

全国地熱基礎調査について

～自然放熱量調査と物理探査～

馬場 健三

昭和48年度から3ヵ年計画で全国地熱基礎調査と名づけて全国規模の地熱資源調査がはじめられた。選定された30の地熱地域(第1図)について調査を行なう計画である。調査項目は第1表に掲げられたとおりである。ここでは自然放熱量調査と物理探査を紹介する。

現在は全国地熱基礎調査のちょうどたけなわの時であり調査結果の評価をするには時期尚早である。したがってここではその意図するところの紹介にとどまる。

全国地熱基礎調査は地熱をエネルギー資源として扱い調査をするものでありしたがってこれが48年秋の中東戦争を契機としてわが国をおそった石油ショックに対応して行なわれている印象を多くの人に与えている。しかし実際にはこの調査は48年度はじめよりスタートしておりそのための計画準備は実にその一年以上前にはじめられたものである。石油ショックが晴天のへききであったことを思い起せば本計画の企画にあたった行政当局の先見の明には一応の評価が与えられるべきであろう。

自然放熱量とは

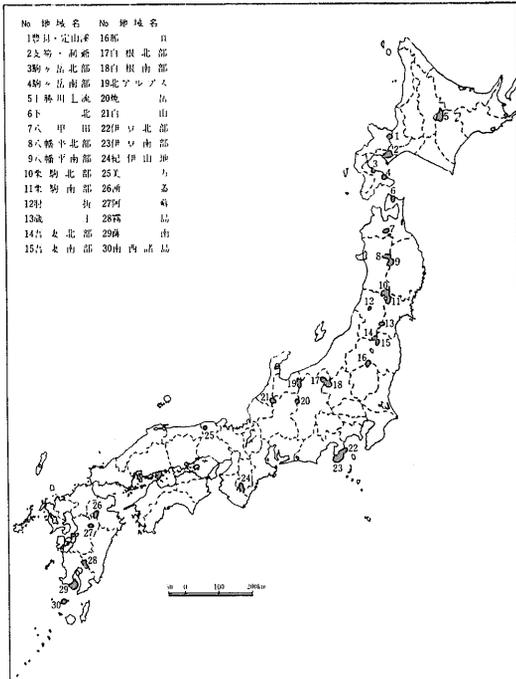
温泉や噴気孔は地熱地を特長づけるなじみ深い現象であるがこれは地下深部の熱を地表上に自然に運び出している現象である。一般に地球上ではどこでも地下深部に行くに従い地温が上昇しているので地下より地表方向に熱伝導による熱の流れがある。その地球上の平均量は地殻熱流量 $1.2\sim 1.4 \times 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ としてよく知られている。いわゆる地熱地とよばれるところではこのような熱伝導による地表への熱の輸送量も普通のところをはるかに上回るのが一般である。そしてそれに加えて最初にのべたように温泉・噴気などの物質の流れに付随して多量の熱量が地下より地表上に運び出されている。これら輸送の各メカニズムによって運び出される熱の総和を地熱地の自然放熱量とよぶ。これは地熱地の地熱現象の大きさを定量的に表わす示標となる。熱輸送のメカニズムとしては温泉水の湧出に伴うもの蒸気の噴出に伴うもの大地の熱伝導によるもの3種がいわばおどころである。その他温水表面からの蒸発や火山性ガスの噴出に伴うものなどを考慮する必要がある場合もある。

放熱量を cal/分の単位で表わしたとき $10^{6.5}$ 以上のものを0 それ以上でしかも 10^7 以下をI $10^7\sim 10^{7.5}$ をII また $10^{7.5}\sim 10^8$ をIII というように定義した熱階級が使われる。これは福富孝治氏の提唱した熱階級の指標でありこの定義に従えばわが国の著名温泉地の熱階級はIV~VIとなる。

cal/分は仕事率の単位であるので電力でいうkWと同じ単位である。1 kcal/sec は 4.1855kW に相当するので $10^{6.5} \text{ cal/分}$ は ほぼ 220kW にあたり 10^7 cal/分 は 698 kW に相当する。さらに大雑把にいえばそれぞれ 200 kW および 700kW 相当になるので上記熱階級は大略次のような定義でもよい。

