

火山列島硫黄島における電気探査による地下構造調査

遠藤 源助*・金喜俊**・秋葉 治***
高橋 博****・熊谷 貞治*****・大八木 規夫*****

国立防災科学技術センター

Subsurface geologic structure by electric survey in Iwo-jima, Kazan-Retto

By

Gensuke Endo, Kim Huijun and Osamu Akiba,
Hiroshi Takahashi, Teiji Kumagai and Norio Oyagi

National Research Center for disaster Prevention, Japan

Abstract

Electric surveys were performed along four survey lines by three methods such as apparent resistivity by dipole-dipole array, spontaneous potential and frequency effect of induced polarization, to clarify the subsurface geologic structure which is complex through movement of faults, hydrothermal and fumarolic activity in the island of volcano, Iwo-jima.

The two of the four survey lines were set on the central part of the Motoyama area. The other two were set across and parallel to the Asodai fault which bounds the more active zone in eruption in the island.

It is inferred from these surveys that the Motoyama area is underlain by a geologic body of high density and temperature at the depth of about 400m and the body must be close to the surface at the active fumarole spots. The eastern area from the Asodai fault is considered to the area underlain by relatively hard layers of pyroclastic rocks and lavas. However, the western zone of surface fumarole bounded by the fault is also very active in underground alteration.

It is concluded that combination of those methods, resistivity by dipole-dipole array, spontaneous potential and induced polarization is effective to survey complex geologic structure, convection of hydrothermal fluid and distribution of alteration zones in volcanic and hydrothermal areas.

* 早稲田大学理工学部, ** 旧姓・山本, 早稲田大学理工学部(当時), 現在釜山水産大学
*** 早稲田大学理工学部(当時), 現在富士通㈱, **** 所長, ***** 第3研究部,
***** 第3研究部地表変動防災研究室

目 次

<ul style="list-style-type: none"> まえがき 23 1. 調査前の検討 23 <ul style="list-style-type: none"> 1.1 地熱地帯としての検討 24 1.2 自然電位について 25 <ul style="list-style-type: none"> 1.2.1 熱電カップリング 25 1.2.2 流動電位について 27 <ul style="list-style-type: none"> イ. 熱水の上昇による自然電位異常 27 ロ. 流動電位の符号 28 1.3 比抵抗について 29 1.4 分極応答について 32 <ul style="list-style-type: none"> イ. 強制分極現象 (IP 現象) 32 ロ. 強制分極現象と自然分極現象との関係 34 ハ. 鉱化帯・変質帯における酸化状態と自然分極及び強制分極との関係 36 2. 測定地域の概況 38 <ul style="list-style-type: none"> 2.1 火山列島硫黄島と探査地域 38 2.2 元山地区 39 2.3 阿蘇台断層地区 43 3. 測定 44 <ul style="list-style-type: none"> 3.1 dipole - dipole 電極配置について 44 3.2 frequency domain 法について 45 3.3 測定器 46 3.4 測定方法 47 4. 測定結果 50 <ul style="list-style-type: none"> 4.1 基準測定 50 <ul style="list-style-type: none"> イ. 遊離硫黄が堆積している所 50 ロ. 泥湯溜り 50 	<ul style="list-style-type: none"> 4.2 測定結果 50 <ul style="list-style-type: none"> 4.2.1 天山地区 56 <ul style="list-style-type: none"> イ. 測線 B₁ 56 <ul style="list-style-type: none"> a. 等比抵抗曲線断面図 56 b. 等周波数効果曲線断面図 56 ロ. 測線 B_a 56 <ul style="list-style-type: none"> a. 等比抵抗曲線断面図 56 b. 等周波数効果曲線断面図 56 4.2.2 阿蘇台断層地区 57 <ul style="list-style-type: none"> イ. 測線 A₂ 57 <ul style="list-style-type: none"> a. 等比堆積曲線断面図 57 b. 等周波数効果曲線断面図 57 c. 自然電位曲線図 57 ロ. 測定 A₄ 57 <ul style="list-style-type: none"> a. 等比抵抗曲線断面図 57 b. 等周波数効果曲線断面図 57 c. 自然電位曲線図 57 5. 解釈 57 <ul style="list-style-type: none"> 5.1 元山地区 57 5.2 阿蘇台断層地区 58 <ul style="list-style-type: none"> イ. 測線 A₂ 58 ロ. 測線 A₄ 59 ハ. まとめ 60 6. 電気探査法の適用性について 61 <ul style="list-style-type: none"> 6.1 地質構造に対する適用性 61 6.2 断層に対する適用性 61 6.3 変質帯に対する適用性 61 むすび 62 参考文献 62
---	---

まえがき

火山列島硫黄島においては、現在、活発な地盤変動が進行しており、小規模ながら水蒸気爆発や陥没、熱水噴出などの火山性現象が発生している。

1968年以来、筆者らの調査・観測により、水蒸気爆発や陥没、或いは熱水噴出などの現象は、現在変動している断層の西側にみられることがわかった(国立防災科学技術センター・1977)。その代表的なものが阿蘇台断層である。このような活動中の断層の地下の状態を知ることが今後の火山性諸現象の研究を進め、噴火の予測を効果的に行なう上で必要となった。

