

# 地殻構成物質広域理解のためのリモートセンシング

## —赤外線波長域における岩石・鉱物の分光特性—

鎌田 浩 毅 (地殻熱部)      月村 勝 宏 (鉱床部)  
Hiroki KAMATA                      Katsuhiko TSUKIMURA

### はじめに

今日までのリモートセンシングは地球資源の開発・管理及び地殻構造の解明を主な目的としており 主たる対象は地球に限定されていた。しかし宇宙工学が進展し様々な目的の人工衛星が打ち上げられ 地球以外の惑星に直接到達することが可能になるに至って 人間の世界観は拡大し人間活動の場を宇宙空間へ拡張して考えることが可能となった。リモートセンシング技術はそれを支える一翼を担う利用技術システムである。折しもエネルギー資源及び金属鉱物資源の世界的な枯渇が警告され 地球資源の有効利用とともに地球外資源の開発も近い将来現実的なテーマとして考慮されなければならないことが認識されはじめている。一例を挙げれば石油の代替エネルギーとして有望と考えられるものに太陽電力発電衛星がある。宇宙資源の利用という観点に立った太陽電力発電方式では 従来の太陽発電とは異なり衛星の発電素子材料のシリコン及び建築資材に必要なアルミニウムを 地球に非常に接近してくる小惑星群より獲得するという全く新しい発想によってその実現性が検討さ

れるものである。このためにはどのような惑星にどのような元素が濃集しているかということを遠隔探知することが必要になり これは従来のリモートセンシングとは別の新しい研究開発を意味する。既に米国およびヨーロッパの航空宇宙当局はこれらの月及び小惑星鉱物資源を真剣に検討しており 採算ベースに乗る計画も考案されている。エネルギー大消費国である日本は世界に先がけてその開発を行わなければならないのに 基礎研究さえなされていないのは残念なことである。以下では この分野に関連の深い地殻構成物質のリモートセンシングの研究アプローチについて紹介するとともに 今後の展望を述べてゆきたい。本稿作成にあたり資料を提供して下さった東京大学理学部鉱物学教室の武田弘助教授に厚く感謝の意を表します。

### 1. 固体の光学的特性

#### 1.1 固体と赤外放射

ある固体は透明であり    ある固体は不透明である。



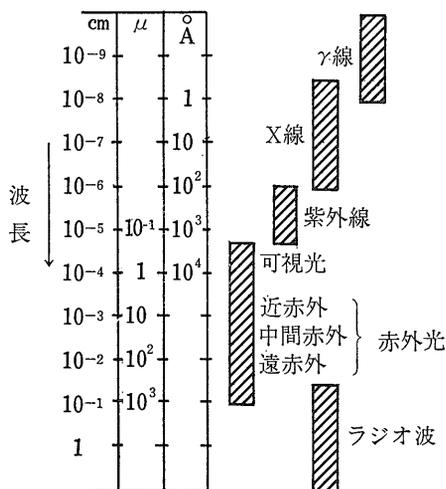
スケッチ  
図の漫画は 月の岩石試料のコストは1グラム当たり50万ドルかかるのに対し小惑星群の岩石試料のコストは1キログラム当たり3.95ドルであり 人類の最初の“新しい月”(New Moon)としてみやげもの屋でも売られていることを表わしているつまり小惑星群は将来鉱物資源として十分採算が合い 経済的に開発可能であることを示している (“NewMoon”による)

また ある固体表面は強く光を反射するのに 他の固体表面は光をよく吸収する。 われわれの目に見える光はこのように固体によって様々な性質を示す。 同様のことが赤外光についても起こる。 ある波長域の赤外線に対して ある固体は透明であり また別の固体は不透明である。 このように赤外線は可視光と同じような性質を示す。

実は 可視光も赤外線も電磁波として統一的に扱え  $\gamma$ 線 X線 紫外線 ラジオ波などもすべて電磁波として扱える。 人間は波長によって電磁波を分類し それぞれに名前を付けた。 第1図に示すように波長の短い方から  $\gamma$ 線( $\sim 1\text{\AA}$ ) X線( $0.3\sim 100\text{\AA}$ ) 紫外線( $0.02\sim 0.4\mu$ ) 可視光( $0.4\sim 0.7\mu$ ) 赤外線( $0.7\sim 1000\mu$ ) ラジオ波( $500\mu\sim$ )となる。 さらに赤外光を細分すると 近赤外 ( $0.7\sim 1.4\mu$ ) 中間赤外 ( $1.4\sim 50\mu$ ) 遠赤外 ( $50\sim 1000\mu$ ) に分けられる。

固体の光学的特性として 放射 (emission) 吸収 (absorption) 反射 (reflection) の3つがある。 固体の熱エネルギーが 電磁波に変換されて 外部に出ていくことを放射という。 固体に入ってきた電磁波が 熱エネルギーに変換されてしまうことを吸収という。 また 固体に入射した電磁波が エネルギーとして内部に取り込まれることなく そのままただちに電磁波として出ていくことを反射という。

固体が透明であるか不透明であるか あるいは反射がどのくらいかということは 正確に言うとは 波長域を限定して論ずべきことである。 ある波長域では透明であるが 別の波長域では不透明ということもある。 第2図は NaCl 結晶の波長と吸収率の関係を表わしたもので



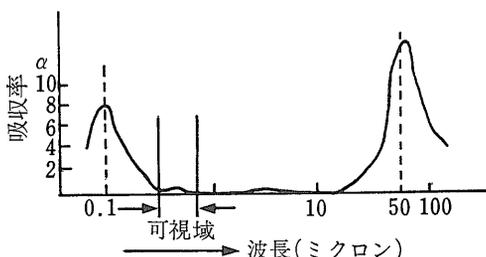
第1図 電磁波の波長区分

ある。  $0.1\mu$ の紫外線域と  $50\mu$ の赤外線域で吸収率が大きくなっている。 この波長域で NaCl 結晶は不透明ということになる。 また 可視光の部分では吸収率がほとんど0になっている。 これは NaCl 結晶が透明であるという経験と一致している

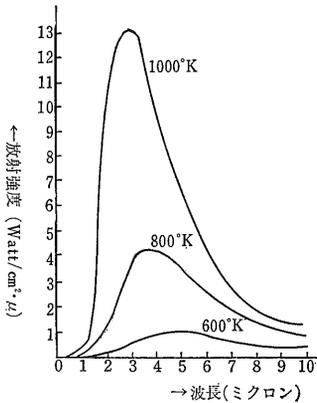
絶対0度以外の固体は常に放射をしている。 赤外域の電磁波が多いか 可視域の電磁波が多いかは 主に固体の温度による。 放射の議論をする際 理想的な固体表面として 黒体 (black body) を考えると便利である。 すべての電磁波を吸収し かつもっとも効果的な放射をする固体表面が黒体である。 黒体の具体的なイメージとしては 大きな箱にあってはいる小さな穴を思い浮かべればよい。 この穴の部分には何も無いから 電磁波はそのまま中に入り抜けてしまい 反射はまったく起こさない。 光を反射しないから 放射をしない絶対0度ではその穴は真っ黒に見える。 また 箱の中に定常的な電磁波が存在しており ある温度で平衡状態に達していると仮定すれば 波長の関数として 放射する電磁波のエネルギーを計算することができる。 これは Planck の式として知られている。 これによると  $\lambda$  から  $\lambda+d\lambda$  までの放射エネルギー  $W(\lambda)d\lambda$  は

$$W(\lambda)d\lambda = \frac{2\pi hc^2 d\lambda}{\lambda^5 (\exp hc/\lambda kt - 1)}$$