熱階級 指標	0	I	II	III	IV	V	VI
kW	200以下	200~700	700~ 2,000	2,000~ 7,000	7,000~ 20,000	20,000~ 70,000	70,000~ 200,000

日本の地熱地域からの放熱量の程度を示すために第2表を掲げた。これは湯原浩三氏の「温泉学(地人書館



第1図 全国地熱基礎調査(昭和48—50年)調査地域図

第1表 30 地 域 名 と 各 年 度 毎 の 調 査 項 目

番号	地 域 名	20万地形図名	所 在 地	48 年 度	49 年 度	50 年 度 (予定)
1	豊羽定山溪	札 幌	札 幌 市		放熱量・変質帯・地化学・電気	
2	支笏洞爺	苫小牧・室蘭	北海道有珠郡		放熱量・変質帯・地化学・電気	
3	駒ヶ岳北部	室 蘭	北海道茅部郡	放熱量・変質帯・地化学 ・地震		
4	” 南部	函 館	”		放熱量・変質帯・地化学・重力	
5	十勝川上流	旭 川				放熱量・変質帯・重力・地化学
6	下 北	函館・尻屋崎 ・野辺地・青森				放熱量・変質帯・重力・地化学
7	八甲田	青森・弘前	青森県青森市 十和田市		放熱量・変質帯・地化学・電気	
8	八幡平北部	秋 田	秋田県鹿角市		放熱量・変質帯・地化学・電気	
9	” 南部	”				放熱量・変質帯・電気・地化学 ・写真地質
10	栗駒北部	新 庄	秋田県雄勝郡湯沢市	放熱量・変質帯・地化学 ・重力・地質		
11	” 南部	”	宮城県玉造郡		放熱量・変質帯・地化学・重力	
12	肘 折	仙 台	山形県最上郡		放熱量・変質帯・地化学・電気	
13	蔵 王	”				放熱量・変質帯・重力・地化学
14	吾妻北部	福 島	山形県米沢市	放熱量・変質帯		
15	” 南部	”	福島県福島市		放熱量・変質帯・地化学・重力	
16	那 須	日光・白河				放熱量・変質帯・重力・地化学 ・写真地質
17	白根北部	長野・高田				放熱量・変質帯・重力・地化学 ・写真地質
18	” 南部	”	群馬県吾妻郡		放熱量・変質帯・写真地質・地 化学・重力	
19	北アルプス	富山・高山				放熱量・変質帯・地質・地化学
20	焼 岳	高 山	長野県南安曇郡 岐阜県吉城郡		放熱量・変質帯・地質・地化学	
21	白 山	金 沢				放熱量・変質帯・地化学・重力
22	伊豆北部	静岡・横須賀	静岡県伊東市 賀茂郡		放熱量・変質帯・写真地質・地 化学・重力	
23	” 南部	静岡・横須賀 ・御前崎	静岡県賀茂郡 下田市	変質帯・地化学・重力		
24	紀伊山地	田 辺	和歌山県東牟婁郡		放熱量・変質帯・地質・地化学 ・重力	
25	美方周辺	鳥 取	兵庫県美方郡 鳥取県気高 郡		放熱量・変質帯・地質・地化学	
26	湧 蓋	大 分				放熱量・変質帯・電気・地化学 ・写真地質
27	阿 蘇	”	熊本県阿蘇郡		放熱量・変質帯・地質・地化学 ・重力	
28	霧 島	鹿児島	鹿児島県姶良郡 宮崎県え びの市		放熱量・地化学・重力	
29	薩 南	開聞岳	鹿児島県指宿市 揖宿郡	放熱量・変質帯・写真地 質・地化学		
30	南西諸島					放熱量・変質帯・電気

表中「20万地形図名」は地域が含まれる20万分の1地形図名である。 調査項目中 放熱量・地質・変質帯・写真地質・地化学はその各調査の意味であり 重力・電気・地震はその各探査を意味する。

1969年)』所載のものに48年度の本調査結果の3地域につ
いての数字を加えたものである。 これらのあるものは
温泉井戸の汲上げによるものがある場合には それも勘
定に入れた数字であるので 自然の放熱量とは厳重には
いえない。 これによれば別府温泉の放熱量 37.3×10⁶
cal/secであり 156,000kW 相当であることがわかる。