火山列島硫黄島では、噴気と硫気活動が随所にみられ硫黄鉱床があり、ほぼ全島が地熱・温泉地帯であり、また、熱水変質地帯でもある。特に、上記の火山現象を伴なう活動中の断層地帯では、噴気・硫気現象が活発であるので、地下の状態を調査するに当たっては、これら地質上の特性を十分考慮して行なう必要がある。

そこで筆者の一人(遠藤)は、長年にわたる硫黄鉱床を初め、各種金属・非金属鉱床及び地熱についての経験と知識並びに最近の電気探査法の研究成果をもとに、また筆者の一人(高橋)は、熱水性粘土鉱床や表層探査についての長年の知識と、その調査方法の開発経験並びに同島の地質と火山性異常の知見をもとに、両者で2年にわたり予備的調査と調査方法の検討を行い、これを基に1978年12月、電気探査法により地下構造調査を行った。その実施地点としては、水蒸気爆発などの現象が戦後継続的に発生している阿蘇台断層と、噴気・硫気活動が広域的にみられる元山の中心部を選んだ。

実施項目としては、自然電位法、比抵抗法に加えて、従来から金属鉱床には適用されているが、地熱地帯にはほとんど適用されていない強制分極法も試験的に行うこととした。電極配置としては dipole-dipole 配置を用い、地下構造を測線下の応答擬似断面として捕えることを試みた。

以上により、当初期待していた成果が得られたので、ここに報告する。なお、現地での電気探査と室内解析は遠藤・山本・秋葉が行い、結果の地質構造、火山活動との関係に関する解釈は高橋・熊谷・大八木と先の三名で行った。

1. 調査前の検討

地下構造ないし地下の物理・化学的性質の調査法には種々の方法があり、それぞれ長短種々の特徴がある。したがって、本格的な調査を行うに当っては、それらの幾つかを組合せて実施すべきである。地下構造調査と言えば、通常まず地震探査を考えるが、今回の対象は、熱水の関係した変質帯の調査であり、一部に硫黄又は硫化鉱物の鉱染が考えられ、構造としては成層構造ではなく可成り複雑な垂直方向の変化を有するものと推され、熱水の流動も予

想されることなどから、電気探査法によることとした。

以下に調査に先立ち検討した事柄と、その背景について述べる。

1.1 地熱地帯としての検討

硫黄島は全島が地熱地帯といって支障なく、事実、地表に異常がみられなくとも1~2 m以下が100℃に近い地温を示している場所は少くない。しかし、地表を見渡すかぎり噴気・硫黄を伴う顕著な変質帯と緑に覆われた地帯とが区別しうる。詳しくみると阿蘇台断層のように水蒸気爆発などの発生をみる側には、噴気等の地熱活動が活発であるのに対し、その反対側では変質がほとんど見られない等、変質帯の分布には地質構造との間に特異な関係をもつと考えられ、そこで、まず地熱構造についての検討を行なった。

早川(1972)によれば、地熱地帯という言葉には2つの意味が含まれている。1つは広い意味のもので、地下深く進むにつれて温度が上昇するというものである。その原因としてはもちろんモホ面下のマントルからくる熱も考えられるが、その主たるものは地殻の中に含まれている放射性物質の崩壊によって生ずる熱である。もう1つは狭い意味のもので、地表に噴気や温泉・熱変質が認められ、地下の温度上昇率も上述のものに比べ、遥かに大きい所の事である。この熱源としては、普通地下数kmから10 km程度までの深さにあるマグマ溜りで、そこからマグマ本来の蒸気が割れ目に沿って上昇し、地下水を温め、蒸気又は熱水地帯を形成すると考えられている。硫黄島はこの型に属すると考えられる。このほか、単にマグマ溜りだけでなく、相当な広がりをもつ熱源の存在する場合もある。ここで問題とする狭い意味の地熱地帯では、地下に熱水・蒸気が貯蔵されている場合、或いは地下で地下水が加熱されている場合のいずれにせよ、それを可能にしている地下構造がある(図1)。すなわち、帽岩(cap rock)によって上部からの冷たい地下水の浸入が防がれ、その下部に高温・高压状態が保たれる。また、熱水・蒸気を大量に含有する地層つまり貯溜層は、一般に全体とし

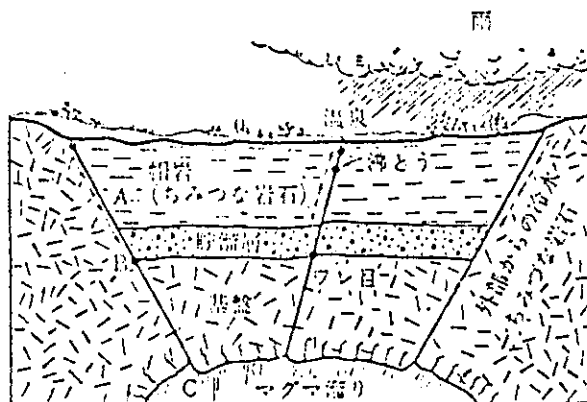


図1 地熱地帯の地質構造(早川, 1970)

