

地学環境の遠隔探知

赤外線 の 地 学 へ の 応 用 に つ い て

⑤

長谷 紘 和

これまでの経過で赤外線波長領域 とくに常温付近の物体表面から放射される遠赤外線の物理的性質と その応用手段である空中赤外線映像の撮像法ならびに映像の基本的性質 幾何学的特徴などについて説明をおこなった。今回はこのシリーズの最終回として 温度映像として得られる地表面の情報が われわれにどれだけ有効であるか すなわち映像の地質的判読に関する例を取り上げる。 その一つは赤外線映像の地熱テーマへの応用に関するものであり 他は鉱床地帯の地質判読に関するものである。 取り上げる実例が米国におけるものでその点あまりふさわしくないが いずれも筆者が調査に参加したものである。 映像の地質判読こそわれわれの専門分野で その意味ではこの稿が表題にふさわしい初めてのものということができます。

地表面温度に関する気候学的概念

赤外線映像は物体表面の温度に関する情報で決して物体内部の熱構造や熱伝播の過程を直接示すものではない。地殻の問題を扱うわれわれにとっては 地球の内因的現象の結果として 地表面温度が与えられることが赤外線映像判読のために望ましい。 しかしながら実際には地球一大気圏の物理現象のうち 99.97% までが太陽エネルギーに起因するものであると計算されているように地表面温度は外から与えられる太陽エネルギーによって

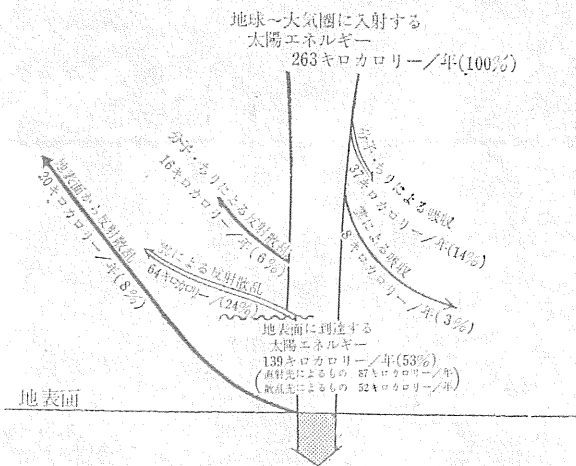
決定される (SELLERS 1965)。 このことは気象 あるいは気候学的な要素を無視して映像の地質解釈をすることが不可能なことを示している。 そこでまず最初に必要な気候学的概念のいくつかを把握しておきたい。

太陽エネルギーと地殻熱エネルギーの比較

太陽エネルギーは宇宙空間を伝播して放射の形で地球に供給される。 その単位面積あたりの熱量は太陽常数として与えられており およそ $2\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ である [実測による値としてはX-15ロケットにより高度80 kmから $1,952 \text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ が得られている (LAUE 1968)]。 この値をもとにして地球一大気圏の受け取る太陽エネルギーを計算すると年間単位面積あたり 263 kcal に達する。 太陽常数は地球一大気圏の外側におかれた単位面積に直角に入射する太陽エネルギー量と定義されており そのエネルギーは大気圏を経て地表面に達するまでの過程で大気中内の種々の物質によって減衰される。 さらに地表面に達した太陽エネルギーも全部が地中に吸収されるのではなく一部は地表面で反射される。 減衰は吸収および反射・散乱によってなされる。 SELLERS の計算に基づき 太陽エネルギーの地球一大気圏における減衰の割合を图示すると 第1図のとおりである (SELLERS 1965)。

吸収による減衰は大気を構成する分子 雲 あるいはちりによるもので とくに長波長 (赤外線領域) の太陽エネルギーは大気中の H_2O CO_2 O_3 など 三原子分子の吸収による減衰が大きい。 吸収による減衰の合計は 45kcal Y^{-1} で全体の17%に相当する。 他方反射・散乱による減衰は合計 100kcal Y^{-1} で全体の38%に達する (全入射量に対する地球一大気圏の全反射量0.38は地球一大気圏のアルベドと呼ばれる)。 この計算からわかるように 地表面から地中に吸収される太陽エネルギーは 地球一大気圏の外側に入射したエネルギー量の半分もしくはそれ以下に減衰される。

この値は地球上の緯度により あるいはわが国のような湿潤気候下においては異なるが 一秒あたりに換算するとおよそ $0.02\sim 0.04\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ になる。 この量は一体どの位の大きさを表わしているのだろうか われわれに関心の深い地殻の熱流量と比較して見よう。 地球内部から地表に向けて熱伝導によって運搬される熱エ



第1図 地球一大気圏における太陽エネルギーの配分 (SELLERS 1965 の計算にもとづく)

エネルギー（熱流量）は平均 $1.5\mu\text{cal cm}^{-2}\text{sec}^{-1}$ と計算されている（この量は熱流量単位（heatflow unit）と呼ばれている）（LEE and UYEDA 1965）。したがって太陽エネルギーの強度は地殻熱流量の千数百倍から二千倍をこえる。この事実からもわかるように地熱異常地のような特殊地域を除いて赤外線映像による地球の内因的熱エネルギーの検知はまず不可能であると考えてよい。それは後述するように太陽の直射影響のない夜間についてもいえることである。

第1表 おもな物質の熱的特徴

物質名	測定温度 (°C)	比熱 c	密度 $\rho(\text{gr cm}^{-3})$	熱伝導率 $k \times 10^{-3} (\text{cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{°C}^{-1})$	熱拡散率 $\alpha \times 10^{-3} (\frac{\text{k}}{\text{cp}})$
アルミニウム	0	0.208	2.71	485	860
銀	0	0.056	10.49	999	1,700
銅	400	0.096	8.76	868	1,032
花崗岩	0	0.19	2.7	6.5	12.7
石灰岩	0	0.22	2.7	4.8	8.1
砂岩	—	0.21	2.6	6.2	11.3
石灰質砂(含水率43%)	—	0.53	1.67	1.7	1.9
石英砂(中～細粒)乾	—	0.19	1.65	0.63	2.0
〃 (含水率8.3%)	—	0.24	1.75	1.4	3.3
砂質粘土(含水率15%)	—	0.33	1.78	2.2	3.7
土壌乾	—	—	—	0.4~0.8	2~3
土壌湿	—	—	—	3~8	4~10
空気(1気圧)	0	0.24	0.00129	0.055	178
氷	0	0.49	0.92	5.3	11.8
水(平均)	—	1.00	1.00	1.43	1.43

資料 INGERSOLL 他 1954より

地表面における熱収支

赤外線放射の原理から放射は物体表面からなされる。そこでここでは地表面を境にした熱の出入りについて明確にしおきたい。

地表面に到達した太陽エネルギーは一部は地表面から反射され残りは地中に吸収される。吸収された太陽エネルギーは地面温度を上昇させ地表面からはその温度に相当する熱放射がおこなわれる。地表面におけるこれらの熱の出入りを規定するもっとも基本的な式が地表面の熱収支方程式である。厳密な熱収支方程式は熱の出入りについてのあらゆる要素を含まなければいけないが実際には主要な要素に比較して無視できるような二次的なものがある。たとえば大気の流れによって地表面から運び去られる熱量にくらべて大気中へ層流によりあるいは熱伝導により運び去られる熱量ははるかに小さく無視できる。それらの二次的な無視できる要素としては他に植物の光合成に伴う化学的エネルギー波や海流などによって生じる機械的エネルギー人工的エネルギーなどが考えられる。また融雪や地表面と温度の異なる雨がもたらす影響は大きな要素で量としては無視できないが熱収支方程式の一般式からはずして考えることができる。こうして主要項からなる日中における熱収支方程式は次のように書き表わすことができる。

$$(Q+q)[1-af(\lambda)] - I = LE + P + A \dots V - \text{①}$$

ここに

- Q : 地表面に直射光として到達した太陽エネルギー
- q : 地表面に散乱光として到達した太陽エネルギー
- a : 地表面の反射能 $f(\lambda)$ は反射能が波長 (λ) および太陽高度 (θ) によって大きく変化することを示す