自然放熱量の測定方法

ここでは地質調査所で行なっている自然放熱量の測定
方法について紹介しよう。

各地域について 温泉(井戸をも含めて)によるもの
噴気(井戸をも含めて)によるものおよび熱伝導による
ものを測定する。

温泉井については流量と温度の測定を行なう。 この
場合の測定については特に問題はない。 流量について
は一定時間における湧出量をバケツなどの適当な容器
にとり計量すればよいし 温度の測定も容易である。
自然湧出の場合にはその湧出孔の状況によって測定に難
易がある。 適当なかこいを作りノッチを工夫して流量
測定ができる場合にはそれを行なえばよいが 場合によ
っては河川の底に湧出孔がある。 多くの温泉地では河
川にそって自然の温泉があり 河川水に流入している。
このような場合には温泉の上流と下流でそれぞれ河川の
流量と温度を測定し その差より温泉の湧出量と熱量を
算出する方法をとるが この方法では温泉量に比較して
河川水の流量が大きいと 放熱量の測定ができない。

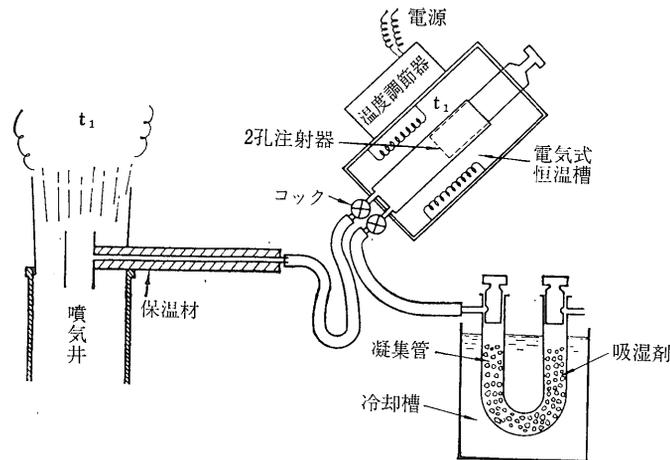
第2表 日本の温泉地からの放熱量

地域名	面積 Akm ²	基準温度 °C	放熱量				計 Q: 10 ⁶ cal/sec	熱階級
			温泉による Q ₁ : 10 ⁶ cal/sec	噴気による Q ₂ : 10 ⁶ cal/sec	熱伝導による Q ₃ : 10 ⁶ cal/sec	蒸発による Q ₄ : 10 ⁶ cal/sec		
アトサヌブリ	0.9	10	0	5.8	2.0	0	7.8	V
川湯	2	10	6.1	0	2.8	0	8.8	V
層雲峡	0.8	7.1	1.4	0	0.5	0	1.9	IV
勇駒別			2.0	0	—	0.8	2.8	IV
定山溪	0.6	10.5	9.7	0	0.3	0	10.0	V
登別三湯沼	0.07		5.4	0	5.3	8.6	19.3	VI
登別地獄谷	0.1		8.2		3.0	—	11.2	V
洞爺湖	1.04		2.0	0	0.2	—	2.2	IV
昭和山本	(0.1)	—	—	(3)	—	0	(3)	IV
ニコ湯	0.06		4.5	0	0.2	—	4.7	IV
瀧川部	3.6	10	0.8	0	2.3	0	3.0	IV
鹿部の川	0.3	10	0.9	0	0.1	0	1.0	III
湯の川	0.5		3.7	0	0.3	0	4.0	IV
玉川	0.1	0	15.2		—	—	15.2	V
松川湯	0.2	0	(1)	(32)	—	—	(33)	VI
赤湯	0.8	12	0.6	0	0.8	—	1.4	III
常盤炭田	45.	0	51.0	0	—	0	51.0	VI
草津		0	24.4	0	—	0	24.4	VI
箱根大涌谷	0.06	0	1.0	3.8	0.02	0	4.8	IV
強羅	0.6	0	2.7	0	—	0	2.7	IV
熱海	3.	0	22.0	0	—	0	22.0	VI
伊東	4.	0	32.3	0	—	0	32.3	VI
諏訪	1.	0	8.2	0	—	0	8.2	V
白浜	2.	0	(18.2)	0	—	0	(18.2)	VI
別府	7.	0	20	17.3	—	—	37.3	VI
大岳	0.1	0	18.7	25.9	—	—	44.6	VI
雲仙	0		0.3		—	—	0.3	(II)
小浜	1.5	0	52.4		—	—	52.4	VI
硫黄	9.	0	19.1	38.1	—	12.7	63.6	VII
栗駒北部	—	0	2.1	8.6	0.07	—	10.8	V
吾妻北部(姥湯)	0.02	0	1.78	—	0.00	—	1.78	IV
薩南	—	0	2.17	0.09	0.01	—	2.28	IV