での孔隙率は大きな値を示すことが多い。

以上、地熱地帯の地質構造は、入れ物となる割れ目の多い地層と蓋となる密なるち密な地層、中味の水、それに地下からの熱の3者によって支配される。

このような地熱地帯の一般的構造から硫黄島をみると、元山を構成する火砕岩や溶岩は全体として帽岩をなしており、その構造上また岩質上弱い所で噴気が地表に現われているように思われる。また阿蘇台断層のような所は、帽岩で押えられている熱水が断層帯に沿って上昇したことにより、地表付近での地熱活動が活発になった所であると思われる。

以上のような検討から、後にのべるような測線の配置と調査深度を選んだ。

次に硫黄島にみられる諸現象と地球電磁気の性質の検討について述べる。

1.2 自然電位について

1968年阿蘇台断層南端、ミリオンダラーホール付近では、その亀裂から100℃に近い噴気がみられていたが、1969年の同ホール付近の噴火(水蒸気爆発)の後止まった。一方1971年同断層沿い約0.5 km北方で阿蘇台陥没孔が形成され、その後1974年頃から熱湯が勢いよく同孔で噴出し、活発な活動を続けていたが、これも1978年頃より衰退を始めた。(国立防災科学技術センター1977, 4-1)この例にみるように、硫黄島においては地下の熱水(又は水蒸気)活動に変動がみられ、その変動や動向を把握し監視することは、水蒸気爆発や陥没現象の予測に必要である。地下の流体の運動や、その変化が自然電位に現われることは筆者の1人(遠藤1959)がかつて指摘したことであり、今回、その検討も行った。一般に地熱地帯で地表に発生する電場(自然電位異常)は、地下に存在する高温物体による熱電カップリングと循環する熱流動体による流動電位によると考えられる(corwin 1977)。

1.2.1 熱電カップリング

硫黄島においては、噴気活動は定常的に活発化すれば地表においてほぼ100℃に達し、その最大のもは124℃に達している。これだけの地熱活動を支える為には、地下に高温で可成りの熱容量を持ち、加熱エネルギー供給能力を有する熱源が存在するはずである。

地下の高温岩体により地表に電場の発生する現象は、Nourbehecht(1963)により熱電カップリングと呼ばれている。図2に示すように、地下に地熱源となる球体を仮定し、それによって生じる熱電場を理論的に求めると次のようである。この球体の半径Rを2 km、その温度を周囲の岩石より150℃高いと仮定し、球体の上端は地表から1.7 kmの所にあり、地層境界面が地表から2 kmの所にあるものとする。また、円断面の半径aと境界面の深さdとの比a/dは0.5とする。上層及び下層の導電率をそれぞれ σ_1 、 σ_2 とし、 R_{21} 次のように定義する。

$$R_{21} = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_2 + \sigma_1}$$

熱電カップリングにより電場が発生する為には、熱電カップリング係数cの異なる層の存

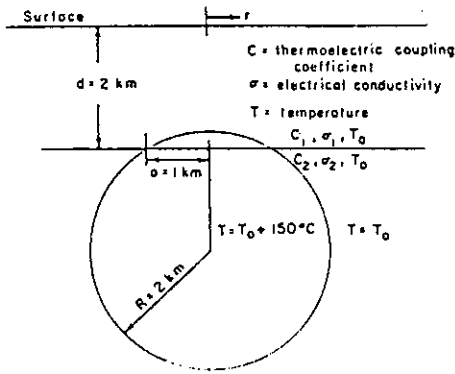


図2 地熱源となる仮定球体

在，すなわち境界面の存在が必要である。したがって，均質な半無限空間に高温物体が存在しても地表に熱電場は発生しない。この場合，地表の電場 f は次式で与えられる。

$$f_1(r, 0) = (1 + R_{21})(c_1 - c_2)T_0(a/d) \int_0^\infty \frac{e^{-\xi}}{1 + R_{21} - 2\xi} J_1(a/d\xi) J(r/d\xi) d\xi$$

この式から次式が導かれる。

$$f_1(r, 0) = \Delta V(r) / [(c_1 - c_2)\Delta T]$$

ここに C_1 および C_2 は，それぞれ上層および下層の熱電カップリング係数であり， r は地表における球体中心からのずれである。図3に a/d と R_{21} による電場の強さを示す(図3)。

典型的な熱電カップリングによる自然電位異常は，5～10mVであるが，まれに数10mVのものも存在する。その異常は，上層及び下層の熱電カップリング係数に依存すると考えら

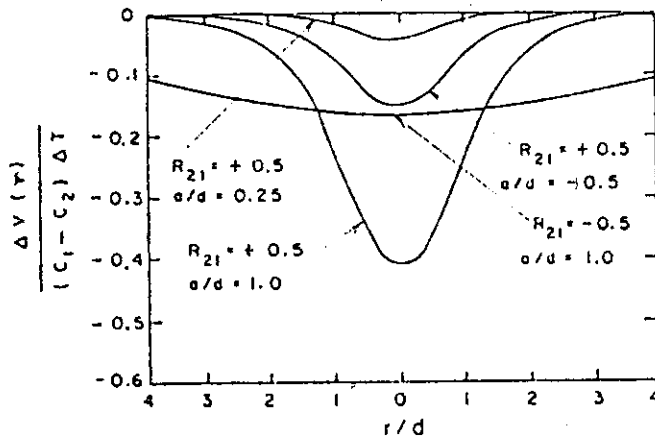


図3 熱電気のポテンシャル

れる。上に想定したモデルは、熱電カップリングによって予想される自然電位の大きさを、近似的に与えたものである。

今回調査した硫黄島は、噴気ガス・温泉水等の成分(東京都, 1972)や島全体が広く地熱地帯となっている事などから、地表近くにマグマの存在が考えがたく、むしろ温度差の低い熱源が島全体に広く分布していると見るべきであろう。したがって、熱源カップリングによる自然電位異常の検出は實際上困難であろうと予想した。