- I : 有効放射
- L : 蒸発の潜熱 温度の関数である
- E : 蒸発量
- P : 大気の流れによって運ばれる熱量
- A : 太陽エネルギーによって生じる地表面と地中における熱交換

上式からもわかるように地表面の熱収支に関して主要な要素は放射蒸発乱流による熱運搬および地表面と地下との熱交換である。ここに基本的な熱収支方程式が示された訳であるがそれは地表面の点における方程式であって面的な広がりに対する概念は全く含まれていない。すなわち地形の影響については全然ふれられていない。したがって地表面の熱収支方程式は地形要素の異なる各点でそれぞれ求められなければならない。地形の凹凸が地表面温度に及ぼす影響は非常に大きくそれは微気候学における主要研究テーマの一つでもある。地形と地表面温度との相関に関するいくつかの典型的な研究例については GEIGER の教科書に非常によくまとめられている (GEIGER 1965)。他にももう一つ熱収支方程式に含まれていない要素で特に夜間の熱収支に関して重要なものは移流 (advection) と呼ばれる温度の異なる大気塊の移動現象である。

太陽の日変化 年変化が地中温度におよぼす影響

太陽エネルギーは地球の自転および公転運動によってそれぞれ日変化および年変化として周期的に地球にもたらされる。このことは地中温度がある深さで周期的に変化することを物語っている。このような周期的変化

とは別に一時的な寒波の襲来などによって生じる不規則な温度変化も考えられる。 われわれは地中に吸収された太陽エネルギーがあまり地下深部まで到達しないことを知っており それによれば 日変化によって影響を受ける深度は 地表面下 70~80cm どまりであり 年変化による影響は地下 15~20m が限度である。 これは地表面を形成する岩石・土壌が熱の不良導体であることに起因する。 岩石・土壌の熱的特徴については 熱伝導率 k (単位 $\text{cal cm}^{-1} \text{sec}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) 熱拡散率 α ($\alpha = \frac{k}{\rho c}$ c は比熱 ρ は密度 cgs 単位) あるいは熱パラメーター (thermal parameter) β ($\beta = \frac{1}{\sqrt{k\rho c}}$ 単位 $\text{cal}^{-\frac{1}{2}} \text{cm} \text{ } ^\circ\text{C}^{\frac{1}{2}} \text{sec}^{\frac{1}{2}}$) などによって表現される。 土壌や岩石の熱特性を規制するパラメーターの例を第1表に示す。

さて地表から周期的に与えられる太陽エネルギーと地中温度との関係は理論的に求めることができる。 地表から地下深部に伝播される太陽エネルギーは 熱伝導の形で送りこまれるが 熱伝導の方程式は FOURIER によれば 次のように表現される。

すなわち
$$\frac{d\theta}{dt} = \alpha \frac{d^2\theta}{dx^2} \dots V-②$$

ここに α : 熱拡散率($\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$)
 θ : 温度($^\circ\text{C}$)
 t : 時間(秒)
 x : 地表からの深さ(cm)

いま地表から与えられる太陽エネルギーによって生じる温度変化が 理想的な周期関数の形で変化するのとも考えると 地表面の温度変化は

$$\theta = \theta_s \sin \frac{2\pi}{P} t \dots V-③$$

ここに θ_s : 地表面の温度幅($^\circ\text{C}$)
 P : 周期(sec)

地表面の周期的な温度変化 $V-③$ 式を境界条件として $V-②$ 式を解くと 求める時期における地中温度 θ_x は一周期期間中の平均温度 θ_m を考慮して 次のように表わすことができる。 すなわち

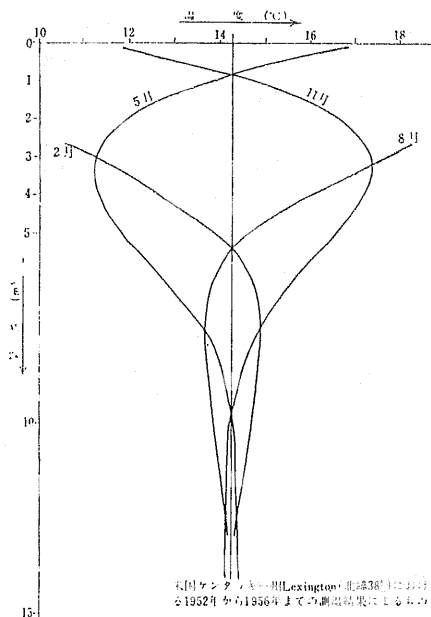
$$\theta_x = \theta_m + \theta_s \cdot e^{-x\sqrt{\frac{\pi}{\alpha P}}} \sin\left(\frac{2\pi}{P}t - x\sqrt{\frac{\pi}{\alpha P}}\right) \dots V-④$$

この式を用いて 1年を1周期にとり地中温度の年変化を記録した結果が PENROD 他によって発表されている(第2図)。 測定は1952年から1956年の5年間に米国ケンタッキー州 Lexington(北緯38度)の大学構内で行なわれたもので われわれはこの結果から北半球中緯度における地下温度年変化の影響の概念を得ることができる。 たとえば 5月の地中温度を見てみると 地下5m 付近では一年中もっとも低い地下温度を示しており また地表から地下3m ほどまでは地下深くなるほど温度が低くなっている。 このことは地表における“微弱”な地熱異常を考える場合重要である。

周期の短かい日変化では 一日の地中温度の変化はその時点における年変化温度カーブを中心としておこなわれる。

赤外線映像の地熱探査への応用

わが国のように世界有数の火山国では 火山の爆発・噴火など地熱エネルギーによる災害も多いが他面 温泉美しい風土など多大の恵も受けている。 とくに地熱エネルギーに関しては わが国唯一の恵まれたエネルギー資源として将来の有効利用が期待されている。 地熱資源評価のための一手段として赤外線映像の果たし得る役割には大きいものがあると考えられ 実際にエチオピアでは地熱異常地の探査がこの方法でなされつつあるという(中村久由氏談話)。 しかしわが国ではどこに地熱異常地があるか といった探査の段階はすでに終わり量的な把握が要求される段階にあるといえるのではないだろうか。 とくに地下から大気中に放出される自然放熱量を短い時間で広い地域にわたり定量的にとらえることが可能となれば 地熱異常地域の地下構造 地熱機構を考える上でその効果は大きい。 さらに 自然に放出される熱量が 一地熱地域に期待できる地熱エネルギーの



第2図 地中温度の年変化 (PENROD 他による 1960)

埋蔵量を推測する資料として有効であるなど 地熱開発の資料としても自然放熱量の把握は重要視されている。

赤外線映像は放射の原理から 放射温度をエネルギー量に換算でき 上記の目的のためには有効な手段である。しかしながら 赤外線映像の解釈によるこの分野の取り組みは緒についたばかりで これからご紹介する例もそのための基礎的な研究例にすぎない。

地熱異常地における夜間の熱収支

前節で地表面の熱収支方程式が吟味され (V-①式参照) そこでは地殻の熱エネルギーについては無視できるほど小さい要素として取り扱われた。ここでは 異常に高い地熱エネルギー地点についての熱収支方程式を考えるので 地熱項を導入する必要がある。直感的にわかるように 地表面の地熱異常は太陽放射のない夜間においてもっとも顕著である。筆者によって提案された夜間における地熱異常地点の熱収支方程式は 次のようである。