噴気の測定にはその量に応じて2つの方法を用いることとしている。噴気井や大きい噴気孔では流量が比較的多い。そして噴気はほとんどの場合液相を伴った飽和蒸気すなわち湿り蒸気である。したがって気相と液相を分離してそれぞれについて計測すればよいわけだがそれには面倒な設備が必要である。放熱量測定という目的には多少その測定精度を下げて簡便迅速が望ましい。そのためわれわれは噴気密度を測る方法を採用することとした。噴気孔の場合 適当なコレクターを用い孔井と同様の円筒形の出口から定期的に噴気を噴出させる状態にする。口元でピトー管を用い噴気の流速を測定する。口元の面積は容易に計測できるので流体の温度と密度がわかれば噴出量とその熱量を知ることができる。温度測定には特に問題がないが密度の測定は必ずしも容易でない。現在用いられている方法は いわゆる湯原式密度計を用いる方法である。

これは口元と同一の温度・圧力条件の一定容積の恒温槽中に流出中の湿り蒸気をサンプリングしてこれの総重量をはかることにより 噴気の密度を計測し 一方で 測定された温度(大気圧下の)より飽和蒸気および飽和水の密度が蒸気表より求まるので 噴気の湿り度がわかる。湿り度がわかれば熱量が算出できる。2図には計器の原理図が示されてある。この方法では気水分離器を用いて行なうような精度は期待できないが 測定が簡便にできるので 多数の測定が手軽に可能となり 今の目的に適ったものである。

噴気地より噴出する天然蒸気の量は適当なコレクターを用いてもそれほど大きくならない。このようなあまり大きくない量の噴気を簡便に計測する装置はベンゼマン氏により工夫されている。これはベンゼマン式地熱熱量計とよばれるもので 3図にその原理図が掲げられて



第2図 湯原式噴気密度測定器

ある。底のない箱型の計器を噴気地に置き 左方より大気を箱中に導き 右方に大気と噴気との混合したものを吐出するような定常的な空気の流れを作る。そして入口と吐出口における大気の流れの流量・温度 そして湿度を測定することにより 大気の流れに噴気地より付加された噴気の量とそれの熱量を知ることができる。この装置もその精度には問題があるが 迅速・容易に測定ができるので今の目的に適った方式といえる。

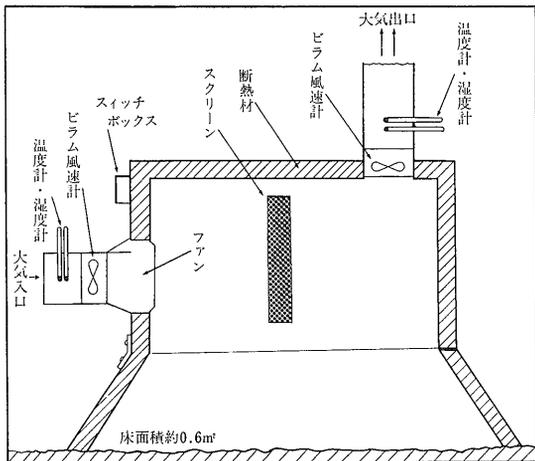
大地の熱伝導により運ばれる熱量の見積りには 大地の温度勾配と大地を構成する物質の熱伝導率を知る必要がある。温度勾配と熱伝導率の積が伝導により運ばれる単位断面積当りの熱量すなわち熱流量である。1m 深度の地温分布調査を行なうことにより 異常地温の範囲をまずきめる。次にその範囲内で1mおよび0.5m 深度の地温を測り その温度差より0.75m深度における地温勾配を算出する。0.75m深度近傍の大地の熱伝導率を知るには いわゆる熱伝導棒が用いられる。