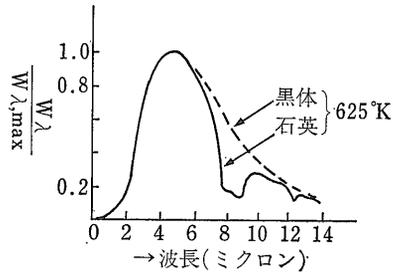
と表わされる。  $600^\circ\text{K}$   $800^\circ\text{K}$   $1000^\circ\text{K}$  について  $\lambda$  と  $W(\lambda)$  の関係を表わしたのが 第3図 である。 温度が上がると従って 最大値は波長の短い方へと移動していく。 非常に高温の星シリウス ( $11000^\circ\text{K}$ ) は青白く見える。  $W(\lambda)$  は  $\lambda=0.62\mu$  で最大となり この付近の波長の光 (青色光) をもっとも多く放射しているため 青白く見える。 これより温度の低い星太陽 ( $6000^\circ\text{K}$ ) は  $0.55\mu$  で最大値をとり 黄色っぽく見える。 また 常温 ( $300^\circ\text{K}$ ) では  $\lambda=9.7\mu$  で最大値をとり 主に赤外線を放射していることになる。



第2図 NaClの吸収スペクトル



第3図  
温度と黒体放射



第4図  
625°Kにおける黒体と石英の放射スペクトル

このように すべての物体を黒体であると仮定してもかなりのことは言える。しかし 実際の物体はもう少し複雑であり 黒体とまったく同じ放射特性を示すことはない。625°Kの石英について  $\lambda$  と  $W(\lambda)$  の関係を示したのが第4図である。点線が625°Kの黒体の放射であり 実線が625°Kの石英の放射である。ある部分では黒体とほとんど同じ放射をするが ある部分では黒体より放射量が少なくなる。 $\lambda$  から  $\lambda+d\lambda$  までの 黒体の放射エネルギーを  $W_b(\lambda)d\lambda$  固体の放射エネルギーを  $W(\lambda)d\lambda$  としたとき

$$\epsilon(\lambda) = W(\lambda) / W_b(\lambda)$$

を放射率 (emissivity, emittance) と言う。不透明な固体の研磨面の放射のときは emissivity 一般の場合は emittance と使い分けることもある。固体の放射特性は  $\epsilon(\lambda)$  で表わせられる。また 反射特性は反射エネルギーと入射エネルギーの比  $\rho(\lambda)$  で表わせられる。

光のあたっていない状態で 固体から出てくる電磁波の量を計れば 放射特性がわかる。また 強い光のあたっている状態で 固体から出てくる電磁波の量を計れば反射特性がわかる。もちろん光のあたっている状態でも放射は起きるが 温度があまり高くなくとき 放射量は反射量に比べて無視できるくらい小さい。固体の光学的性質を説明する理論には 結晶場の理論 (配位子場の理論) 分子軌道法 バンド理論 分子振動論などがある。ひとつの理論ですべての現象を説明することはできないが 多くの現象はどれかで説明される という意味で互いに相補的なものである。次に これらの理論の中から結晶場の理論を取りあげ 光学的特性がいかに説明づけられるかを述べよう。

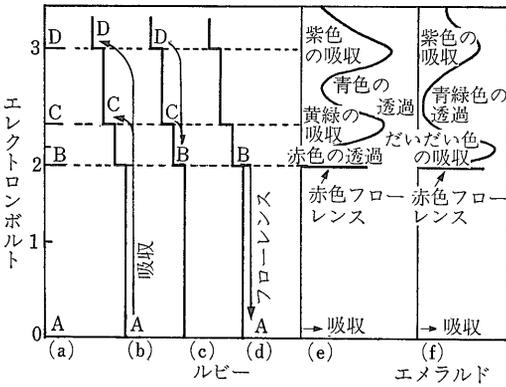
### 1.2 結晶場の理論

結晶場の理論がもっともよく適用できるのは 不對電子のあるイオンを含むイオン性結晶である。こういった不對電子のある原子には V Cr Mn Fe Co Ni Cu などの d 軌道が一部分しか満たされていない原子やアクチノイド系列やランタノイド系列のように f 軌道が一部分しか満たされていない原子などがある。Cr<sup>3+</sup> Ce<sup>4+</sup> Cu<sup>+</sup> のように すべてが満たされている殻とまったく空の殻とから成っているイオンには 不對電子が存在せず 結晶場の理論で説明できるような分光特性を示すことはない。以上あげた遷移元素のうちで Fe の地殻存在量をもっとも多く (5%) Fe が鉱物の色の原因となっていることが多い。

ある鉱物に3個のクロムが含まれているとしよう。Cr<sup>3+</sup> の電子状態は 1s<sup>2</sup> 2s<sup>2</sup> 2p<sup>6</sup> 3s<sup>2</sup> 3p<sup>6</sup> 3d<sup>3</sup> と表わされるが 3d 軌道にある3個の不對電子が電磁波と相互作用をして 電磁波を吸収したり放射したりする。エネルギーの量子性のため Cr<sup>3+</sup> のような系でもエネルギー状態は離散的である。これらのエネルギー状態は 基底状態を基準にして第5図のように表わすことができる。いかなる放射光も発することのない もっともエネルギーの低い状態が基底状態である。

エネルギーレベルの計算は非常に複雑である。この計算のためには以下のデータが必要である。すなわちイオンの原子価 配位多面体の対称点群 結晶場の強度 結合の種類が必要である。この計算の結果 第5図(a) (ルビーの例) のようなエネルギーレベルが求まる。ルビー Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> は Al<sup>3+</sup> のあるゆがんだ8面体のサイトに1%だけ Cr<sup>3+</sup> が置換している。Al-O距離は1.91Åで結合は非常に強い。

結晶場の理論からは励起状態のエネルギーレベルがわかるだけでなく 遷移確率を示す一連の選択則も求められる。例えば A から C A から D への励起は高い確率で起こるが A から B への励起は禁止されている (第5図(b)) 逆に DやCから直接Aに落ちることはな



第5図 ルビー(a)～(e)とエメラルド(f)のエネルギーレベル遷移 色の吸収

く一旦 B に落ちる (第5図(c)). このときのエネルギー差は熱エネルギーに変換される. ついで B から A に落ちるが このときのエネルギー差は赤色光に変換される (第5図(d)). これがルビーの赤色フローレンスである.

しかし さらに複雑な要素がからんでくる. それは温度の問題や 温度以外の原因で起こるひとつのエネルギーレベルの幅の問題 そして異方性結晶にある多色性 (見る方向によって色のちがう性質) の問題である. ルビーの吸収スペクトルを見ると D レベルや C レベルへの励起に対応して 紫と黄緑の吸収がある. 残りの光 (透過光) は 強い赤色光と淡い青紫色である C レベルや D レベルへの励起とともに吸収される光があると同時に B レベルから基底状態に落ちるとき発する赤色光 (フローレンス) もあるので この宝石はまっ赤に輝く. Fe が不純物として存在すると 電子が B レベルにとどまらずすぐに基底状態に落ちてしまうため フローレンスは消滅して 吸収を原因とする色だけになってしまうこともある.

結晶場の強弱がどのように影響するかをルビーとエメラルドの例で示そう. エメラルドもルビーと同様に  $Al^{3+}$  の一部が  $Cr^{3+}$  に置き換り ゆがんだ 6 配位のサイトに入りこんでいる. Al-O 距離もルビーと同じである. Be と Si の追加や構造の変化の影響で金属-酸素結合はルビーよりも共有性が強くなり 結晶場は弱くなっている. この結果 C および D の吸収帯 (第5図(f)) は長波長側に移動して 赤色の透過光はなくなりエメラルド特有の色を呈する. フローレンスの原因となるエネルギーレベル B はルビーと同じ位置にあり Fe 不純物が存在しない限り エメラルドにも赤色のフローレンスがある. ルビー  $Al_2O_3$  でも  $Cr_2O_3$  成分が増えるとエメラルドと同じような結晶場となり 赤色から緑色

へと変化する. このときはイオン結合性も結晶場も弱くなる.