すなわち

$$I + LE + P = A \quad A > G \text{ のとき} \cdots V-⑤$$

$$\text{または } I - (LE)' + P = A$$

および

$$I + LE + P = G \quad A < G \text{ のとき} \cdots V-⑥$$

$$\text{または } I - (LE)' + P = G$$

ここに

I : 有効放射でそれは放射 I↑ と大気温度における反対放射 I↓ の差として表わされる (I = I↑ - I↓)

LE : 蒸発によって失なわれる熱エネルギーである。蒸発の潜熱 L は温度 θ の関数で自然蒸発の場合には L = 597 - 0.6θ (°C) カロリー/g で表わされる

-(LE)': 夜間に温度が下降し 大気中の水蒸気圧がその温度での飽和蒸気圧をこえると露が地表におり それは大気中から地表面に逆に熱エネルギーが与えられることを示す

P : 空気の乱流(風)によって運び去られる熱エネルギー 夜間にはこの影響は小さいものとなるだろう

A : 地表面と地下との熱交換 (熱源は太陽)

G : 地下から地表への熱供給 (熱源は地熱エネルギー)

上式からわかるように地熱異常の弱い場合には V-⑤式であらわされ 地表面温度は太陽エネルギーの影響の結果として与えられる。地表面で地熱異常を検知できるのはその地点の熱収支方程式が V-⑥式で表現される場合に限られる。

熱収支方程式の各項についてはそれぞれその物理的性質が与えられ 放射 (I) に関しては これまでに C のシ

リーズでのベータ放射の物理が適用できる。地表面からの蒸発による熱の損失は非常に複雑で今日でも完全には解決されていないが Бурко によれば蒸発は三段階に分けて考えられるという (Бурко 1963)。すなわち地表面の土壌(岩石)水分がその最大湿分度 (hygroscopicity) をこえる場合の蒸発は水面蒸発と同様に考えてよいということである。最大湿分度以内での蒸発は含水量と直線的な相関関係があるといわれ さらに乾燥が進むと蒸発による熱流出は無視できる。

乱流による熱運搬は風速の関数であるが これも厳密な解答を得ることがむずかしい。しかしわれわれはこの要素についてはむしろそれを無視できる (無風に近い) 実験条件を選ぶことができる というふうと考えている。こうして地熱異常地における地熱エネルギーは 蒸発その他の熱運搬機構による熱放出を誤差として含みはするものの 放射エネルギーの形で放出され それが赤外線検知器でとらえられて最終的には赤外線映像として表示されることになる。

地熱強度の分類

気候学的概念の節で太陽エネルギーと地殻熱流量との強度が比較された。われわれはどの程度の地熱エネルギーを "地熱異常" と呼んだらいいのだろうか。ごく広義には地殻の平均熱流量以上の値を持つ地点については異常地ということができるとも知れない。ここでは赤外線映像の解釈という立場から 地熱エネルギーの強度分類をしてみたいと思う。そのためにはやはり気候学的概念のところでのベータのように 太陽の日変化と年変化との関係から分類するのが正しいと思う。すなわち地熱異常は 次のように 3 つの等級に分類することが試みられた。

I) 第三級の地熱異常 この等級では 地殻の平均熱流量 (1.5 μcal cm⁻² sec⁻¹ = IHFU) 以上の地熱異常が含まれ 最上限は太陽の年変化の最大値量によって境される。年変化の影響は太陽の日変化のない深さ (地下 80cm) において考えられ 筆者の計算から 240 μcal cm⁻² sec⁻¹ が中緯度の値として得られた。しかしこの数字は地域によりかなり変化すると思われるので 一応の目安としてだけ取り扱い 分類の根拠の方を重視していただきたい。

II) 第二級の地熱異常 第三級の上限をこえる地熱異常は 一年を通じて 日変化のない地中 (80cm) では常に地熱異常としてえられるだろう。そこでは季節に無関係に地下温度は深度とともに増加しているはず

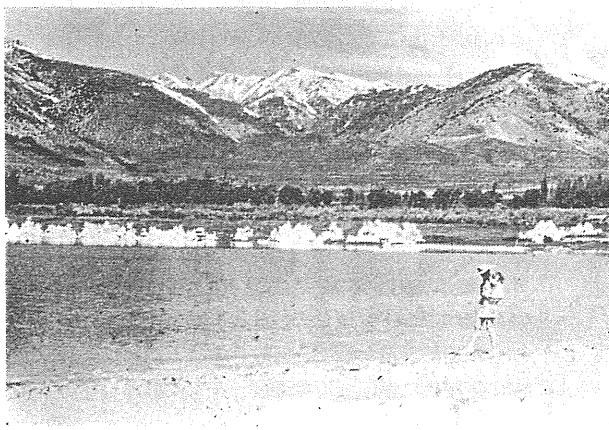
である。この地熱異常は地下浅所で太陽の日変化をうける。そして第二級の地熱異常の上限は太陽エネルギーの地中に吸収される平均値によって境される(この値も目安として $2,000 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ が与えられた)

Ⅲ) 第一級の地熱異常 地中に吸収される太陽エネルギー強度を上まわる優勢な地熱異常がこの範ちゅうに含まれる。

以上地熱強度は三つの等級に分類されたが 赤外線映像によってとらえられるのは第一級の地熱異常および第二級の地熱異常の一部にすぎない。太陽エネルギーの周期的供給によって生じる地表面温度変化の振幅は非常に大きく(これを太陽のマスク効果ということにする)第三級の地熱異常のように太陽エネルギーの年変化に支配される弱い地熱異常は いくら夜間にあってもこれを地表面で地熱異常としてとらえることはまず不可能とみてよい。第二級の地熱異常でも 太陽のマスク効果により とくに下限値付近では地表での検知ができないと考えられる。このように考えると 赤外線映像によって地表面で地熱異常として とらえられる地熱強度の限界は 第二級の地熱異常のある値であることがわかる。では次にこの限界値に関連して筆者が米国の地熱異常地を対象におこなった測定実験結果の一・二例についてご紹介する。

Mono 湖での結果から

Mono 湖はサンフランシスコの東およそ 300km カリフォルニア州の東縁にある長径が 8km ほどの塩湖である(第3図)。湖の西縁はシエラネバダ底盤で境され古生代から中生代ジュラ紀の変成岩が露出する。Mono 湖を中心とする盆状地は 第三紀中新世以降火成活動が盛んで それらは淡水環境の湖底噴火によるものである。

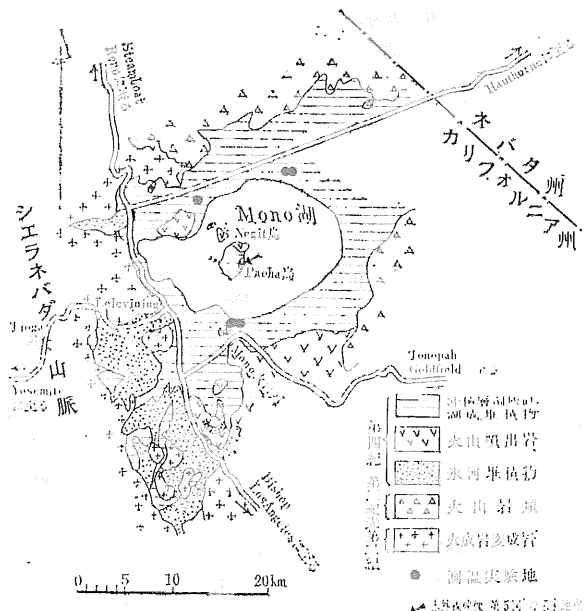


第3図 Mono 湖 背景はシエラネバダ山脈の東縁 湖中の白い塔は石灰質を含む地下水が割れ目に沿って 湧出したためにできた石灰塔 (tufa

やがて堆積環境は閉じられた水域となったが火山活動は引きつづき行なわれ 流紋岩ガラスからなる Mono 火山口列が形成されたのが 35,000 年 B.P. そして Black Point の玄武岩熔岩の湖底噴出があったのが 13,000 年 B.P. とされている。湖の中心にある Paoha 島には 9,500~25,000年 B.P.の湖底堆積物が露出し 一部は流紋岩によって貫ぬかれている(第4図)。火成活動のなごりは今日 多くの地熱異常や温泉として継続し 豊富な温泉が使用されることもないまま湖に流入する様子はわれわれの目からはまことにもったいなく映る。