1.2.2 流動電位

一般に地熱地帯の特徴は、循環する熱流動体の存在することである。地表下に存在する流体の運動は地表に電場を発生させる。これは流動電位と呼ばれ、ほとんどの地層構成物質において、固体と液体の界面に形成されるヘルムホルツ二重層によるものである。この二重層によって固体表面と同符号の流体中のイオンが地層に引きつけられ、その結果、間隙溶液の中には逆符号のイオンが多くなる。流動電位の理論式は、Mac Innes (1961), Dakhnov (1962), Nourbehecht (1963)らによって表わされているが、イオン溶液を含む毛管で単純に考えると、流動電位は次式で与えられる。

$$E = \frac{P \epsilon \xi}{4 \pi \eta} \Delta P$$

ここに、Eは流動電位、Pは間隙溶液の比抵抗、 ϵ は間隙溶液の誘導係数、 η は粘性係数、 ΔP は圧力差及び ξ は境界面と自由イオン層の間の電位に関するガータ電位である。毛管の直径、長さ及び流体の速度は、圧力差 ΔP に含まれている。

このように、地下の流体の運動は、電荷の流れ、すなわちイオンによる電流となり、地表に電場を発生させる。このような電場は、鉱床探査においては大きなノイズ源となるが、地熱地帯における地下の流動体の挙動の解明などには非常に役立つと言われている(Bogoslovsky and Oglivy, 1973・1974, Oglivy *et al.*, 1969, and Oglivy, 1970)実際、地下に流動体が存在しているとき数10から数100 mVの自然電位異常が確認されており(藤井・遠藤 1950)また断層に沿った水の動きによって、50～100 mVの異常も観察されている。(岡村・荘 1953)例えば、熱水の上昇による自然電位の異常がZohdy *et al.*(1973)によって報告されている。筆者の一人(遠藤)も長野県八ヶ岳温泉で熱水噴出口付近が+200～220 mVの正中心を含む高電位地帯を示すのを観測し、また、群馬県殺生河原の噴気孔地帯で、硫化鉄鉱の鉱染地帯は-100～250 mVの低電位地帯であるが、水蒸気が上昇している噴気口付近は自然電位傾度が大きく-50～+50 mVの値を観測している。なお、石灰石採鉱上危険のある坑壁背後で地下水の流動している小亀裂の発見にもこの現象は役立っている。

1. 熱水の上昇による自然電位異常(Zablocki, 1977)

すでに述べたように硫黄島においては割れ目や温泉湧出口における熱水の顕著な上昇が存在する。このような場合における流動電位について検討する。

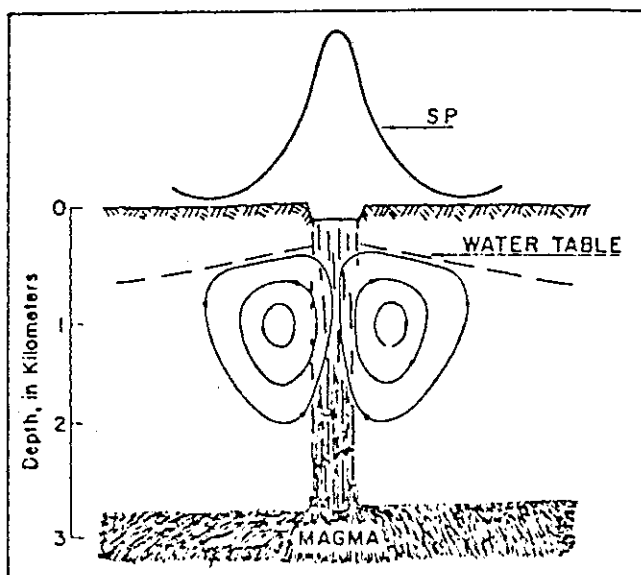


図4 マグマにより熱せられた地下水の熱伝導の概念モデルと地表面のポテンシャル(噴出口)

図4は流体の噴出口(陥没孔)の位置で、局部的自然電位異常が認められるとき、その地下の状態を表わしたモデルである。マグマによって熱せられた地下水は、噴出口の下に続くと考えられる亀裂に沿って上方に導かれる。この上昇過程で冷却した熱水は、地下水面付近で四方へ発散し、対流すると考えられる。この場合、図4にみるような自然電位の正異常は、岩石の陰イオン吸着により発生する流動電位に起因すると考えられる。

ロ. 流動電位の符号(遠藤・松尾1959, 遠藤1959, 伊藤ほか1978)