アレクサンドライト ( $Al_2BeO_4$  中の  $Cr^{3+}$ ) の吸収は ルビー (第5図(e)) とエメラルド (第5図(f)) のちょうど中間である. 赤色と青緑色の部分に透過帯があって 入射光線のちがいによって 赤く見えたり青緑に見えたりする. 例えば 太陽光のもとでは緑に 薄暗い室内では赤く見える. この現象を アレクサンドライト効果という. アレクサンドライト効果は  $Al_2O_3$  中の  $V^{3+}$  によっても起こる. この鉱物はアレクサンドライト色コランダムと呼ばれている. この他にもアレクサンドライト効果を起こす鉱物はまだまだたくさんある. ひとつのイオンが様々なサイトに入っているようなこともある. この場合は 様々な系列のエネルギーレベルができ 吸収帯はそれらの重ね合せになるという 複雑なことが起こる. サイト間の電子の移動があれば 移動による吸収帯が付け加わることも 分子軌道法によりわかっている.

## 2. 岩石鉱物の分光分析における LYON の実験研究

### 2.1 岩石鉱物の分光分析

岩石・鉱物の波長特性については LYON (1964) HUNT ら (1973) が 今後のリモートセンシング資源探査に関する先駆的研究を行っている. HUNT らは主として近紫外線から中間赤外線領域 (0.325~2.5ミクロン) において太陽光の入射に対する反射特性を測定している. OH 基又は水をもつ鉱物の分光分析も行っており これは変質鉱物のリモートセンシングの基礎データを提供している. 近紫外線~中間赤外線領域でのスペクトル特性は造岩鉱物の分子振動を直接は示さないが 個々の分光特性の集積としては酸性岩から塩基性岩にかけて系統的な分光特性を示す. これに対して熱赤外領域 (8~14ミクロン) では造岩鉱物の分子振動による共鳴吸収帯がこの波長域にあることから 岩石・鉱物の化学組成と分光特性には相関がみられる.

LYON (1964) は熱赤外域における鉱物及び岩石の分光分析に関して最も基本的な実験解析を行っており これは地殻あるいは他惑星構成物質のリモートセンシングにとり重要な寄与を果した数少ない研究成果の1つである. この研究は我々がリモートセンシング分光分析に取り組む際の具体的なデータをも提供しているので 本項では以下に紹介しておきたい. なお HUNT の研究に関しては別の機会に紹介する.

研究に用いた測定試料は世界各国のものが選ばれ 放

射率\*測定256個 反射率\*測定38個 吸収率\*測定40個計334個である。[\*光学的に平滑な面を除いて emittance (放射率) reflectance (反射率) absorptance (吸収率) が使用されている。本項ではこの意味で訳語を用いる] これらを波長2.5~25.0ミクロン(波数 wave number 4000~400 cm<sup>-1</sup>) の領域で分光測定を行った。また岩石試料は表面を研磨したものと粗面のものと粉末にしたものについてそれぞれ実験を行っている。

これらのスペクトルから波長0.1ミクロンの間隔で5ミクロンから25ミクロンまで98個の放射率 37個の反射率 34個の吸収率測定を行い また黒体の放射量(W<sub>BB</sub>)と試料の放射量(W<sub>s</sub>)とについては電子計算機を用いて分光放射量比(ε<sub>λ</sub>)を算出しデジタルデータ化した これは黒体の放射率を1と置いた時 それぞれの岩石が黒体に比較してどの程度の量の放射をするかを表現したものである。これをもとに分光放射強度(ε<sub>λ</sub>・W<sub>λ</sub>)を150°Kから500°Kまでプランクの放射式によって計算し第6図のようなスペクトル図を得た。

測定記録の大気減衰については試料の放射曲線と Taylor YATES (1956) の測定した大気減衰率 α<sub>λ</sub> の入の積とから減衰効果が与えられている。たとえば ε<sub>λ</sub>・W<sub>λ</sub>・α<sub>λ</sub> 曲線から375°K(22°C)の表面温度を示す試料を5.4km上空から測定した場合の分光放射エネルギー強度を表わすことができる。

波長間隔7.8~13.0ミクロンにおける平均放射率は0.87に近い値をとるが0.1ミクロン間隔で測定された最

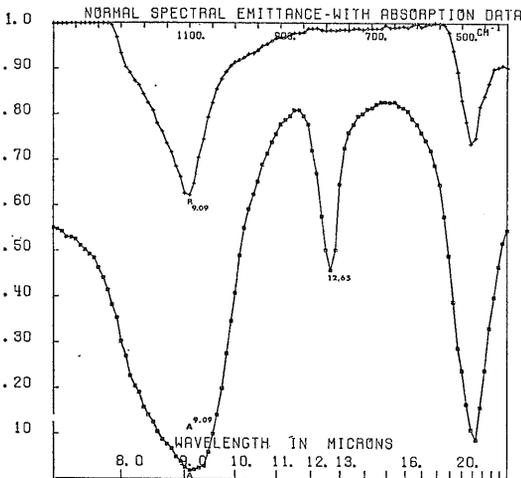
小放射率は約0.76である。このことは平均放射率が0.87の場合でもある波長域では0.76にすぎず 黒体からはかなり離れた灰色体 (grey body) であることを意味する この差異は一般に分光コントラストと呼ばれる。

種々の典型的な岩石及び鉱物に関する赤外分光ピークは第7図に例示するようにデジタルデータのカテゴリとして整理されている。この内容は結晶質物質にとどまらず火山ガラス等の非晶質試料についても第8図のように測定が行われている。これらは放射・反射・吸収の各データを同一のスケールフォーマットで記載しているため比較が非常に容易になっている。今後我々が個々の岩石・鉱物に関してこのようなデータをコンパイルしていく際にも参考になるものと思われる。

## 2.2 水及びOH基をもつ鉱物のリモートセンシング

次に実際のリモートセンシングにおいては必ずといってよいほど問題となる 岩石の風化 及び破砕による細片化のため スペクトルパターンがどう変化するか或いは減衰してしまうかという問題に関しての実験例を紹介する。岩石試料を細粉にして放射率等のスペクトルを測定する実験と 粗面の岩石面よりスペクトルを得る実験とによるスペクトルパターンの変化度が考察されている。

また鉱物中の水インクルージョンがスペクトル上でどのような特性を示すかも問題になるが これに関しては岩石表面の水は2.9ミクロン付近で水の吸収スペクトルが最大となるため岩石試料の反射スペクトルが最小となることが知られている。



OPAL (USNM 1391) NORMAL SPECTRAL EMITTANCE - WITH ABSORPTION DATA  
Emittance spectrum not prepared, reflectance (R) from polished surface normalized and shown as (1 - A), absorption (A) spectrum from a KBr pellet preparation shown as an unnormalized plot of transmission (%). Note 12.65μ peak does not appear on reflection spectrum, while fundamentals at 9.09 and 21.3μ show clearly.

USNM 1391 (SRI 3556) Buffalo Peaks, Park Co., Colo.

OPAL C. W. Cross.

Occurrence From clay in saddle between main peak and eastern spur from it.

Analysis by W. F. Hillebrand.