Mono 湖における 地熱異常を地表でとらえる実験は失敗に終わった。測定のための地熱異常地点の設定は同地域を研究している KEENAN LEE と同行して指示を受けたが 乾燥気候下の同地域では地表が非常に含水率の低い(重量比で1%以下)凝灰質砂からなり この砂層が熱水によって地表近くに運ばれる地熱エネルギーを熱伝導の形で地表に運搬する媒体として作用していると考えられる。測定実験が行われたのは5月下旬から6月上旬にかけてで この時期には地表下80cm 近くの太陽の年変化による温度傾度は 前出第2図からもわかるように地下深部ほど低くなっている。しかし測定地点のあるものは太陽の年変化をこえる地熱強度(第二級)をもち 一日の平均地温は地表から地下80cm までは地中深くなるほど温度が高くなっている。しかしその温度勾配はゆるく 熱伝導による地表への地熱流も太陽の日変化のマスク効果で 地表ではすっかりおおわれてしまったわけである。

緑のシエラネバダ山脈を横断し タイオガ峠を越える



第4図 Mono 盆地の地質概略図(LEE 1969 より簡略化した)

と間もなく目に入る Mono 湖の乾いた美しさは 自然景観のあまりにもみごとなコントラストの故に 一種神秘的な感さえいだが それは小説家マークトウエンによって記載されている。 自然景観とともに湖辺の動植物にも非常に珍しい生活様式がみられる。 その中でとくに地熱異常と関連して興味深いのは *Altenia salina* というえびの一種である。 Mono 湖の水は非常に高い塩分量を示し塩類の合計は51.2%に達する。 このために魚類はまったくすめず 体長1~2cm ほどのえびが生息しているにすぎない。 このえびが湖底温泉の湧出口の近くで 表面水温度が80℃をこえるところを ゆうゆうと泳ぎわまっているのには驚かされる。 熱水に生息するえび！ しかしそれは比重の大きい（比重15.5℃で 1.0456）湖水中に湧出した相対的に比重の小さな温泉水がなかなか混合せず表面層を形成することによる。 温泉水のフィルムは厚さ数mm以下と非常に薄くなるまで存在し K. LEE は赤外線映像によって温泉水が湖水温度以下になるまでフィルムとして存在することを確かめた(第5図)。 Mono 湖ではこの効果によって湧出量が 0.05 l sec^{-1} の小規模の温泉湧出個所が赤外線映像でとらえられることが明らかにされた (LEE 1969)。

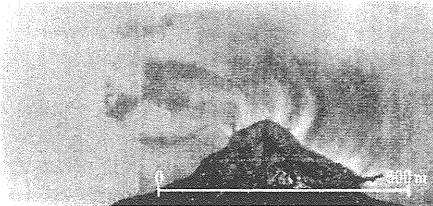
Yellowstone 国立公園における測定結果

前節で筆者は地熱異常強度の分類をおこない 地表において地熱異常としてとらえ得る最小値は 第二級の地熱異常の中のある値であると仮定した。 この仮定を実証するためには自然放熱量が既知の地点で実際に測定をおこなわなければならない。 しかしこのことは必ずしも容易なことではないのである。 地熱異常地の地表では 地熱エネルギーは土壤あるいは岩石中を熱伝導 および熱対流という二つの運搬形式をとって地表に運ばれる。 二つの熱運搬形式が存在する地点での放熱流量の

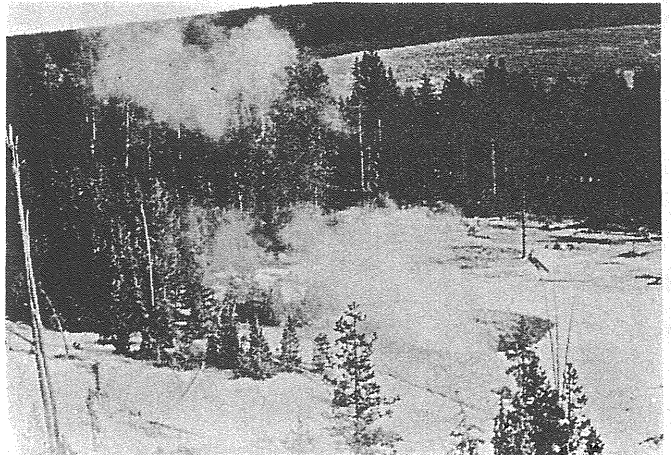
測定はほとんどなされていないのが実情であった。 この点に関して筆者は滞米中に 米国地質調査所(USGS)の WHITE 博士からまれな好機会が与えられた。 WHITE 氏らは Yellowstone 公園で長らく地熱の研究を行なっているが その一端として積雪を利用して地熱異常地の熱量計算を行なうことを計画していたからである。 さっそく現地におもむき 熱流量計算の予定候補地の一つである Sulphur Cauldron 地域を筆者の温度測定地域とすることにした。

Yellowstone 国立公園についてはよく知られておりここで説明をする必要もないと思うので省略する。 公園内には3,000とも4,000ともいわれる非常に多くの温泉があり ニューゼーランドやアイスランドとともに地熱異常地の世界三大メッカでもある。 これらの地熱資源は研究の目的に限って試錐などの工事が許可され 自然環境を保護することに公園として最大の努力が払われている。 米国で公園といえば温泉街や飲食店などが無いことが特徴で自然環境そのものが資源 あるいは財産であるという考え方が強いのは感心させられる点である。 Sulphur Cauldron 地域は 公園内のいくつかの広範な地熱地域のうち Mud Volcano 地域の中に含まれる。 Sulphur Cauldron 地域の地熱異常は 酸性の強い硫酸塩タイプの温泉 あるいは自然放熱量の大きい高地温異常地で代表され 実際に測定を行なった Mud Pot 付近では 二個の泥火山と沸騰温度で煮えたぎる硫黄泉の釜が二個あり 周囲は地温異常のために植生もなく裸地となっている(第6図)。 地熱異常地のまわりに生い茂る松は lodgepole pine (*Pinus contorta*) と呼ばれ 直根が地熱の影響を受けるので地熱異常のやや大きいところでは成木が育たず 地熱強度の指標でもある。

さてここで温度測定方法と装置について簡単にふれて



第5図 Mono 湖中の Paoha 島から湧出する温泉水の赤外線映像 湖水と温泉水の比重の違いにより温泉水の拡散状況がよくわかる 0.7~5.5μ の波長域でとらえた夜間の映像 位置は第4図参照 (K. LEE 1969による)