遠藤(1974)によれば、HCl, KCl, NaOH, アスファルト乳化液の $10^{-3} \sim 10^{-7}$ の濃度における各岩石試料の流動電位の符号およびその大小関係は次の通りである。

- ① 同一溶液中では、ほとんどの場合、岩石の流動電位は同符号(ε電位も同符号)である。
- ② 結晶粒径が大きく、斑晶の多い岩石は電位が大である。
- ③ ドロマイトを多く含む石灰岩の電位は大である。

④ HCl, KCl, NaOH, アニオン乳化液中では、すべての岩石の電位は、すべて負電位である。カチオン乳化液の場合は、濃度の増加につれて電位の符号は負から正へと反転する。

以上の事実を考えると、亀裂に沿って上昇してくる熱水の流動電位によって発生する自然電位は、かならずしも正とは限らず負となる事もありうる。ゆえに噴火口や断層等の位置において認められる自然電位の局部的異常は、正負にかかわらず熱水(地下水)の上昇によるものと解釈する事ができる。従って、地表において顕著な徴候がないか、或いは全く徴候がみられなくとも、自然電位測定により熱水の通路が発見される可能性がある。さらに、そのよ

うな熱水通路が発見された場合、その自然電位の観測により、そこに加わる圧力の変化の監視はできるものと思われる。

1.3 比抵抗について

地下の地層の基本的存在状態を明らかにすることが今回の調査の第一目的である。ここでいう地層の基本的存在状態とは、元山を形成した地層の分布状態—地層の成層状態を指しているのではなく、火山体を形成している地層を変質した熱水の上昇通路となった断層等の構造—並びに熱水の地下存在状態—貯留層等を明らかにしたいということである。このような地質状態の調査には数ある物理または化学的探査法の中で電気探査法—その比抵抗法が最も適している。また筆者らもその経験及び方法論を十分に備えている。

地層の比抵抗は地層水の温度、溶存成分(Cl^- , Na^+ , Ca^{++} 等のイオン)、粘度鉱物の量及び地層の孔隙等によって大きく変化する。すなわち、地層水の温度が高くなる程、また溶存成分の量が多くなる程、更にこれを含有する岩石の孔隙が多くなるほど地層の比抵抗は低くなる。この現象は次のような近似式で表現することが出来る。

$$R = \frac{K_1}{\phi^2} \cdot \frac{K_2}{T} \cdot \frac{K_3}{C}$$

ここに、Rは地層の比抵抗、 ϕ は地層の孔隙率、Tは地層水の温度、Cは地層水の塩分濃度及び $K_1 \cdot K_2 \cdot K_3$ はそれぞれ地層・温度・溶存成分に関する定数である。

熱水の貯留層は、高温でしかも溶存成分の多い地熱流体を十分に多く含む事の可能な孔隙率の大きい地層である。従って、熱水貯留層は一般に比抵抗が低い。図5は数種類の岩石の比抵抗を示す(Sumner, 1976)。これから、硫黄島の変質帯の比抵抗値は $10^{-1} \sim 10 \Omega \cdot \text{m}$ 程度の値を、非変質母岩は $10^2 \sim 10^3 \Omega \cdot \text{m}$ 程度の値をそれぞれもつものと推定され、元山の地層状態は明らかにされうるものと考えられた。なお、最近行われた地熱地帯における比抵抗探査の一例を図6に示す。この図に示すように熱水変質帯は低い比抵抗値を示しその存在箇所を明らかに探査できている。

探査方法としては、電極(A, B)間隔を順次広げて深部までの探査を行なう垂直探査法(VES)がよく用いられる。しかし、水平成層構造の探査ではないことから地下の比抵抗分布を測線下の擬似断面として捕える探査法、すなわち、垂直断面内の比抵抗値をメッシュで捕えるdipole-dipole配置法が、この目的には適していると判断した。図6はこのような探査法における代表的な電極配置であるdipole-dipole配置による測定結果を示している。さらに地熱地帯は可成り低い比抵抗値を示すことから、ある程度の深さ、たとえば地下200~300 mまでの情報を得る為には、電源容量の大きい測定器を用意する必要がある。

