行なった。熱量計中に既知量の蒸留水を入れ、その温度を正確に記録する。他方加熱容器に入れられた試料砂を恒温槽内で加熱し、温度が恒温槽内温度と平衡状態に達したところで素早く取りだして試料を熱量計中に入れ、熱量計の温度変化から比熱を測定するものである。最大の問題は加熱試料をいかに小さな温度降下で熱量計中に入れるか、という点である。このために加熱容器に長い柄を取り付けて恒温槽から試料をすばやく熱量計中に入れられるように工夫した。

熱量計にはアルミニウムの内容器からなる市販のジャーを使用した。熱量計中の水温は 23.70°Cで室温(25.4°C)より低く、実験準備中にごくわずかではあるが上昇し室温に近づきつつある。熱量計中に加熱試料を入れた

瞬間熱量計中の温度は上昇し始めるが、熱量計中の水温、容器温度および撓はん・測温用の棒状温度計温度がすべて平衡状態に達するには一定時間を要するので、試料投入直後の熱量計温度は実際には不安定である。この点を考慮して、信頼し得る試料投入直後の熱量計温度は、経過時間—温度変化グラフ中で時間経過とともに熱量計中の温度が下降する点をプロットし、その直線部分の延長が加熱試料投入時と交わる点の温度値を採用した。また試料投入直前の熱量計中の温度も同様の方法で求めた(第6図)。こうしてえられた比熱測定のために必要な測定値は第1表に示すとおりである。

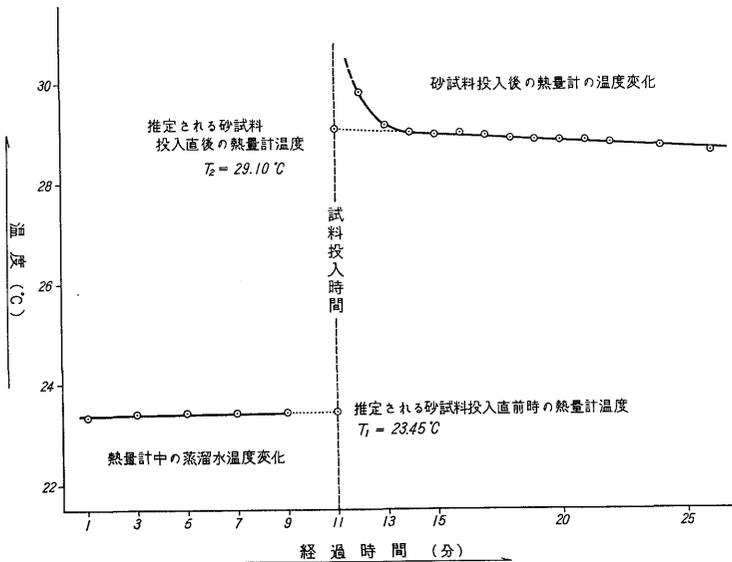
これらの値を用いて、いま求める比熱を C とすれば次式がなりたつ。

$$(W_w + E_1 + E_2)(T_2 - T_1) = CW_s(T_s - T_2)$$

$$\text{これから } C = \frac{W_w + E_1 + E_2(T_2 - T_1)}{W_s(T_s - T_2)} \dots\dots\dots \text{①}$$

(記号説明は第1表参照)

第1表の各値を代入すれば比熱 $C = 0.15$ が得られる。得られた結果は砂の比熱としては妥当なものと考えられる(たとえば INGERSOLL and others, 1954, p. 288 などから)。しかし比熱値は温度の関数であり、測定試料が加熱過程を経たもので実際試料筒につめられた試料砂とは異なる含水率をもつ点には問題がある。すなわち加熱後の試料の含水率は1.33% (重量%)で試料筒内の試料砂の含水率1.37%より小さい乾燥試料の比熱であるといえることができる。その他実験器具の不備等による誤差も推定されるが、ここでは上記の比熱値を採用することにする。