これは4図に掲げられているような装置である。これは理想的には無限長の線状定常熱源を考えるものでそれが無限大均質媒質中で一定の熱量を出しはじめるとその発熱量と経過時間に応じて熱源部の温度が上昇する。そしてその上昇の工合は周囲媒質つまり大地の熱伝導率に關係する。一定の発熱量下では大地の熱伝導率が大きいかほど温度の時間による上昇の割合は小さいことになる。この装置を用いて 大地の熱伝導率がわかる。熱伝導棒の発熱はニクロム線に一定電力を供給することによってなされる。このようにして計測される大地の熱伝導率と地温勾配を乗ずれば その場所での単位面積当りの熱の流れ すなわち熱流量がえられる。したがってその測定で代表される地表面の面積を乗ずれば 伝

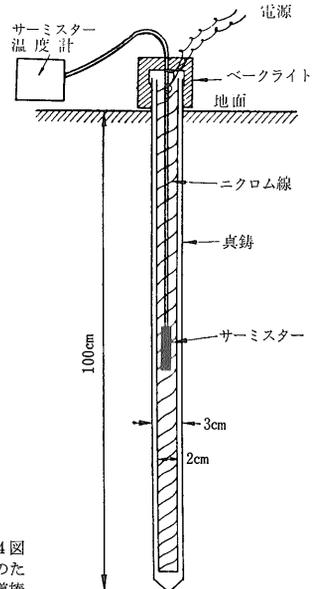
導による放熱量を算出することができる。測点(地温勾配と熱伝導率の)の配置が密であればあるほど測定の精度は良くなることは当然である。ただし0.5m および1m 深度の地温測定には気象要素の影響を全く無視するわけにはいかない。したがって実際にはこの面での補正が加えられる。この点は測定深度をさらに深くすることによって容易に避けられることではあるが 深い地温の測定には作業上の大きな困難がある。当面は1m 深度までの測定によって各地の作業を行ない 地温の日変化・季節変化などを勘定に入れてよい結果を得るように努めている。

放射温度計さらにはサーモカメラの発達により最近 野外における ある範囲の地表面温度分布をほぼ同時に測ることが可能になりつつある。この測定を利用し 地温異常地の表面温度分布を計測する研究が行なわれている。地表面温度は熱流量をはじめとする地表面下のさまざまな条件の他 地表に接する大気の物理条件にも支配されるので 地表面温度と熱流量の關係は必ずしも簡単ではない。関岡・湯原両氏は地表面温度と気象観測を同時に観測することにより 地表面からの放熱量の推定が場合によっては可能なことをあきらかにした。

地表面が植生のない裸地であることはもちろん必要な条件である。この方法の適用も本調査の一部で試みられている。その他最近進歩の著しい熱流計の応用も一部で試験的に行なっている。熱流計とはある一定の熱抵抗をもった熱抵抗板の上下に熱電対を組み込みこれを大



第3図
ベンゼマン式地熱熱量計
K1型(ベンゼマン原理を
用い地質調査所川村氏の設
計による)



第4図
表土の平均伝導率測定のため
の熱伝導棒

地上に設置することにより 直接的に熱流値をよみとろうとするものであり 実験室内では広く用いられているものであるが 野外条件下で使用に耐えるものが 最近実用化されつつある。