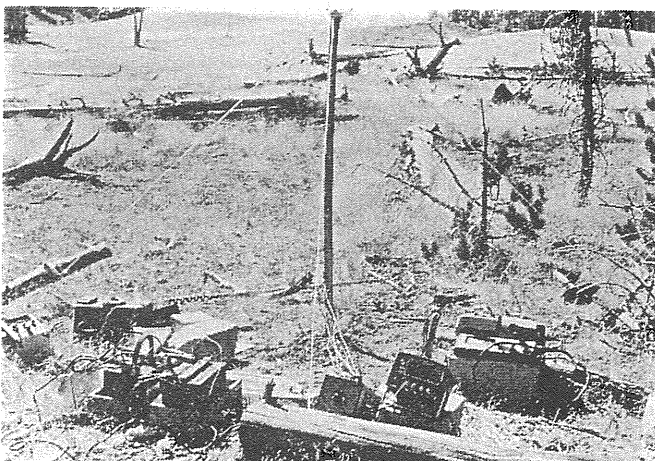


第6図 Sulphur Cauldron 地域 写真中央に泥火山が見られる 公園周遊道路から撮す背景の松林の向こうは Yellowstone 川である

おこう。これまでの調査で太陽の年変化の影響にマスクされる地熱異常は地表ではとらえられないことがわかった。そこで明らかな地熱異常が太陽の日変化のおよぶ深度内に存在することを測定条件の第一に考え、地表面下 80cm までの深さにおける温度断面の日変化を記録することにした。さらに地表に運ばれた地熱エネルギーは主として有効放射によって空間に運ばれるので、地表付近高さ 150cm までの大気温度断面を同様に記録した。これで接地気層および地下浅所の温度の日変化を知ろうというわけである。装置は簡単に塩化ビニールのパイプに孔を開け合計 20 点のサーミスタ温度計を封入した測温棒を工作し現地において測定点に設置した。設置後 24 時間経過してから記録を開始し、次の 24 時間の温度記録を 1~2 時間毎にとった。さらに地表面温度はサーミスタ温度計による接触温度の他にパナソニック製赤外放射温度計 PRT-5 を使用した。その他測定実験に必要な日照計、温度計などすべての器具はスタンフォード大学 Lyon 教授が快く貸して下さったものである (第 7 図)。

測定は 9 月の中旬に行なったが、高度 2,200m をこえる高原の夜は寒さと共に野生の野牛、熊、鹿などの吠える声で無気味でもあるが、またかっこうの覚醒剤でもある。筆者の測定後間もなく White 氏から積雪による熱流量図とオーガー試錐孔における測温結果が与えられた。これによると筆者の 3 測定点 (YS-1, 2, 3) は熱流量およそ 300HFU、900HFU、900 から 5,000HFU の間のある値に相当することがわかる (第 8 図)。またオーガー孔での測温結果からみてこの地域の地熱運搬機構が熱伝導と熱対流の両機構によっていることは明白である。

筆者の測温記録は同一時刻を線で結んだ温度断面とし



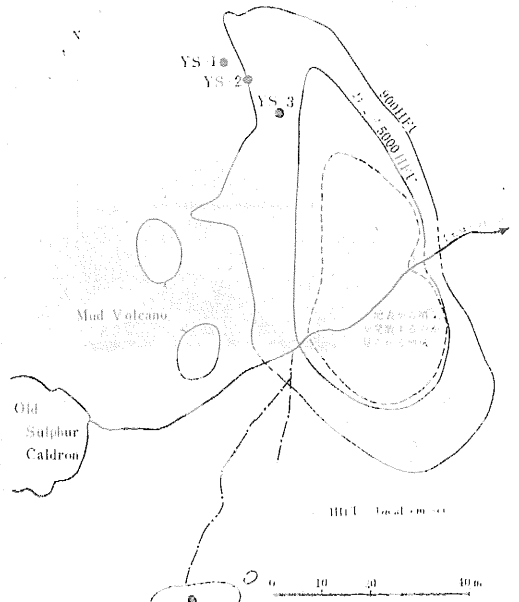
第 7 図 接地気層—地下温度の日変化測定に用いた測温器具(Sulphur Caldron にて)

て表現してある(第 9 図 a b c)。測定点を含む周囲の地表は茶褐色の細粒土壌で、熱変質を受けた母岩と同質の流紋岩質岩礫を含み、母岩までの表土のかぶりは薄いものと思われる。YS-3 では地表下 40cm で母岩に達した。測温記録のうちとくに夜間の温度断面について注意してみよう。YS-1 では接地気層の温度にくらべて地表面温度は低い。この場合地表面からの有効放射はなく、逆に大気からの反対放射が地表面に対してあると考えられる。すなわちこの状態では赤外線映像上に地温の高い地熱異常としてはとらえられないといえるだろう。積雪熱量計で測定した YS-1 測点の地熱異常は第二級の地熱異常の下限值に近いことは興味深い。YS-2 では夜間の地表面温度は接地気層の温度より高く、地表面から明らかに地熱エネルギーの放出がなされている。ただ気になることは地表面の接触温度にくらべて放射温度が高く記録されていることである。この原因についてはまだはっきりしたことがわからない。YS-3 では地表面に地熱異常がみとめられることは明らかであろう。

以上から、現在までのところ地表面で地熱異常がとらえられた地熱強度の下限値は 900HFU である。

測定地点の土壌の含水率(重量%)をみると、含水率数%で乾燥した土壌である。しかしこの乾燥した土壌が地熱エネルギーの対流による熱運搬体となっていることは興味深い(第 10 図)。

赤外線映像による地熱エネルギーの定量的判読に関する研究はコロラド州立大の MILLER 助教授によっても



第 8 図 Sulphur Caldron における熱流量図と筆者の測温地点 (YS-1~3) [熱流量図は White 博士の提供]

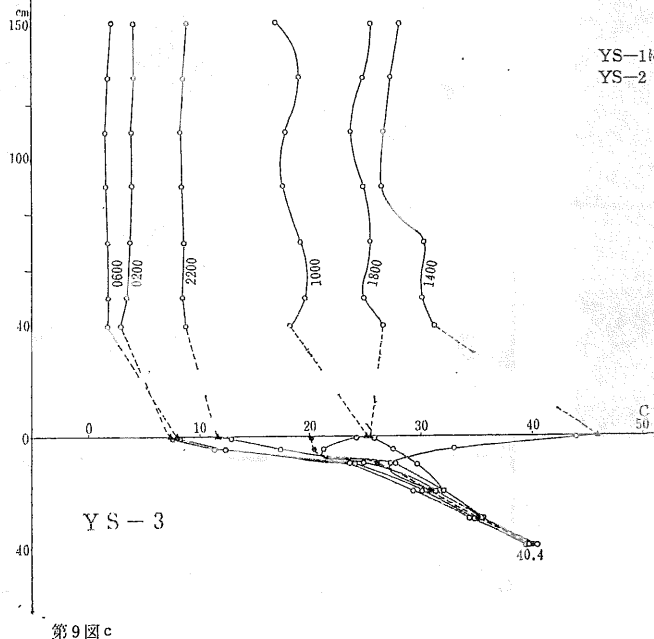
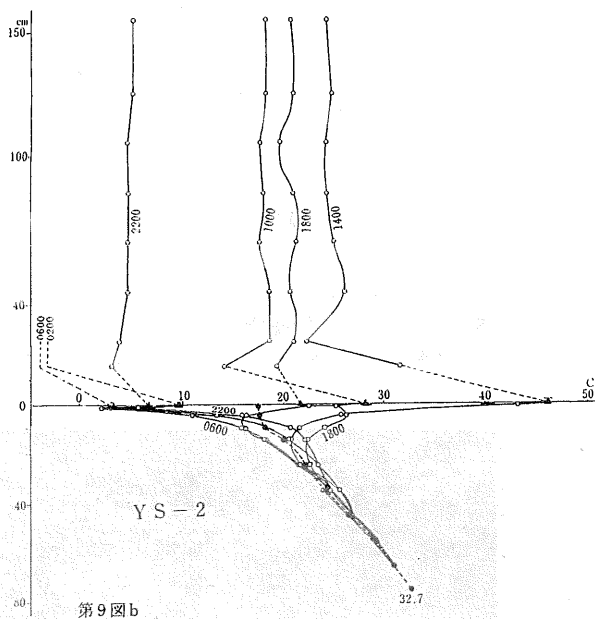
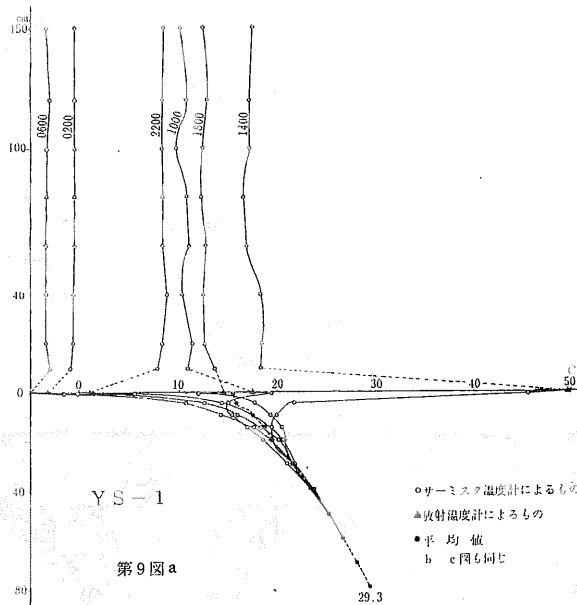
鋭意進められている。先日教授から送られてきた研究資料中に赤外線映像をカラーで濃度差に分類し等放熱量線図化へ一歩踏み出したことを示す付図が含まれていたが この図化の完成こそわれわれが赤外線映像を地熱テーマに応用するための最終目標である(第11図 a b)。