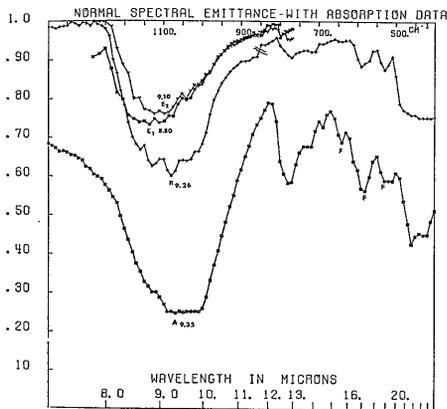
Sp. gr. 2.023  
H = 5.5  
Insol. SiO<sub>2</sub> = 0.710  
Sol. SiO<sub>2</sub> = 96.706  
Loss by ign. = 2.584

100,000

IR Spectra Averaged over this range

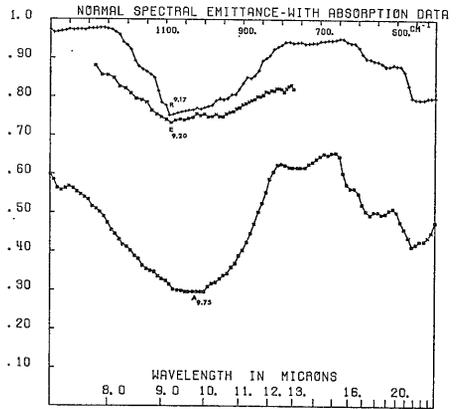
Emittance Not Run  
Reflectance 1-ρ = 0.92 (1400 - cm<sup>-1</sup>)  
Transmittance τ = 0.48 (1400 - cm<sup>-1</sup>)  
(un-normalized)

第6図 オパールの放射率と吸収率



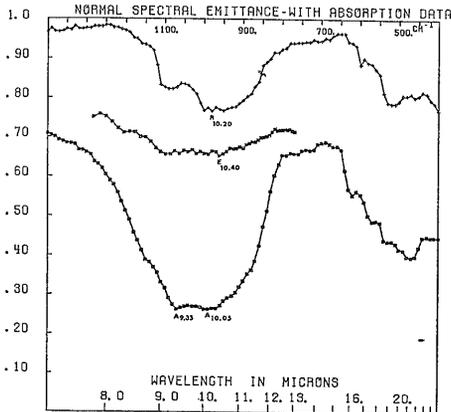
GRANITE (USNM 158) NORMAL SPECTRAL EMITTANCE - WITH ABSORPTION DATA. Emittance spectra ( $E_1$  and  $E_2$ ) show slightly different minima. Break in (R) at  $850\text{ cm}^{-1}$  ( $11.85\mu$ ) is at the NaCl-KBr optics change during reflectance measurements.

第7図㊸ 花崗岩の放射率と吸収率



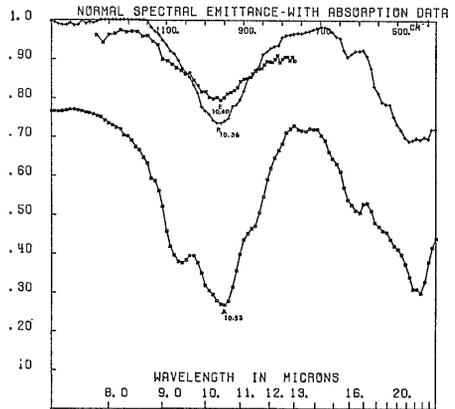
HYPERSTHENE ANDESITE (USNM 86) NORMAL SPECTRAL EMITTANCE - WITH ABSORPTION DATA. Compare with glossy equivalent in Fig. A-14. It would be difficult to decide which was the more crystalline from their spectra, but this difficulty also appears in their petrographic descriptions.

第7図㊹ 紫蘇輝石安山岩の放射率と吸収率



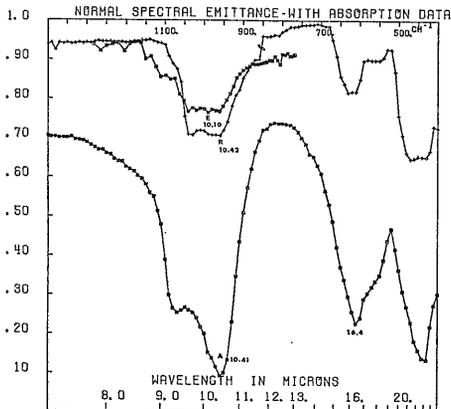
BASALT (USNM 102) NORMAL SPECTRAL EMITTANCE - WITH ABSORPTION DATA. Compare with Fig. A-22, for a sample with a higher plagioclase feldspar (F) content.

第7図㊺ 玄武岩の放射率と吸収率



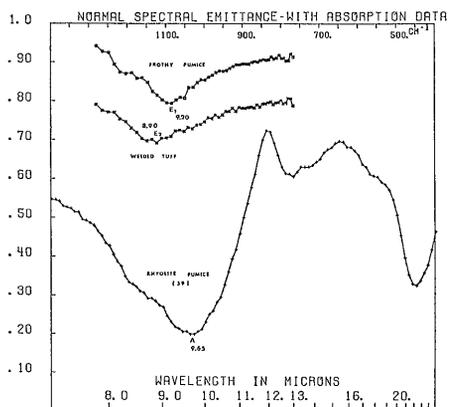
PERIDOTITE (USNM 111) NORMAL SPECTRAL EMITTANCE - WITH ABSORPTION DATA. Spectra show excellent correlation between techniques.

第7図㊻ かんらん岩の放射率と吸収率



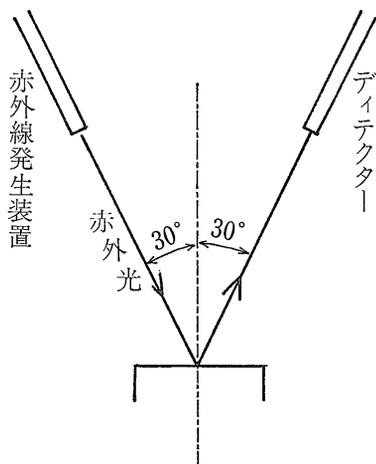
SERPENTINE (USNM 145) NORMAL SPECTRAL EMITTANCE - WITH ABSORPTION DATA. Good correlation between methods, except emittance (E). Spectrum shows the  $990\text{ cm}^{-1}$  ( $10.10\mu$ ) peak locally stronger in the multiple band. Peak at  $610\text{ cm}^{-1}$  ( $16.4\mu$ ) is characteristic of Mg-silicate (serpentine).

第7図㊼ 蛇紋岩の放射率と吸収率

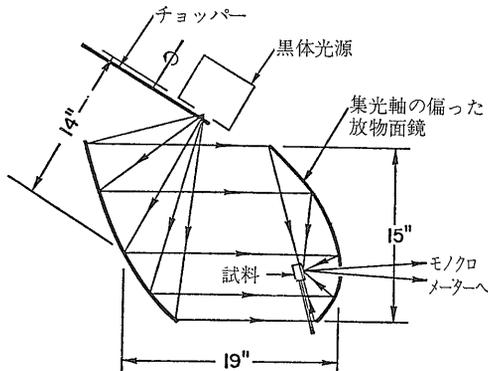


NORMAL SPECTRAL EMITTANCE CURVES FOR A FROTHY PUMICE SPECIMEN ( $E_1$ ) COMPARED WITH THAT OF A WELDED TUFF ( $E_2$ ). The absorption spectrum of the rhyolite pumice (USNM 59) has been included (A) for comparison of the methods of analysis.

第8図 軽石( $E_1$ )と溶結凝灰岩( $E_2$ )の放射率と吸収率



第9図 研磨面の反射測定法 normal spectral reflectance と呼ばれている



第10図 放物面鏡型反射測定装置の概略図

以上のような水及び鉱物中の OH 基の存在によるスペクトル特性の解析は 将来変質鉱物・粘土鉱物のリモートセンシングによる探査に活用できることが期待され 資源探査の質的転換をもたらすものであると言えよう。現在のこのような研究は日本では全く立ち遅れているが基礎研究の蓄積とセンサー技術の進展により 物質の遠隔探知が可能になるものと考えられる。

### 3. 実験方法と具体例 (LYON による実験)

#### 3.1 実験方法

##### 3.1.1 研磨面の反射測定法

研磨面の反射は 第9図のように 面の法線方向から30度傾いた方向より入射光をあて 反対側に30度傾いた方向に測定器をおき 反射強度をはかる。この方法を normal spectral reflectance と呼んでいるが 実際には normal から30度ずれていることになる。

##### 3.1.2 粉末の反射測定法

実験装置の概要は第10図の通りである。500°K~1000°K の温度範囲で使える黒体光源 2組の放物面鏡 温度制御のできる試料ホルダー Perkin-Elmer モデル PE 13C 型モノクロメーターと検知器より成っている。