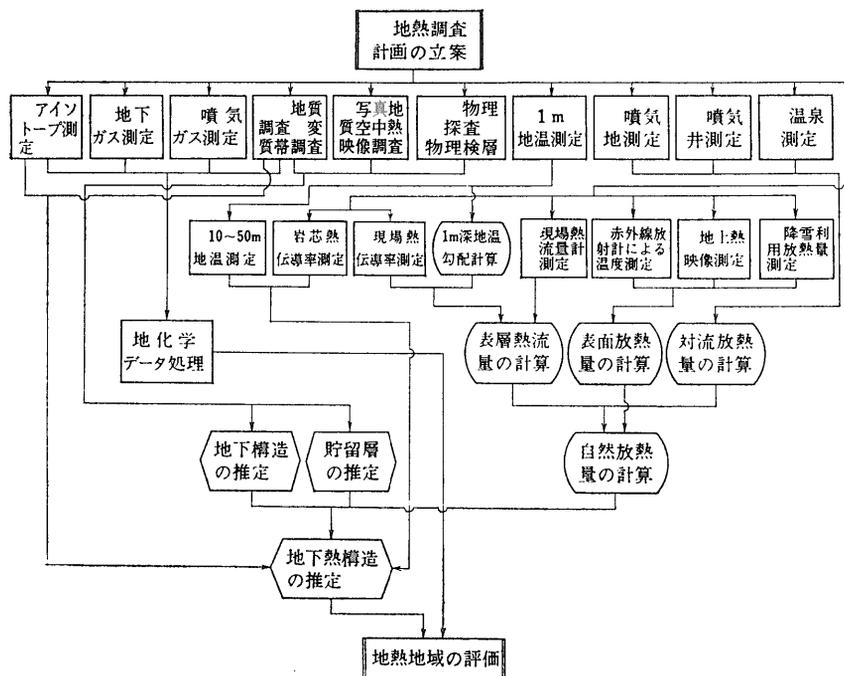
自然放熱量測定の意味

地熱調査の最終的目標は地下の熱的構造の推定にあるといえる。地表の地熱現象の測定はそのための直接的方法の一つである。5図にはわれわれが考えている地熱調査の流れを掲げた。この図は放熱量調査を詳しく説明するため仕事の内容を他より細く分けて示してある。地表面の熱的条件としての放熱量を知り さらには10~50mの地温分布の調査を行ない 地下の熱的分布を推定し 一方では地熱流体のいれものとしての地下貯留層の構造についての調査を 地質調査・物理探査および地化学調査の方法で行ない 最終的には地熱地域の評価を与えるという考えに基づいたものである。

温泉の測定および噴気(井)の測定はいずれも流体の流れに付随する熱量を測るもので これは対流放熱量の測定になる。ここで対流とは伝導に対する言葉として使用されたものである。熱流量についてはわれわれの場合は 表面近くで測定を行なうのでこれを表層熱流量とよんでいる。熱流量は通常単位面積当りの量としてとり扱われるので 伝導による放熱量の総計は熱流量を面積について積分したものととなる。そして伝導と対流に

よる放熱量の総和が自然放熱量として扱われる。5図中に表面放熱量という言葉が使用されてある。これはこの図中にあるように 赤外線放射計による地表面温度測定 サーモカメラよっての地上熱映像による地表面温度測定あるいは降雪利用による放熱量測定からえられる放熱量の意味合いを他と区別して用いられたものである。前2者については先に説明した。ある瞬間における地表面温度分布より放熱量を推定するのであるが その際地表面における熱収支をもとにしてその算定を行ない 伝導および対流の区別なく熱輸送を扱うので表面放熱量という言葉が用いられる。降雪利用の放熱量調査とは地熱地に一時的に降雪があり その後一定時間経過した時での積雪変化より放熱量を推定しようという方法である。つまり融雪量から地表の積雪に与えられた地下よりの熱量を推定するものである。もちろんその原理から見て精度に限界があるし 積雪がうまい工合にあり しかも積雪量と放熱量の関係が このような測定を可能にするように バランスがとれてなくてはならないので 一般的に応用できる方法ではないが 簡便な推定法ではある。この場合も対流と伝導の区別なくその和としての放熱量を算定することになるので 表面放熱量の言葉が用いられてある。

地表の地熱現象をもたらず 異常熱量の形状 深度 温度などを想定し さらには地熱流体の地表上への流動の状態やその量的関係をきめれば 地熱地の地下の熱的



第5図 地熱調査のながれ

状態を記述できる。したがって地上における熱流量の分布や対流放熱量がわかれば 適当な仮定のもとに地下の異常熱源の形や深さあるいは温度などを推定することが可能となる。このような推定を行ない地熱地域の評価を行なうことに役立つのに放熱量調査の意義がある。ここに概念的にのべた熱源の推定の方法や 実例については 別の機会に稿を改めてのべることにし はなしを先につづけることにする。

栗 駒 北 部 に お け る 測 定 例

第1表に掲げられてあるように 地熱基礎調査は48年度に5地域 49年度に15地域を対象としてなされた現在までに合計20地域についての調査が完了したこととなる。放熱量調査もこれらの地域についてすべて行なわれた。これらの結果は各担当者において報文にまとめられつつあり 近々に公表される予定である。