以上の検討と測定器の用意(製作)が出来る見通しを得たので、比抵抗法による探査により前述の目的を達成出来ると判断した。

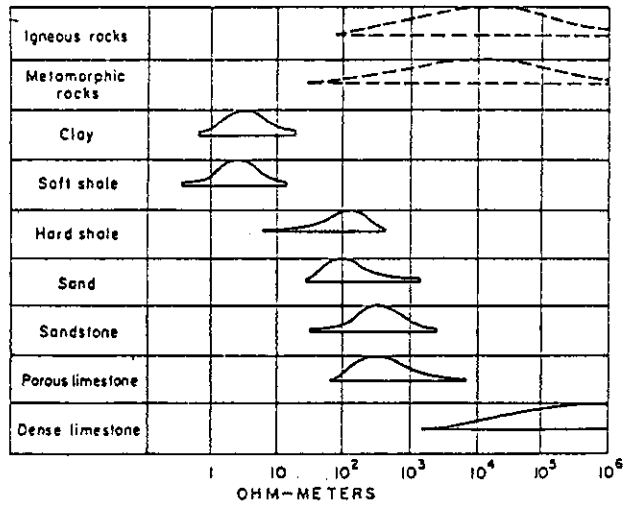


図5 岩石の比抵抗値

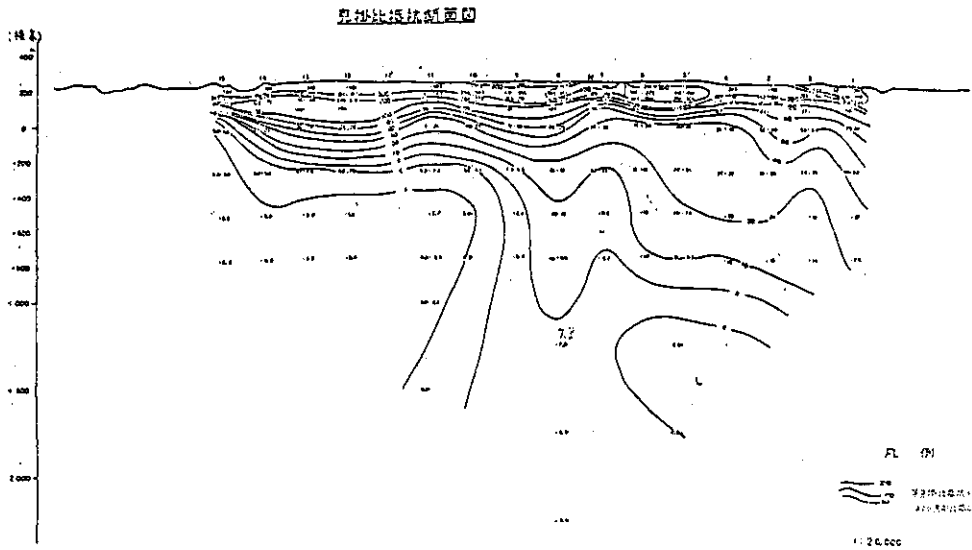


図6 濁川温泉盆地外電気探査

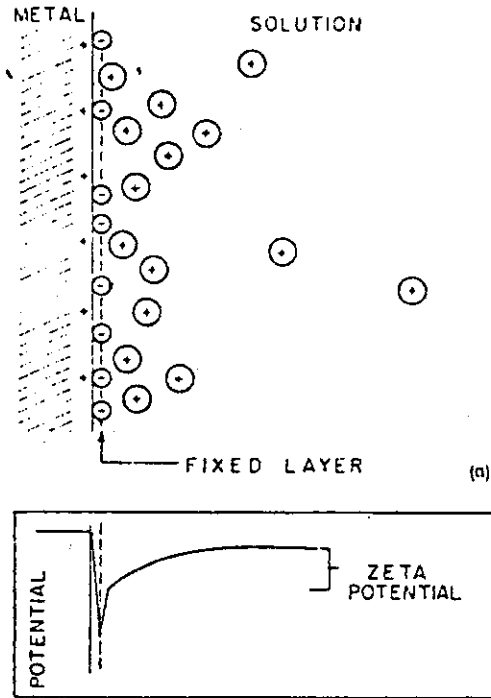


図7 金属鉱石の示すIP現象により、界面に生じた電気二重層

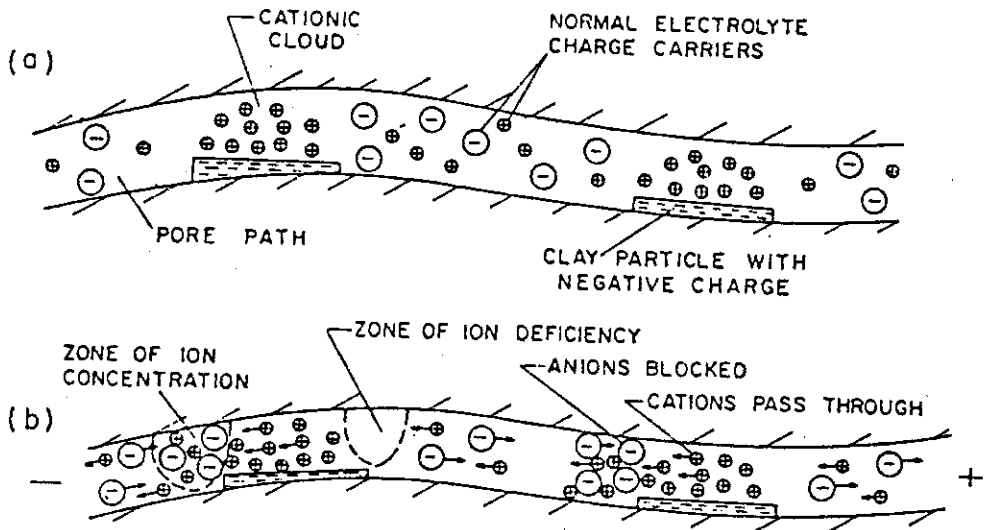


図8 金属鉱石を含まない岩石のIP現象

表1 分極効果を示す非金属鉱物及び岩石

Rock or mineral	Location	Investigator
Dirty sands	New Mexico, California	Vacquier et al. (1957) Bodmer et al. (1968)
Crystal lithic tuff	Safford, Arizona	Madden and Marshall (1958)
Tremolitic limestone	Willcox, Arizona	Madden and Marshall (1959a) Keller (1959)
Blue limestone	western Nevada	Heinrichs (1967); Van Voorhis and McDougall (1959)
Whitetail conglomerate	San Manuel, Arizona	anonymous
Serpentine and asbestos	Canada	Seigel (1967)
Cummingtonite schists	Homestake mine	Sauck (1969)
Montmorillonite	Yugoslavia	Sumi (1961)
Zeolite beds	Bowie, Arizona	anonymous
Basalt flows	Port Arthur, Ontario	anonymous
Clay	Jerome, Arizona	Mayper (1959)
Basalt with fibrous minerals in vesicles	Safford, Arizona	Laboratory of Geophysics, University of Arizona
Titaniferous magnetite	Keiso, California	Elliot and Guilbert (1974)

1.4 分極応答について