粉末の実験では 粒子の大きさをそろえるために水簾をおこない 試料に付着している微粒の粉末をできるだけ取り除くようにする。これは粒度の一定した粉末試料の反射を計るためである。粉末試料としては 空隙の多いふわふわした状態が望ましいが 試料ホルダーにつめ込まなければならず 実際には すきまはほとんどなくなってしまう。試料ホルダーの裏面は金の平らな面になっている。最初に裏面の反射を計り 次に180度回転させ試料の反射を計る。両者の比をとることによって半球スペクトル反射率が得られる。

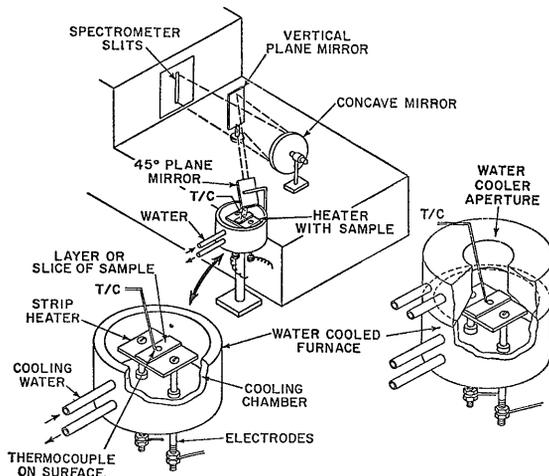
#### 3.1.3 放射測定法

放射スペクトルの測定には 単波長用 Perkin-Elmer モデル PE112 型の装置を放射測定用に改良して使用した(第11図)。Glober 赤外線源を取りはずし その場所に試料ホルダーを付ける。このホルダーは 試料の加熱とホルダー全体の水冷ができるようになっている。ホルダーを水冷するのは ホルダーからの赤外線放射をできるだけ少なくするためである

#### 3.2 結晶の方位構造粒径の影響

##### 3.2.1 結晶の方位と放射スペクトル

試料が単結晶の場合は 方位がスペクトルに関係するので面の方位も記録する。第12図は 石英結晶の反射率を Xカット Yカット Zカットについて比較した



第11図 水冷装置のついた試料ホルダーのある放射測定装置



第1表 酸性～塩基性岩の放射率特性表(抜粋)

試料 (カッコは USMM No.)	SiO <sub>2</sub> (% or surface texture)	Spectral Minima (下線は強い部分を示す)		放射率 (Emittance)		粗さ
				ε <sub>λ</sub> min	ε average (7.8 to 13.0 μ)	
酸性岩 (SiO <sub>2</sub> 65%以上)						
石英	100					
研磨面Zカット		9.0		0.72	0.72	.. ..
研磨面Xカット		8.6 <u>9.0</u>	12.4	.28	.76	.. ..
粗面Xカット		8.5 <u>9.2</u>	12.7	.62	.83	.. ..
溶融面		8.3 <u>9.0</u>		.45	.75	Polished
粉末						
25~45μ	Paity castle	9.0		.81	.90	.. ..
10~25μ	f.c.	9.0		.85	.92	.. ..
1~10μ	f.c.	9.10	11.1	.91	.94	.. ..
砂	Loose	9.10		.67	.80	.. ..
オパール	96.7	9.09		.62(R)	.92(R)	.. ..
		(reflectance, R)				
チャート						
(SRI 3560)	—	9.2		.59	.84	Uneven, smooth
オブシディアン						
(SRI 3424)	—	8.7	<u>9.4</u>	.64	.72	Smooth
(SRI 3365)	—	<u>9.2</u>	11.6	.72	.80	Smooth
軽石						
(SRI 3570)	—	9.2		.79	.88	Rough, pitted
溶結凝灰岩						
(SRI 3622)	—	8.90		.69	.76	Very rough
テクタイト						
(SRI 3535)	—		9.3	.64	.74	Uneven, smooth
石英 (monzonite porphyry)						
(SRI 3582)	—	8.9		.70	.81	Rough, broken
デイサイト(82)	68.7	8.8/9.0		.83/.85	.92/.95	Sawed
中性岩 (SiO <sub>2</sub> 53~65%)						
石英閃長岩(631)	63.2	9.6		0.71	0.86	Rough
安山岩 (monzonite porphyry) (1331)	62.3	9.6	10.1	.70	.77	Rough, broken
Nepheline syenite (77)	60.4	9.6/9.7	<u>9.9</u>	.74/.67..77	.88/.91	Rough, broken
Quartz basalt (101)	57.2	9.2/9.15		.67/.65	.73/.72	Sawed
しそ輝石安山岩(86)	51.2	9.2/9.2		.72/.73	.78/.78	Sawed
しそ輝石ボトリファニア(371)	ca 56.2	9.2		.74	.83	Rough, broken
石英閃緑岩(758)	54.6	10.0/10.1		.81/.82	.91/.92	Rough, broken
普通輝石閃緑岩(529)	53.8	9.6		.75	.85	Sawed
塩基性岩 (SiO <sub>2</sub> 53%以下)						
角閃石はんれい片麻岩(143)	46.8	10.0/10.1		.72/.69	.82/.79	Sawed
かんらん岩(111)	41.0	10.4		.79	.88	Sawed
Olivine gabbro (1734)	40.4	10.3		.78	.83	Sawed
Nepheline basalt (1065)	40.3	9.7		.84	.90	Rough, broken
蛇紋岩(145)	39.1	<u>10.1</u>	10.4	.76	.87	Rough, broken
リンパージャイト(296)	36.8	10.5		.72	.82	Rough, broken
ダナイト						
研磨面		9.5	<u>10.7</u>	.44	.71	
粗面		9.6	<u>10.7</u>	.66	.80	
850μ (grit)	Loose	9.6	<u>10.7</u>	.73	.78	
150-30μ (sand)	Sifted	10.6		.74	.79	
40-80μ (dust)	Fairy castle	10.7		.79	.86	
10-25μ (powder)	Fairy castle	10.7		.86	.89	
Rough + sand	Loose	9.6	<u>10.6</u>	.69	.76	
Rough + dust	Fairy castle	9.6	<u>10.6</u>	.82	.84	

試料では反射率から計算で求めた放射率が 黒体の放射率( $\epsilon=1$ )とほとんど等しくなっている。実際にも 粉末アルミナは $8.0\mu\sim 25\mu$ の波長域において 黒体とほとんど同じ放射をする。

石英  $SiO_2$  では 粒径の大きい方から 単結晶石英 粗粒石英 粉末石英を試料として用いた。アルミナと同様に 粒が小さくなるにしたがって ピークは浅くなってくる。

### 3.3 岩石組成とスペクトル

岩石の  $SiO_2$  組成が増えるにしたがって スペクトルのピークの位置は変化する。化学組成が  $SiO_2$  あれば 水晶であれ熔融した  $SiO_2$  であれピークの位置は  $9.0\mu$  にあり しかも 珪酸塩岩石全体の中ではもっとも短波長側にピークがある。珪酸塩岩石のピークは オブシディアン(酸性岩)で $9.2\sim 9.4\mu$  テクタイト(酸性岩)で $9.3\mu$  安山岩(中性岩)で $9.6\mu$  玄武岩(塩基性岩)で $10.4\mu$  蛇紋岩(超塩基性岩)で $10.1\mu$  となる。また ダナイト(超塩基性岩)で $10.7\mu$  コンドライト(超塩基性岩)で $10.8\mu$  となり 超塩基性岩のピークは長波長側に大きくずれている。岩石の  $SiO_2$  成分とピークの位置のいくつかを抜粋して表1に示しておく。