第6図 砂試料投入に伴う熱量計の温度変化

Temp. rature increase caused by heated sand sample in the calorimeter

第1表 砂試料の比熱測定に必要な測定値

記号	説 明	測定値
—	室 温	25.4°C
—	相 対 湿 度	73%
W_w	熱量計中の蒸留水量	401.89 gr
W_s	砂試料の重量	310.42 gr
E_1	熱量計の水当量(97.56×0.208*)	20.29 gr
E_2	攪はんおよび測温用温度計の水当量(2.92×0.20**)	0.58 gr
T_1	試料加入直前の熱量計温度	23.45°C
T_2	試料加入直後の熱量計温度	29.10°C
T_s	加熱された砂試料温度	80.00°C

* アルミニウムの比熱 (INGERSOLL 他, 1954より引用)
 ** ガラスの比熱

4.3 熱伝導率 k (cal cm⁻¹ sec⁻¹ °C⁻¹)

試料筒内の砂試料を乱すことなく in situ の状態で熱伝導率を求めた。赤外線発熱電球から正弦関数的に変化する熱放射は試料表面に与え、表面から深度を増すごとに生じる温度変化のひきおこす位相の時間的ずれを記録することによって、まず熱拡散率 α ($= \frac{k}{c\rho}$) を求め、既知の比熱および密度から熱伝導率 k を求めた。

すなわち Fourier の熱伝導方程式 $\frac{d\theta}{dt} = \alpha \frac{d^2\theta}{dx^2}$ を、正弦関数的に変化する表面温度 $\theta = \theta_s \sin \frac{2\pi}{P} t$ を境界条件として解いた式は

$$\theta_x = \theta_s e^{-x} \sqrt{\frac{\pi}{\alpha P}} \sin \left(\frac{2\pi}{P} t - x \sqrt{\frac{\pi}{\alpha P}} \right) \dots\dots ②$$

である

- ここに θ_x : 求める深度 x cm における温度 °C
- θ_s : 表面温度 °C
- x : 深度 cm
- α : 熱拡散率 cm² sec⁻¹
- P : 周期 sec
- t : 時間 sec

この式から、24時間周期で正弦関数的に変化する温度の波が、任意の深度において通過する時間との関係は次式で与えられる (INGERSOLL and others, 1954, p. 48)

$$t = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{P}{\pi\alpha}} \dots\dots\dots ③$$

ここに t は位相のずれで、表面で与えられた正弦関数的温度波の最大値、最小値が深度 x において通過するまでに要する時間である。

上式を理論的根拠として、1971年9月29日10時から10月2日15時までの77時間、赤外線発熱電球を作動し、連続的温度変化を自動記録し、えられた試料から、 $x = 5$

cm としたとき、 $t = 102$ 分を得た。各深度における温度計記録からえられる位相のずれはきわめて規則正しい。このことは換言すれば試料砂が熱の伝導体として試料筒全体を通じて一様であることを裏づけるものである。得られた熱拡散率は 4.6×10^{-3} cm² sec⁻¹ で、求める熱伝導率は $k = 0.92 \times 10^{-3}$ cal cm⁻¹ sec⁻¹ °C⁻¹ である。