地中に電流を流すと、特に今回のように電源電圧も高く、電流量も大きいと自然電位にじょう乱を与え、比抵抗測定が出来る電位へ安定するまでの間に過渡的な変動がみられる。その時の動的な状態は地下の物質によって相違する。そこで周波数応答まで精度良く測定出来る測定系で探査をすれば、この過渡現象も観測出来る。この種の研究は従来から金属鉱床について行われてきたが、少例ながら、粘土鉱床に対して試みられた例(山田ほか1974, 武居ほか1975)もある。硫黄島においても変質帯-見方をかえれば低品位粘土質鉱床である-と共に、地中には硫黄や硫化鉄などの鉱染も考えられる。そこで、今回の比抵抗探査に用意する測定器は、過渡現象の測定まで可能なものとし、少くとも、その初歩的のデータを得、地下の性質を知る糸口をつかみたいと考えた。

イ. 強制分極現象(I P 現象)

I P (induced polarization) 現象とは大地に電流を流した時に生ずる様々な電気化学的現象のことである。この現象の発生機構に関するこれまでの研究は、主に次の2つである。

- ① 金属鉱物の示す I P 現象 (electrode polarization)
- ② 金属鉱石を含まない岩石の I P 現象 (membrane polarization)

①の electrode polarization は overvoltage と呼ばれ、亀裂・孔隙をもつ岩石内に金属と電解質溶液とが接触して存在するとき、通電により界面に電気二重層を生じ、その結果形成されるものである。図7は、この時の界面の状態を表わしたものである。このような現象を起こすものは、電子伝導性をもつ鉱物であり、下記に示すように殆んど金属鉱物がこれに含まれる。

硫化物：黄鉄鉱、磁硫鉄鉱、白鉄鉱、方鉛鉱、輝銀鉱、黄銅鉱、輝水鉛鉱、ペントランド

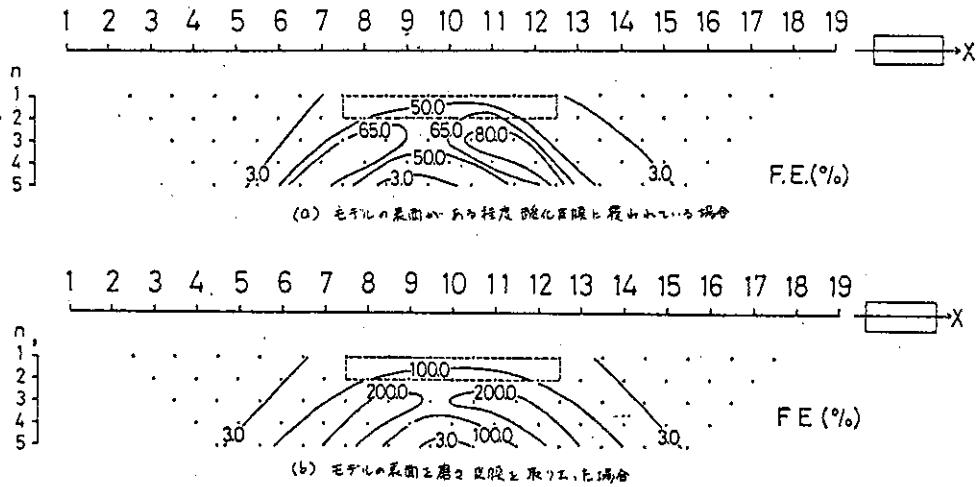


図9 等周期波数効果曲線断面図(遠藤, 竹内, 山本)

鉱, 輝コバルト鉱

酸化物: 磁鉄鉱, 軟マンガン鉱, 錫石

その他: 砒化物, 自然銅, 石墨, 粘土鉱物

②の membrane polarization はファラデー電流の過程で生じるのではなく, 電解質伝導体の中で起るイオンの集積により生じる. 図8は, その様子を示したものである(Ward and Fraser 1967). 岩石あるいは鉱物内の間隙通路の中に粘土などが存在すると, 陽イオンが集積され, 拡散層が形成される. このような拡散層に電場を与えられると, 陰イオンが集積される為に分極が生ずる. これが membrane polarization の発生機構である. この分極は①の electrode polarization に比べ一般には非常に小さいとされている.