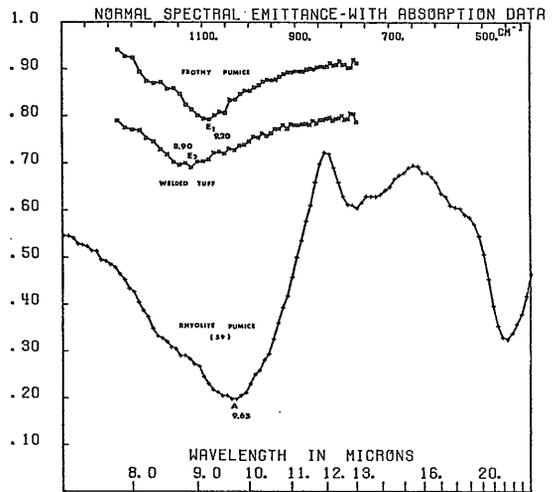
#### 3.3.1 酸性岩のスペクトル

酸性岩のスペクトル特性を図で説明していこう。第17図はオブシディアン( $E_2$ )とテクタイト( $E_1$ )の放射率を直接測定したものであり オブシディアン(R)の放射率から計算で放射率を推定したものをグラフに表したものである。オブシディアン( $E_2$ )とテクタイト( $E_1$ )は化学組成も類似しているが スペクトル曲線も類似している。オブシディアン( $E_2$ )は $9.20\mu$ で テクタイト

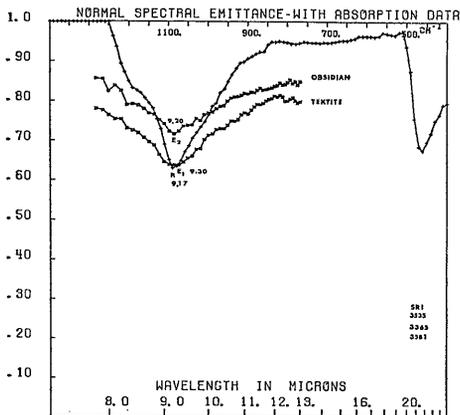
( $E_1$ )は $9.30\mu$ で最小値をとる。また 反射スペクトルから計算で推定した放射スペクトルは $9.17\mu$ で最小となるが 上記のスペクトル  $E_1$   $E_2$  の最小とほとんど同じ位置にある。

第18図は 軽石: frothy pumice ( $E_1$ ) 溶結凝灰岩: welded tuff ( $E_2$ )の直接測定による放射スペクトルと 軽石: rhyolite pumice (A)の吸収スペクトルを图示したものである。正確な化学分析はしていないが  $E_1$   $E_2$  とまかなり(65%以上)の  $SiO_2$  を含んでいるであろう。軽石( $E_1$ )は $9.2\mu$ で最小となり 溶結凝灰岩( $E_2$ )は $8.9\mu$ で最小となる。この値は第17図とだいたい同じである。軽石(A)の吸収スペクトルは もう少し長い波長  $9.65\mu$  で最小となっている。

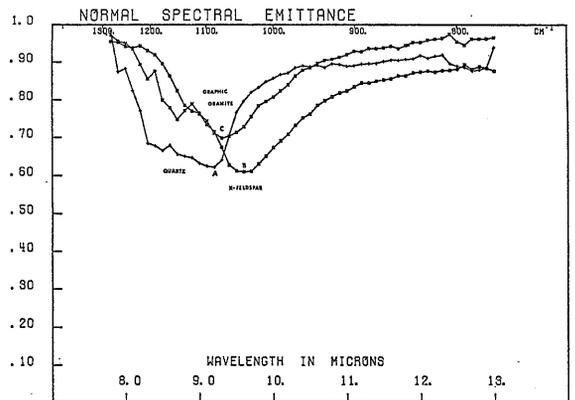
第19図には3種類のスペクトルが图示されている。



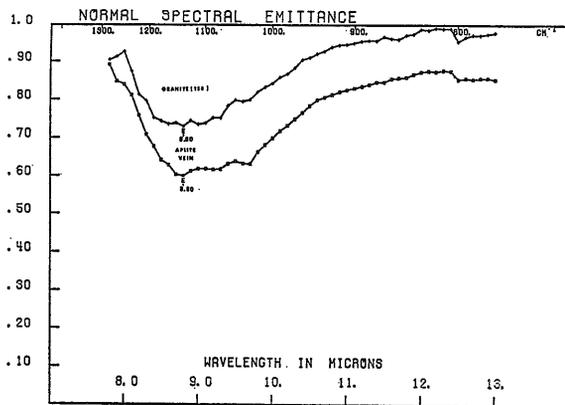
第18図 軽石 frothy pumice ( $E_1$ )と溶結凝灰岩 welded tuff ( $E_2$ )の放射スペクトル



第17図 テクタイト ( $E_1$ )とオブシディアン ( $E_2$ )の放射スペクトル



第19図 石英(A) カリ長石(B) 文象花こう岩(C)の放射スペクトル



第20図 花こう岩とアプライトの放射スペクトル

文象花こう岩の主構成鉱物は石英と長石の2種である。予期できることであるが A Bのスペクトルを重ね合せるとCのスペクトルができあがる。

第20図には花こう岩とアプライトのスペクトルが示してある。この花こう岩とアプライトのスペクトルは類似している。これは両者の化学成分が似かよっているためである。化学組成の等しい岩石では構成している鉱物結晶の大きさによらずスペクトルは類似する。

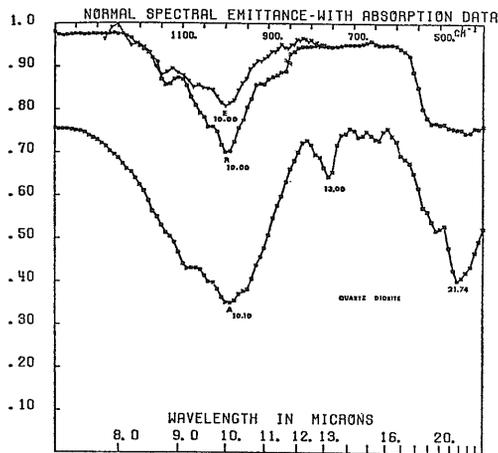
### 3.3.2 中性岩のスペクトル

中性岩の代表として 石英閃緑岩を取り上げ 吸収スペクトル (A) 反射スペクトル (R) 放射スペクトル (E) を第21図に示す。放射スペクトルと反射スペクトルでは 10.00 $\mu$  にピークがあり 放射スペクトルでは 10.10 $\mu$  にピークがある。21.74 $\mu$  のピークは吸収と反射の両方にある。13.0 $\mu$  のピークは吸収スペクトルだけにしか現われていない。放射スペクトルは 長波長域の測定が難しいため 13.0 $\mu$  までの波長しか計れず 13.0 $\mu$  と 21.74 $\mu$  のピークの存在は確められていない。

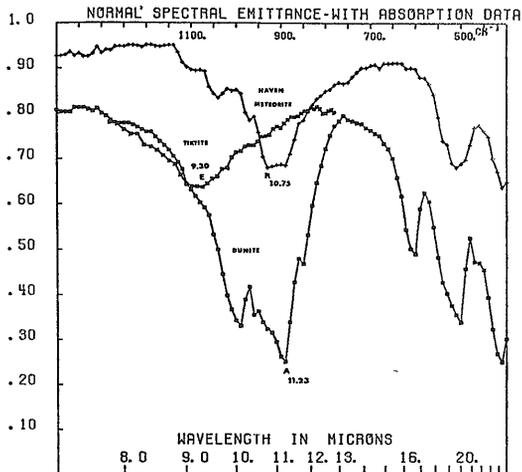
### 3.3.3 塩基性岩のスペクトル

塩基性岩及び超塩基性岩の代表として コンドライト質隕石とダナイトのスペクトルを第22図に示す。Aはダナイトの吸収スペクトル RはHaven 隕石の反射スペクトルである。Aは 11.23 $\mu$  にピークがあり Rは 10.75 $\mu$  にピークがある。

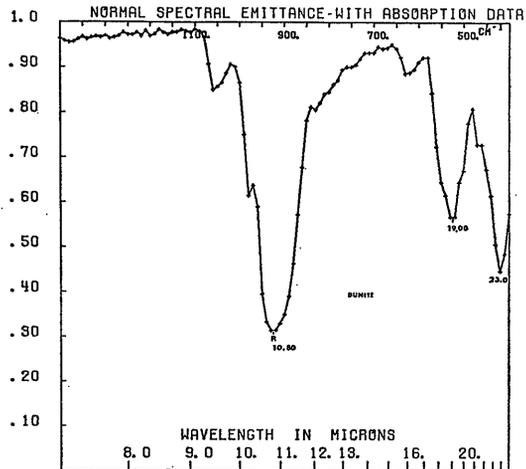
第23図はダナイトの  $1-\rho_x$  をグラフに表わしたものである。10.80 $\mu$  に最小値があり 23.0 $\mu$  19.0 $\mu$  に第2第3のピークがある。10.80 $\mu$  および 23.0 $\mu$  は Si-O の基準振動に対応しており 19.0 $\mu$  は Mg-O の基準振動に対応している。