5. 考 察

地熱異常地表面からの自然放熱は、一般には熱伝導および熱対流両システムが共存する地表面物質からなされ、それは主として放射、蒸発、空気の乱流などによって大気中に放出される。これらの放熱機構は相互関係をもち非常に複雑である。しかしながら地表面物質が非常に乾燥し、熱運搬形式が伝導による場合には、地表面からの放熱は蒸発および空気の乱流熱交換が無視でき、ほとんど放射によってなされる。地表面で地熱異常としてあらわれる地熱強度は地表面物質中の運搬形式には無関係であろうと考えられるので、地表面で検知できる地熱異常の限界を明らかにするためには上記のような、熱伝導による物質中の熱運搬と放射による放熱機構に単純化されるシステムを考えることが必要である。このような条件は実験室においてのみ満たされる。熱伝導による熱流量は熱伝導率と物質中間の2点における温度勾配から求められるから熱伝導率の測定は重要である。本装置で得られた熱伝導率は厳密には室温 (22~25°C) における含水率が1.37% (重量%) の試料砂の熱伝導率である。熱伝導率は温度によっても変化するが、さらに重要な要素は含水率である。とくに含水率が5%以内 (重量%) における熱伝導率の値の変化はきわめて大きい。このことは物質間の空隙が水分によって占められるか、あるいは乾燥空気によって占められるかによって大きく変化することを示している。実験試料筒の砂試料は自然条件下で十分に乾燥させたものを用いており、実験室内で今後含水率が自然に大きく変化することはないと見てよい。しかし、空隙率は試料の圧密によって今後多少減少するものと想定される。したがって実験の次の段階が期間的にかなり遅れて開始される場合には、その時点で再度熱伝導率を測定することが必要であろうと考えられる。

今回えられた熱伝導率 $k = 0.92 \times 10^{-3}$ cal cm⁻¹ sec⁻¹ °C⁻¹ はこれまで報告された値とかなり近い結果を示している。たとえば INGERSOLL 他によれば乾燥した中～細粒石英砂の熱伝導率は 0.63×10^{-3} cal cm⁻¹ sec⁻¹ °C⁻¹ であり、de Vriesによれば1.3% (重量%) の含水率をもつ砂質土壌の20°Cにおける熱伝導率はおよそ 2.0×10^{-3} cal cm⁻¹ sec⁻¹ °C⁻¹ (グラフから推定した) である。

モデル装置の中で赤外線発熱電球による被測定面のイ
ラジアンズの値の測定は今後に残されたが、これについ
ては稿をあらためて報告する予定である。

6. 結 論

常温付近の物体から放射される赤外線を映像表示する
赤外映像がわが国においても地質探査の目的に使用され
る時期も間もないことであろう。この報告は赤外線映像
の地質判読を目的として始められた研究の一端で地熱異
常の定量的解釈のための地表面温度モデル装置に関する
ものである。とくに太陽エネルギーのマスク効果を強く
受ける、地表面で高地温異常として検知できる地熱異常
強度の限界値をこの装置を用いて求めることが当面の目
標である。この限界値は地表物質中における熱運搬形
式、地表から大気中への放熱機構および気象条件と相互
関係をもって変化するので野外において結論をえること
は困難である。

この報告では研究の第一段階として試作された地表面
温度モデル装置の諸元と、今後引きつづき行なわれる実
験に使用される砂試料の熱的特性についてのべた。

物質中の熱運搬に関して重要な物理常数は密度、比熱
および熱伝導率であり、実験に使用される砂試料のそれ
らの値は測定の結果、密度(ρ)は 1.33 gr cm^{-3} 、比熱(c)
で 0.15 、熱伝導率(k)は $0.92 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$

参 考 文 献

- 浅野 弘 (1970) : サイリスタ, オーム社, 155p.
HASE, H. (1970): *Surface heat flow studies for remote
sensing of geothermal resources*, Stanford RSL
Technical Report 70-4.
長谷紘和 (1971) : 地学環境の遠隔探知, 赤外線の
地学への応用について⑤, 地質ニュース,
no. 204, p. 22-33
INGERSOLL, L. R., ZOBEL, O. J. and INGERSOLL, A. C.
(1954): *Heat Conduction with engineering, geo-
logical, and other applications (revised edition)*,
The University of Wisconsin Press. 325 p.
KERSTEN, M. S. (1949): *Laboratory research for the
determination of the thermal properties of soils*,
University of Minnesota, 227 p.
LEGAULT, R. (1971): Remote Sensing, 1971年10月
日本写真測量学会における講演および討論
会
ROBERTSON, E. I., and DAWSON, G. B. (1964):
Geothermal heat flow through the soil at
Wairakei, N. Z. *Jour. Geol. Geophys.*, vol. 7,
p. 134-143.