最終目標への過程で今後明らかにしなければならないことは 岩石あるいは土壌中の熱運搬システムに関する問題である。放熱量が増加すれば熱運搬システムのうち岩石あるいは土壌の間隙を満たす流体の対流による熱運搬が顕著となる。このことは地表面から大気中に放

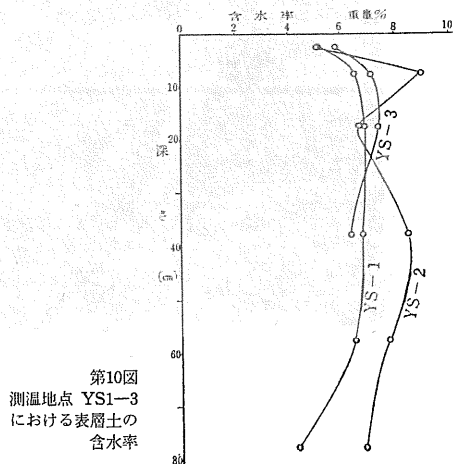
出される地熱のうちで 乱流による熱放出および蒸発による熱放出が大きくなることを示し これらは赤外線映像から得られる資料の誤差要素となるだろう。また微地形の影響による太陽エネルギーの差別的吸収が補正されれば 赤外線映像による地熱地域の広い面積から放出される自然放熱量の定量的測定が可能になることと思う。

赤外線映像の地質判読への応用

赤外線映像を利用した地質判読は基本的態度としては



YS-1における測温線記 YS-1については 23回の測温
YS-2 3については 12回の測温平均値



第10図
測温地点 YS1-3
における表層土の
含水率

第9図c

第2表 波長域 8~13 μ の赤外線領域におけるおもな岩石の表面の放射率

岩石名	放射率(emittance)	備考
石英安山岩	0.91~0.93	熔岩 SiO ₂ 含量68.72%
花崗岩	0.88~0.90	粗粒
文象花崗岩	0.87~0.88	ペグマタイト状
流紋岩質浮石	0.84	斑状で石基は一様であり気泡を含むSiO ₂ 67.39%
安山岩	0.77	SiO ₂ 62.31%
しそ輝石安山岩	0.78	斑晶は細かい SiO ₂ 含量56.19%
石英閃緑岩	0.91~0.92	SiO ₂ 54.64%
はんれい岩	0.84	SiO ₂ 52.05% 輝石閃緑岩質
結晶片岩	0.84~0.96	SiO ₂ 51.88%
玄武岩	0.69	かんらん石は変質して一部蛇紋岩化している
かんらん岩	0.88	SiO ₂ 41.00%
蛇紋岩	0.87	おそらく原岩ははんれい岩

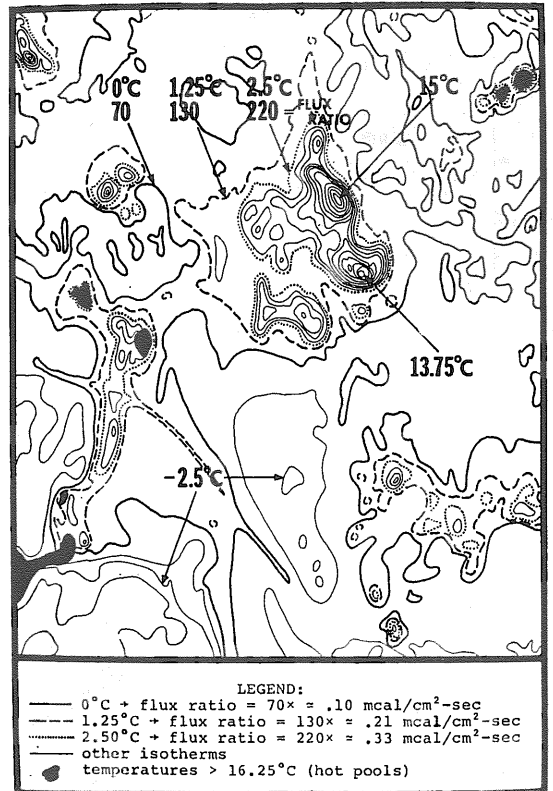
資料 LYON, R. J. P, 1964, STANEORD RESEARCH INST. (SRI) 報告より抜粋

空中写真の判読と同様である。ただし赤外線映像によって強調 (enhance) される要素は“温度差”であるということ念頭に入れておいていただきたい。さらに前回にも述べたように地表面の連続的の走査によって得られる撮像方式から 空中写真とは異なったジオメトリーを示すことである。このため映像の走査方向の周辺部では像の歪が大きき地質的線構造の把握を誤りやすい。

地熱異常のない地域における地表面の温度差は 太陽



(a)



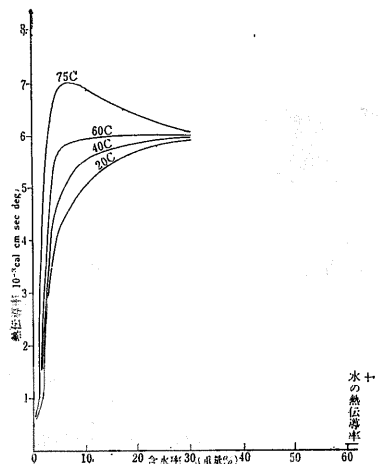
(b)

第11図 Yellowstone 公園 Black Sand 地域内における赤外線映像から得られた等温線 (等濃度図に変換してある) a と地表データ b (MILLER 助教授のご厚意による)

エネルギー放射と地形を主とする気候学的な諸要素によって決定されるほか 物質そのものによって影響される。 地形的影響による地表面の温度差からの地質判読は普通写真によるものと同様で 実際にも昼間に得られた赤外線映像の濃淡のパターンは普通写真とほとんど等しく 解像度が劣ることや像の歪が大ききことから映像のもつ長所は少ない。 他方日没後から日の出前に得られた赤外線映像では物質そのものによって影響される温度要素が加わり この要素

は従来の写真判読では決して得られなかった地質情報を引き出すのに大きな役割を果たしている。

灰色体の全放射エネルギーは $W = \epsilon \sigma T^4$ で与えられるが (地質ニュース no. 198 pp. 46 公式III-⑩参照) 物質の持つ放射率 (emittance) ϵ はその物質固有のものである。 常温付近の物体の放射波長領域におけるおもな岩石・鉱物の放射率を第2表に示す。 これらの放射率の差が地質判読の鍵になることはいうまでもな