第21図 石英閃緑岩の吸収スペクトル(A) 反射スペクトル(R) 放射スペクトル(E)



第22図 コンドライト質隕石の反射スペクトルとダナイトの吸収スペクトル



第23図 反射スペクトルから求めたダナイトの放射スペクトル

## 4. LYON の研究結果のまとめ

### 4.1 岩石鉱物の非接触法による識別の可能性

岩石及び鉱物の赤外領域での識別にはスペクトル図で吸収率及び放射率が極小値をとり反射率が極大値をとるところが手がかりとなる。また副次的な個々の極小値あるいは極大値の位置(波長)と形強度を併せて解析することによって種々の鉱物種の識別と岩石中の鉱物組合せの識別が可能になる。従って岩質 (rock type) を識別することができる。岩質の差異は分光コントラストの違いに表われるが 航空機又は人工衛星を用いてリモートセンシングを行なう場合には 大気の減衰効果を受けるために岩質の識別にはこの効果を考慮して分光コントラストを補正しなければならない。

将来さらにより赤外スペクトルが得られれば 反射率放射率 吸収率のいずれかの方法で岩石試料の化学組成を鉱物学的に決定することもできる。

### 4.2 表面の粗さと分光特性

岩石表面の粗さ 風化により砂粒となった岩石鉱物の粒径による差異 鉱物表面における赤外線減衰深度での物理的不連続性は分光コントラストに大きな影響を与え放射率による解析の限界もこの影響の大小によって決まる。たとえば 6 mm 厚の石英板を用いて表面の粗さを変えた実験を行ってみると 珪酸塩鉱物の中で Si-O 結合の基準振動波長である 9.0 ミクロンでの放射率 ( $\epsilon_r$ ) は 研磨した面では 0.28 であるが 粗い研磨していない面では 0.62 である。波長 10.0 ミクロンにおけるスペクトルの緩斜部 (shoulder) は粗くなるにつれて立ってくるが  $\epsilon_r$  値の動きは 0.82 から 0.86 までと小さい。また波長 11.0 ミクロンでは 表面の粗さは全く効果を及ぼさない。このように分光特性に与える影響は 波長毎にそのふるまいが変化し複雑である。

粒径に関しては次のような結果が得られている。25 ミクロンから 45 ミクロンの大きさの乾いた粉末では  $\epsilon_r$  値は 波長 9.0 ミクロンでは 0.91 であり 分光コントラストが明瞭でなくなる。概して粒径が 50 ミクロンから 100 ミクロンまではこの影響が大きいと言える。つまり粒径の問題は分光コントラストの強弱には影響を及ぼすが 原岩の組成の識別を混乱させるような特性波長のシフトをひきおこすことはない。このことは LYON の研究によって明らかにされた重要な事実のひとつといえる。粒径の影響に関しては 岩石粉末の平均粒径がいくらであるかよりも 最も細かい粒径の粉末が何%混入しているの方がスペクトルには影響を及ぼす。岩石表面の粗さ (roughness) が与えられれば 滑らかな表面の放

射率に対して ある波長域において試料の放射率がどれ位の値を出すかは計算で予測することができる。すなわち岩石表面の粗さ又は粒径がかなり淘汰の良い場合は放射率はほぼ一意的に決定されると考えられる。

### 4.3 測定法と結果の評価

一般に分光分析測定には放射法 反射法 吸収法の 3 つの測定方法が行われる。放射法は操作が簡便で最も測定しやすいが解析は最も複雑である。加熱した試料による放射を一旦光学系で受け 分光計に反射させて測定する。しかし表面の孔隙率 (porosity) および粉末状又は粗粒の試料の粒径は散乱係数 (scattering coefficient) に大きく影響を与えるので 実際には放射法のみで岩石試料の組成を知ることは困難を伴う。これに対し岩石の表面が滑らかで粒径が比較的大きい (約 1 mm) 場合には 放射法による解析は容易である。

反射法では試料には岩石試料の研磨した平坦面を用い散乱による反射エネルギーのロスを減少させるために半球補正技法が用いられる。とくに粉末試料を用いる場合にはこの技法で解析するとよい。

吸収法では他の 2 つの方法と比較すると最も強い分光コントラストが得られる。簡便な測定には従来の吸光装置を用いることもできる。

一般的に岩石の表面の状態は内部とは物理的性質が不連続であることが多い。このことは分光コントラストにもかなり影響を及ぼすが この表面状態による散乱 (scattering) は未だ十分には解明されていない。この効果は定性的には分光コントラストを減少させるがその定量的な関係については今後の研究が待たれる。

## 5. リモートセンシングへの応用研究

赤外波長域とくに 8 ミクロンから 14 ミクロンの波長域では大気透過が良く “透過の窓” として知られている。この熱赤外波長域を利用して 非接触法により岩石鉱物の識別が可能であることが示された。この事実は惑星や他の天体の組成を知る方法として重要な役割を果たしているが 地球表面物質のリモートセンシングへのアプローチもまた注目される。LYON (1972) は航空機高度からこれらの可能性の実験を行った。モデル地域としてはアメリカ合衆国カリフォルニア州 Pisgah クレーター地域が選ばれたが この地域はかんらん石玄武岩・沖積層・湖成層から成る地域である。赤外分光計を搭載した航空機は高度 650 m で上空を飛行し 赤外スペクトルデータを得た。赤外線の波長は 6.8 ミクロンより 13.3 ミクロンで 太陽光により熱せられて放射される熱赤外

域の分光放射が測定された。 測線距離は28kmで合計4300の分光データが得られたがそのうち514スペクトルを選び 第24図のように飛行測線に沿って31個のグループに分割した。 生の放射スペクトルは水域表面のスペクトルと比較して標準化した。 放射スペクトルは標準偏差を1.0 平均を0.0として正規化変換した。 この変換によりスペクトルは相互の詳細な比較が容易になる。 ただしこの正規化したスペクトルは 放射レベルより温度を計算して算出した黒体放射とは等しい値にならないことに注意しておかなければならない。

このようにして得られたスペクトルは次の2つのフォーマットにより解析する。 1つは10~50個のスペクトルの放射率を波長の関数としてプロットする。 次にこれらのスペクトルの標準偏差をとり 同様に波長の関数としてプロットする。 これはデータの変化度をよく表わす。 放射量に変動が少なければ低くフラットになり 多ければ凹凸の強いものとなる。 平均化したスペクトルは波長を横軸にとり強度を縦軸にとると第25図のように地質を反映し岩質の識別が可能である。 第25図ではAは研磨した花こう閃緑岩を示し Iはガブロを示す。

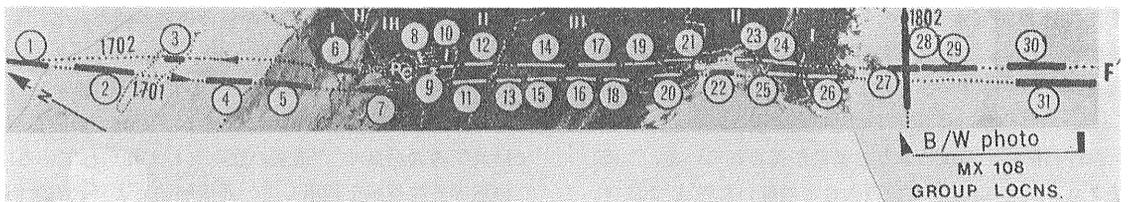
B~Hは第24図のF-F'上の測線で得られた各地域の平均スペクトルである。 Bは若い沖積層を示しCは古い沖積層を示すが いずれも9.1ミクロンから9.2ミクロン付近で鋭い最小値を示している点で似ている。 しかしBはCと比較するとそのピークが短波長方向へ少し移