次に掲げた表はその20地域の1つである栗駒北部地域における測定結果の明細である。この地域には多くの地熱徴候が存在しており それらを12の区域に別けて考えて測定結果が整理されてある。放熱量の熱輸送の種類に値が示され 下にその総和が示されてある。栗駒北部地域全体の放熱量は 10,826kcal/sec であり 先に定義した熱階級ではVに当ることがわかる。

第3表 栗 駒 北 部 地 熱 地 域 (単位 kcal/sec)

種 別	地 区 名											
	高倉沢	荒湯	噴湯丘	湯の袋	鷹の湯	湯仙の又秋	泥湯	新湯	川原毛	小安	羽湯	大湯
温泉による放熱量	8.6	310	48	688	358	66	71			460		120
噴気井よりの放熱量										760		
噴気地からの放熱量 (河川への温泉流出を含む)	6	303	32				11	80	1,660	2,860	5	2,913
熱伝導による放熱量	2.7	17	2.3				16					28
全 放 熱 量	17.3	630	82.3	688	358	66	98	80	1,660	4,080	5	3,036

総計 10,826

地熱地域の放熱量調査を全国規模で行なうのは今回のこの調査が最初といえるが 例えば北海道地域についていえば福富孝治氏が精力的にこれを行なった実績がある。今回の調査を福富氏の調査をはじめとしてこれまで個々に行なわれた調査例をもあわせれば わが国の地熱地域から放出されている熱量についてのより正確な数値がえられることになろう。これはまた日本全体の地下の熱的構造を考察する上での一つの重要なデータともなると考えられる。

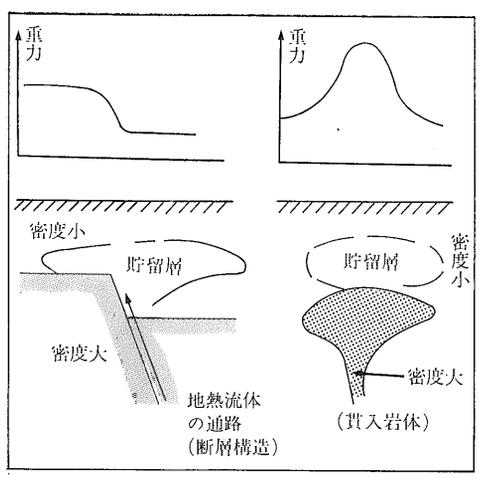
地 熱 探 査 に お け る 地 球 物 理 的 ター ゲ ッ ト

標題にあるように今回の基礎調査の項目としては物理探査がとり上げられているので 以下にそれについてのべることにする。

ところで地熱探査すなわち地熱流体貯留層の探査に有用な物理探査として どのような方法が考えられているのだろうか。これは換言すれば地熱探査上どのような物理的ターゲットが考えられるかの問題である。 試錐孔を利用し 地温分布をあきらかにし より深部の地温分布を推定し 地熱貯留層を探しあてることがはもっとも直接的な地熱異常の探査手段と考えることができる。しかし岩石そのものは熱を非常に伝え難いものであるので 浅い深度の地温情報から深部の温度異常を検出するには原理的困難がある。したがって当然のことながらより深い測温孔 しかもより多くの測温孔が必要となり物理探査法に課せられた使命である試錐孔を最小限にとどめるための技術に相反するようになる。

直接探査法としてこの地温探査を別にすればどのような方法が地熱探査で採用されたらよいであろうか。この問題はまだ結論が出ていないが 現在のところ電気探査の比抵抗法と微小地震調査法が有力なものといわれている。地熱流体貯留層は高温の水の地層中での含水率の大きい部分である。地層中の水の含有率が大きいことは 地層の電気的比抵抗を小さくする重要な要因である。そして地熱流体は通常溶解イオンに富んでいるしその上温度が高い これらはいずれも地層比抵抗を小さくする要因となる。したがって地熱流体が貯留層中で液相で存在するとすれば これは確実に電気的低比抵抗部をなすと予想できる。このような考えから地熱探査上の地球物理的ターゲットとして電気的低比抵抗部が浮かびあがる。しかしながら貯留層が裂か性のものである場合には 低比抵抗部分の実質容積が小さい規模のものとなるので 現在の電気探査技術では地表から検出できるほどのものではない可能性が強い。このような場合には比抵抗法の適用に疑問がある。地形変化が多いところでは現在の比抵抗法の有効性に限界がある。比抵抗法以外にも電磁法を利用して地下の低比抵抗検出の方法があるが これについては調査法そのものがまだ十分完成されていないのが現状である。このような制約からも 地熱探査への応用には限界がある。