第12図
含水率および温度の変化に伴う熱伝導率の変化(測定試料石英89%長石類11%の比からなる細粒砂)(D. A. de VRIES 1953)による

いことであろう。また参考までにのべると 水面は自然物の中ではもっとも放射率が高くしかも普遍的に分布するので 赤外線撮像時における地表面物質の指示温度点としてしばしば用いられる。

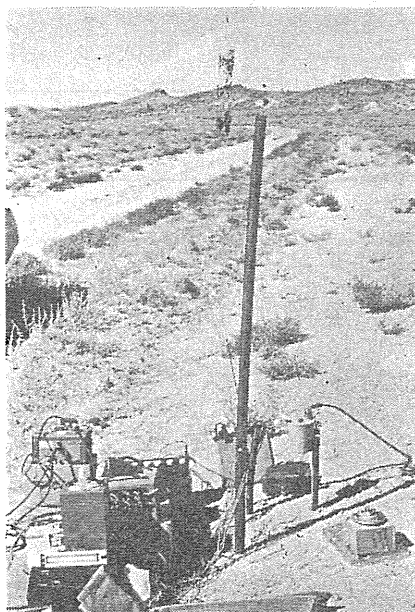
日没後 地表面は次第に冷却されるが この過程にはもう一つ地表面温度に影響を与える要素が加わる。それは前出の地表面の岩石・土壌の熱的特徴である。放射率の違いは同一温度にある地表面物体の見かけ上の(放射温度に温度差として表現される)温度の違いであり 岩石・土壌の熱的特徴の違いは物質そのものの温度を規制する。熱的特徴を決定するパラメーターのうちでもっとも大きな作用をするのは熱伝導率 k であろうと考えられる。空隙率の小さい(1%前後)花崗岩などの火成岩や片麻岩などの変成岩の場合 空隙を満たす流体(乾燥空気 水)の熱伝導率に及ぼす影響は WALSH 他によれば最大20%をこえる(WALSH and DECKER 1966)。もし多孔質の石灰岩や凝灰岩 あるいは土壌・砂などの場合には空隙を埋める流体によって変化する熱伝導率の変化はさらに大きくなることが予想される。その一例として de VRIES によって測定された砂質土壌の含水率の増加に伴う熱伝導率の変化を示す(de VRIES 1953)。図からわかるように熱伝導率は含水率の変化にともない最大10倍をこえることがわかる(第12図)。

これら物質の放射率の違いと熱伝導率に代表される熱的特徴の違いにより 赤外線撮像上に表現される温度差の強調作用から 新しい地質判読の方法論が確立されつつあることが理解いただけたものと思う。地質判読の典型的な幾つかの例についてはこれまでも発表されている(たとえば WALLACE and MOXHAM 1967 あるいは SABINS 1969 など)ので それらについては省略するものとし ここでは Stanford 大学で行なった地質判読例を一つ紹介するにとどめたい。

ネバダ州 Goldfield における赤外線撮像の地質判読

Goldfield は前出 Mono 湖の南々東約 160km にある小さな鉱山町である。Basin and range と総称されるように シェラネバダ山脈の東 ロッキー山脈に至るまでの広大な地域は 盆状地とその周縁部を形成する広い山麓面を持つ山稜が交互に展開し Goldfield もそのような景観の中にある。ここでは標高1,900m 前後の波状地形で地表面は半砂漠のため母岩あるいは表土が直接露出し 植生は北米の乾燥気候下に特有の 背の低い sage brush (*Artemisia*属) が点在するにすぎない(第13図)。地質の概略は主として第三紀の石英粗面岩~安山岩の熔岩・火山砕屑岩 および凝灰岩からなるドーム状の火山岩類と これらをおおう湖成の凝灰質砂岩・礫質砂岩がところどころに分布する。これらの地層中に発達する割れ目に沿う地下深部からの熱水作用により割れ目の付近では岩石の熱水変質が著しく とくに変質度合の顕著な部分は珪質化した脈が見られる。この脈が金・銀・銅などの鉱脈となっている。

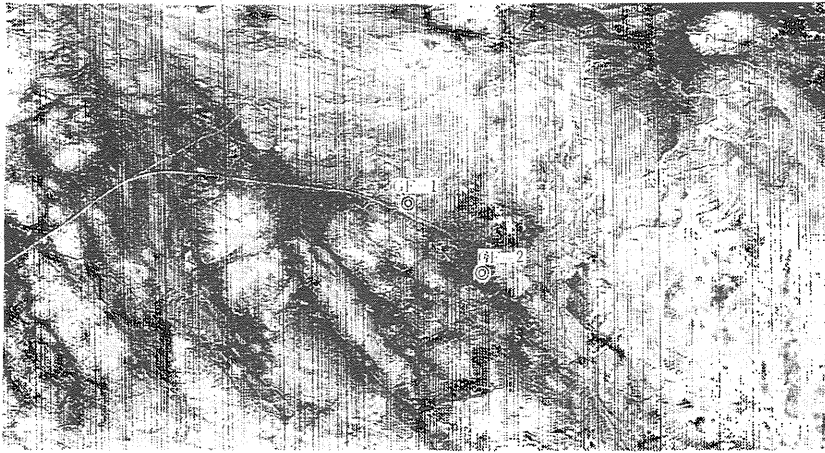
Goldfield 地域は米国航空宇宙局(NASA)による資源探査計画(EROS 計画)の指定地域の一つに選ばれ 米国地質調査所(USGS)を中心とする各種の Remote Sensing が行なわれつつあるモデルフィールドの一つである。赤外線撮像に関しては 1968年の7月 Reconfax IV型装置による第1回の撮像がなされ 筆者の滞在中 1969年10月 第2回の撮像飛行が行なわれた。USGS のこの地域における撮像の目的は



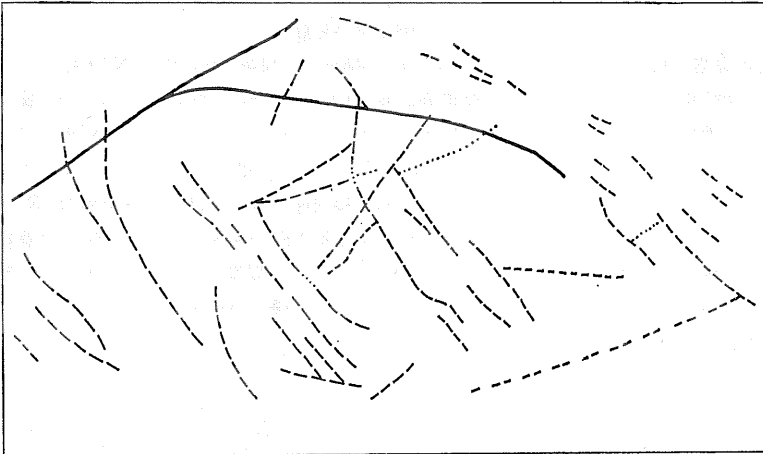
第13図
Goldfield 赤外線撮像付近の風景(第14図地点 GF-1から西をのぞむ)

- 1) 変質した原岩と未変質原岩の温度差に基づくコントラスト (thermal contrast) を明らかにすること
- 2) 赤外線映像を通して既知の鉱染帯がどの程度識別されるか