り9.5ミクロンでのくぼみが欠除していることは Bの若い堆積物中には石英砂を多く含むことを表わしている。 FGHではいずれもかんらん石玄武岩溶岩であることがよく示されている。 いずれも9.45~9.55ミクロンにおいて鋭い単一の極小値をもつ。 さらにこれらの玄武岩は10.97ミクロンの極小値に着目することによりF・GとHとを玄武岩の中でもサブグループとして識別することができる。 さらに11.5~12.0ミクロンのパターンを見るとFはGより平坦であることによりFとGの識別も可能である。 F・G・HとA・I・Kを比較するとF・G・HはIのガブロに近いパターンをとることが判別され放射率は化学組成を反映していることを示している。

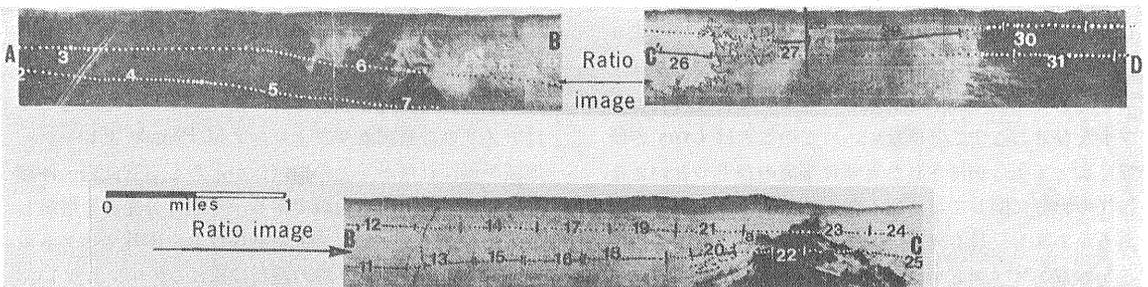
Dは風成砂が表面をおおっている地域のスペクトルでII C (3)のように珪長質の若い沖積層を示すスペクトルとII A (7)のように玄武岩のスペクトルを示すものが含まれる。 これは第24図の比像(ratio image)の画像上でも見分けがつく。(③との参照) このように航空機高度からも分光特性により岩石を識別する可能性が実証されている。

Eは乾燥期の堆積物である。 この細粒の粘土は玄武岩溶岩と同じスペクトルを示す(第25図中B参照)。 このようなスペクトルを示す理由は未解決であるがこの地域では粘土がかんらん石玄武岩に近いスペクトルを示す例が3例ある。

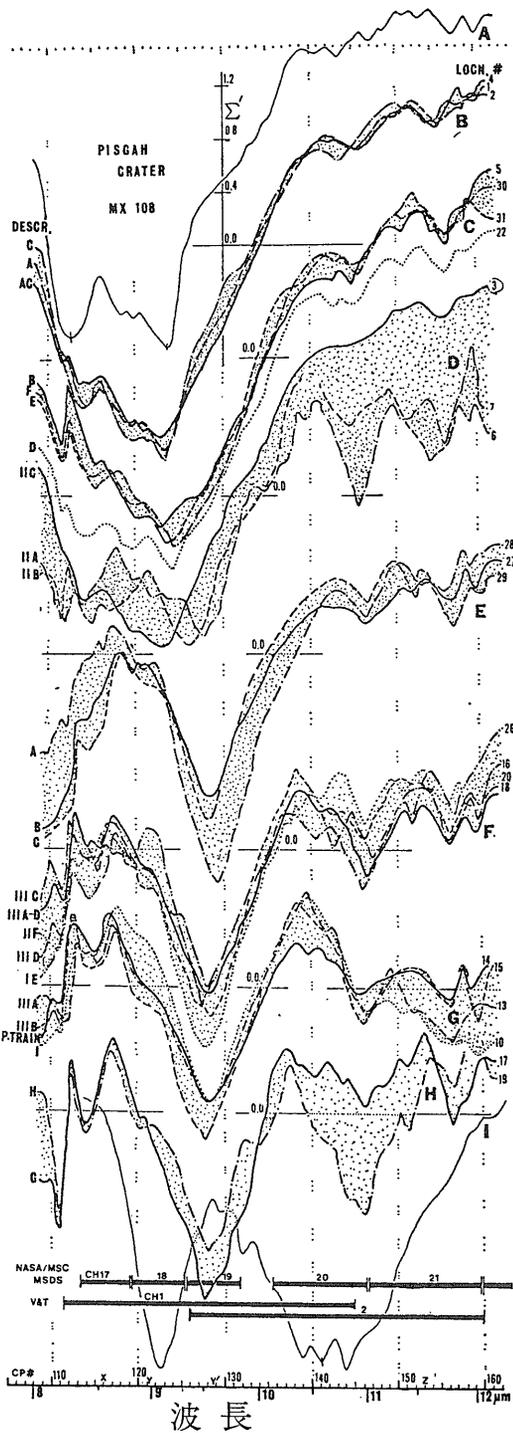
このような解析により航空写真を用いた赤外放射スペクトルは溶岩流を識別できることがわかる。 しかし溶岩流をさらにフローステージに分けるためには他のパラ



第24図 ㉓ Pisgah クレーターの白黒画像



第24図 ㉔ Pisgah クレーターの比像(ratio image)



第25図 Pissgah クレーターの平均放射スペクトル曲線

メーターが必要である。また風成砂が玄武岩の上の  
 っている地域では分光特性は砂を示す。しかし砂が斑  
 点状におおっている所では 砂とその下位を構成する玄  
 武岩の両方の分光特性を示す。粘土質のシルトから成  
 る乾燥期の分光特性は玄武岩を示しており化学的鉱物組  
 成は標準偏差値を用いた分光特性図により判別される。

岩質の分光特性による識別は 2.5 ミクロンの2つの  
 近接した波長の放射量比により行われる。画像化した  
 データは分光特性図よりもより容易に識別に用いること  
 ができるが8.1~10.9ミクロンと9.4~12.0ミクロンのバ  
 ンドパスフィルターが重合する所は不可能である。こ  
 れらのバンドに関しては平均化して外挿を行えばよいが  
 いずれにせよ画像データのみならず分光特性曲線の全  
 体を判断して識別を行うことが望ましい。

将来より正確な岩質の識別を行う際には重合のないよ  
 り狭いバンドで行うことが望ましい。リモートセンシ  
 ングの応用分野にもこのようなマルチチャンネルシステ  
 ムを確立することが必要であろう。

参 考 文 献

BRAMSON, M. A. (1968) Infrared Radiation; Plenum Press, New York.

CRISWELL, D. R; Compiled (1977) New Moons Lunar and planetary institute and the Johnson space center; Houston, Texas

HUNT, G.R, SALISBURY, J.W., and LENHOFF, C.J. (1973) Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: VII Acidic igneous rocks, *Modern Geology*, v. 4, pp. 217-224.

HUNT, G.R. and SALISBURY, J.W. (1978) Assessment of Landsat filters for rock type discrimination, based on intrinsic information in laboratory spectra, *Geophysics* v. 43, n. 4, pp. 738-747.

LYON, R.J.P. (1964) Evaluation of infrared spectrophotometry for compositional analysis of lunar and planetary soils PartII. NASA CR-100, Washington, D.C.

LYON, R.J.P. (1972) Infrared Spectral Emittance in Geological Mapping: Airborne Spectrometer Data from Pissgah Crater; California, *Science* v. 175. pp. 983-986.

MARFUNIN (1979) Physics of Minerals and Inorganic Materials Springer-Verlag, Berlin

NASSAU K. (1978) The origins of color in minerals. *Am. Min.*, v. 63, pp. 219-229.

SMON I. (1966) Infrared Radiation. D. Van Nostrand Company, Inc.