微小地震調査による方法では 一定期間にわたって (例えば数週間) 対象地域において自然地震の観測を行ない その震源分布をきめる。地熱流体貯留層中では流体の移動が常におきている場合も考えられるので 微小地震の震源をなす可能性がある。したがって震源集



第6図 地下構造・貯留層および重力異常の関係の概念図

中部分を中心として貯留層が存在すると考えられる。すなわちこれが調査のターゲットとなるわけである。しかしこの方法は諸外国の地熱調査例として2, 3があるのみで その実用性はそれほど確認されていない。対象が微小地震であるので交通などによる雑振動が多いところではよい記録がえられない。したがってどこでも可能という方法ではない。その上微小地震の発生の可能性についてもまだ不明の点が多い。調査法そのものにも吟味を要すべき問題が多い。以上の理由から今回の調査では比抵抗法の適用が有効と考えられるようなところではそれを用い 微小地震調査は一応今後の課題として残し採用しなかった。

重力探査法は 地下構造調査法の一つとして広く用いられている。地下の密度分布を検出する方法であり 諸種の探査の目的のために用いられて来ているが その計測器の発達も近年著しく 応用分野も多い。

地下の密度構造が貯留層と直接的関連をもつことは考えられないが 貯留層が断層構造や貫入岩体に関係をもつ可能性は考えられる。貯留層生成のメカニズムについては不明の点が多いのでこのような想像の当否の結着は将来の問題に帰するのであるが 例えば6図に示したような考えをとる。このように考えると重力の異常傾度の大きいところまたは高異常が貯留層探査のターゲットといえる。この図では 地下深处の断層がさらに深处にある異常熱源 すなわち地熱流体の究極の源からの流体の通路をなし貯留層を形成していることを想像する場合と 火成活動による貫入岩体が熱源となってその直上に貯留層が形成されることを想像している。これらの予想は 世界のどの地域においても実証されたケース

ではないので 探査原理として採用するには不満足なものではあるが 一方これを全面的に否定すべき理由も現状ではない。また重力探査は一般に地下の地質構造を概査する上に有用な手段といえる。地下の熱構造が地質構造と関連をもつことは十分考えられるので 重力探査にそのような効用をも考え 今回の調査にとり入れ基礎調査の一環とした。

基礎調査における物理探査

上にのべた考えで 全国地熱基礎調査の調査項目中に物理探査の項目を入れ 電気探査あるいは重力探査を行ない基礎調査の目的に役立たせることをねらっている。具体的にはこの概査としての基礎調査に後続して行なわれる精密調査を進める上の基礎資料に供することが主目的となる。基礎調査の一環として行なわれる変質帯調査 写真地質調査を主体とする地質調査 および地化学調査 そして先に説明した放熱量調査の結果などと併せて精密調査を後続する上に役立てられる。精密調査は資源エネルギー庁によって行なわれるもので ボーリングを主体として地熱包蔵量の評価をより精ちのものにすることをねらう。

30の各地域でどのような物理探査が行なわれたり あるいはまた計画されているかは 第1表に示されてある通りである。なお49年度駒ヶ岳北部における物理探査として地震探査が採り上げられているが これは探査対象を比較的狭いところと限定して しかも対象深度を深いものに想定して この方法が適当と考えてこれを適用したものである。この場合は先の項で説明したような微小地震の観測ではなく いわゆる地下構造調査法としての地震探査(人工地震による)である。

今回全国的地熱調査がここに紹介されたようにはじめられ 従来空白がちであった地熱地域の地下の情報これが契機として豊富になりつつある。地熱資源の開発をめざす上にはもちろんであるが 地殻の熱学的研究上にもその成果が役立つことが期待される。

地熱現象の豊富なことは地球的に見て 日本を特長づけるものであり その結果として地熱資源もわが国の特産品の数少ないものの一つといえよう。資源的には本号中でも紹介があるように現在世界的注目をあび各地でその研究もはじめられている。わが国においてもそのようなよう勢に立遅れないような方針が必要であろう。

(筆者は 物理探査部探査課長)