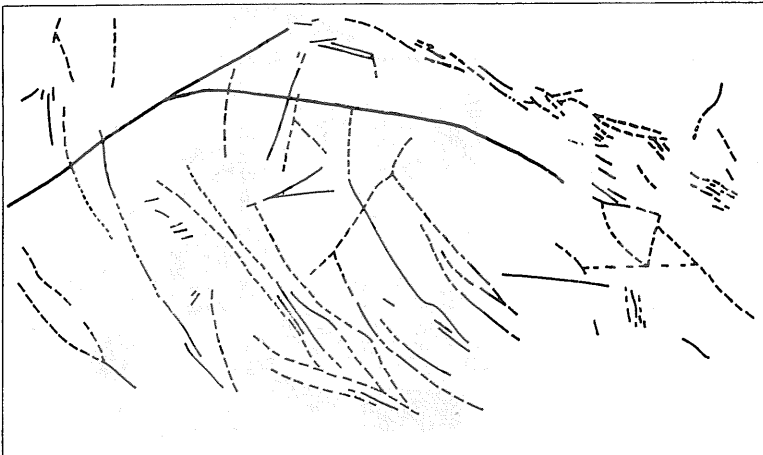
- を明らかにすること
- 3) 地表調査や空中写真では把握できない地質構造を赤外線映像から識別し 鉱床探査の資料を得ること



第14図 Goldfield における夜間の赤外線映像 (8~14 μ) の一例 図中 GF-1 GF-2 は著者が測定を行なった地点 映像は LYON 教授のご厚意によるもの



第15図 a 第14図の映像から得られた地質線 構造 (thermal lineament) 図 図中の太線は道路 (第3図参照) (KILINC and LYON 1970 より引用)



第15図 b 米国地質調査所 Ashley による地表調査から得られた断層図 図中の太線は道路 (資料出所 第15 a 図に同じ)

である。スタンフォード大学でも上記研究の一端を分担し 赤外線映像のほか赤外分光計 放射計などを駆使して研究が進められている。またこの地域は、現在3年にわたってUSGSの Ashley による地表地質調査がなされつつあり 赤外線映像の地質判読はこの地表調査と情報を交換しながら平行して進められている。第2回の撮像飛行が行なわれた 1969年10月 筆者はスタンフォード大学

Remote Sensing 研究室の一行と現地同行し 1968年7月に得られた映像についてとくに温度差コントラストの強い2点を選びそこで これまで Mono 湖や Yellowstone 公園で用いた測温装置を使用して主として気候学的観点からの映像の吟味を行なった。この時行なわれた1968年7月の映像と地表調査の結果はすでにいくつか公表されており ここではごく簡単に結論のみをご紹介します。

第14図の夜間の映像を見ると分かるように 現地は比較的単純な波状地形をなしているにもかかわらず映像上にはきわめて明瞭な線構造が識別される。この映像から得られた線構造 (thermal linear または thermal lineament) 図と Ashley による断層図が非常に良く合致し 映像の歪みが大きくなる走査線方向の周縁部を除き解像度の高い中央部では 長年の地表調査による Ashley の断層図に含まれていない線構造までが 網羅されている (第15図 a b)。筆者は第14図中の典型的なコントラストを示す2点 (この地点では

地表は火山岩礫が混入する砂質土壌で表面の状態は肉眼で識別できる特徴はなくほとんど同一条件にあり 地形もゆるくなぜ映像上にこのように明瞭な温度差コントラストが生じるのか現地では判断しにくい) で地表面の熱収支方程式の各項について吟味した結果 2点間のコントラストは

- 1) 太陽エネルギーの吸収量に差があること (微地形要素)
- 2) 地質学的因子の違いの可能性
- 3) 大気の流れによる可能性

の3点を指摘した。ERVINE は温度差コントラストの95%までが微地形によるものだと結論している (ERVINE 1970)。最終結論的に Goldfield 地域での経験から得られた結論は対地高度 2~3,000m から得られる赤外線映像は地質構造の把握 変質地帯の把握 その他鉱床地帯の地質資料として十分使用できる ということである。

おわりに

これまで Remote Sensing の一つである赤外線映像とその地質への働きかけに対する試みについてのべた。われわれ地球を対象として仕事をしているものにとって Remote Sensing の各手段は非常に有効であり 赤外線技術はとくに地質学への働きかけが大きいと考えられ 地質学的本質へのアプローチの有効な手段であるということである。しかし米国地質調査所の W.A.FISCHER 博士の言葉を借りれば「Remote Sensing は従来の地質にとってかわるのではなく 補助するものである」。

われわれが地表面の温度を問題にする際に 上記のように植生のない裸地での 赤外線映像の地質判読に対する有効性は十分に証明されたといえることができるだろう。しかしわが国のように厚い植生におおわれた地域ではどうであろうか。少なくともその有効性は減ずるであろうことは予想される。このような悲観的な考えに対しても Remote Sensing は必ずしも無力ではない。たとえば筆者が滞米中にトピックとして鉱床地帯の樹木は一般の同種の樹木とは異なる反射スペクトル分布をするらしい という話を聞いたことがあるが 当時から2年後の今年の5月にミシガン大学で開催された第7回環境の遠隔探知に関する国際シンポジウムの提出論文中に 鉱染した樹木の反射スペクトルに関する論文が2編提出されたことは Remote Sensing という手段を通じて 全く新しく植物学の新分野から地質学分野への働きかけがなされつつあるという事実を示しており わが国のよう

に植生におおわれた国情からはこの研究の成果には非常に興味深いものがある。現在のわが国には Remote Sensing に関連した研究を推進する 科学・技術的背景が乏しいが この新しい分野にはわれわれ地質家から見ても興味深いテーマが多いといえるだろう。(おわり)

(筆者は 応用地質部)

おもな引用文献

- BUDYKO, M. I., 1956, 地表面の熱収支(内島善兵衛訳): 河川水温調査会 181 p.
- BUDYKO, M. I., 1963, Evaporation under natural conditions: The National Foundation, Washington, D. C., 130 p.
- ERVINE, W. B., 1970, Geophysical analysis of thermal infrared imagery near Goldfield Nevada; experimental and correlation analysis: Stanford RSL Technical Report 70-5, 59 p.
- GEIGER, R., 1965, The climate near the ground, revised edition: Harvard University Press, 611 p.
- HASE, H., 1971, Surface heat flow studies for remote sensing of geothermal resources: Presented paper for 7th International Symposium on Remote Sensing of Environment. The University of Michigan, Ann Arbor, Michigan.
- KILINC, I. A., and R. J. P. LYON, 1970, Geologic interpretation of airborne infrared thermal imagery of Goldfield, Nevada: Stanford RSL Technical Report 70-3, 54 p.
- LRE, K., 1969, Infrared exploration for shoreline springs at Mono Lake, California, test site: Stanford RSL Technical Report 69-7, (Ph. D. Dissertation, Stanford University, 1969), 196 p.
- 日本地熱調査会 1970, 日本の地熱資源: 198 p.
- PENROD, E. B., and others, 1960, Soil temperature measurements at Lexington, Kentucky, from 1952-1956: Kentucky Academy of Science Trans., 21, no. 3, pp. 49-60.
- SABINS, F. F., 1969, Thermal infrared imagery and its application to structural mapping in southern California: G. S. A. Bull., vol. 80, pp. 397-404.
- SELLERS, W. D., 1967, Physical climatology: The University of Chicago Press, 272 p.
- WALLACE, R. E. and R. M. MOXHAM, 1967, Use of infrared imagery in study of the San Andreas fault system, California: U. S. Geological Survey Prof. Paper, 575-D, pp. D147-D156.
- WALSH, J. B., and E. R. DECKER, 1966, Effect of pressure and saturated fluid on the thermal conductivity of compact rock: Jour. Geophys. Research, vol. 71, no. 12, pp. 3053-3061.
- WHITE, D. E., 1969, Rapid heat-flow surveying of geothermal areas, utilizing individual snowfalls as calorimeters: Jour. Geophys. Research, vol. 74, no. 22, pp. 5159-5201.