表1に, このような分極効果を示す非金属鉱物及び岩石を示した.

これまでの金属鉱床深査において, I P 応答の対象となったものは①であり, ②は normal effect あるいは, fact ground effect と呼ばれ, 背景雑音の1つと考えられてきた. し

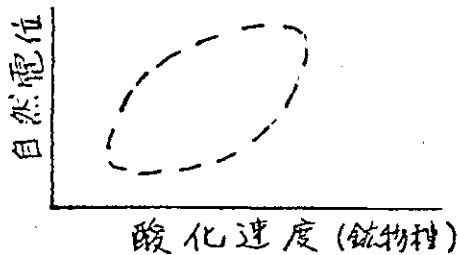


図10 鉱物の酸化速度と自然電位との関係(遠藤)

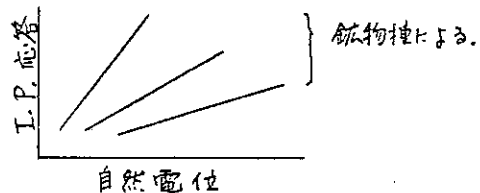


図11 鉱物種による自然電位とI P 応答との関係(遠藤)

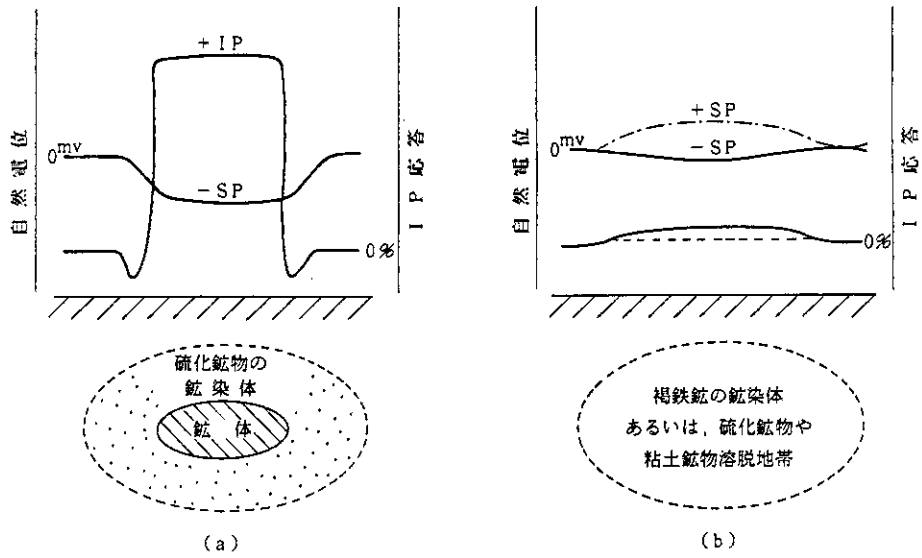


図12 硫化鉱物の鉱体との鉱染帯の酸化状態と自然電位およびI-P応答との関係(遠藤)

かしながら、地熱地帯に見られる変質帯は、粘土化帯、硫化帯及び珪化帯及び珪化帯などが帯状分布していることが多く、②の要素による現象が大きなI-P応答として測定されることも考えられる。今後、この方面の研究が進められることにより、地熱地帯における地下構造の解明が期待される。

ロ. 強制分極現象と自然分極現象との関係

強制分極(I-P)応答と自然電位(SP)との間には密接な関係がある。一般に、地下に賦存している硫化物の鉱体、硫化帯及び変質体の酸化が活発であると、自然分極により負中心を含む低電位地帯が地表に現われ、また、通電により顕著なI-P現象が認められる。

金属鉱床地帯においては自然電位の異常分布は鉱体及び鉱化帯における各種鉱物の酸化、還元及びこれらに伴う溶液との間の自然分極電位に起因する。これら各種鉱物の自然分極の中でも、硫化鉱物、特に硫化鉄鉱の高温状態における酸化作用によって発生するものが最も大きいと考えられる。硫化鉄鉱は鉱物の種類によって酸化性の著しく異なる事が、常温における実験によって明らかにされている(早瀬ほか 1957)。それによれば、酸化速度は磁硫鉄鉱が最も速く、ゲル状硫化鉄、白鉄鉱および黄鉄鉱の順である。硫黄島の変質帯に、もし硫化鉱物が存在するとすれば硫化鉄である。硫化鉄の表面の酸化皮膜がF.E.(frequency effect)値にどのような影響を及ぼすかについて、3次元解析装置によりモデル実験を行った。図9は黄鉄鉱を鉱体モデルとして行ったモデル実験の等周波数効果曲線断面図である。(a)は表面がある程度酸化皮膜に覆われた黄鉄鉱について行ったものであり、(b)は表面を磨き皮膜を取り去った黄鉄鉱について行ったものである。

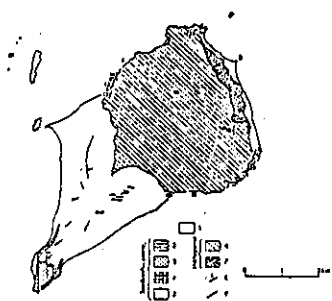
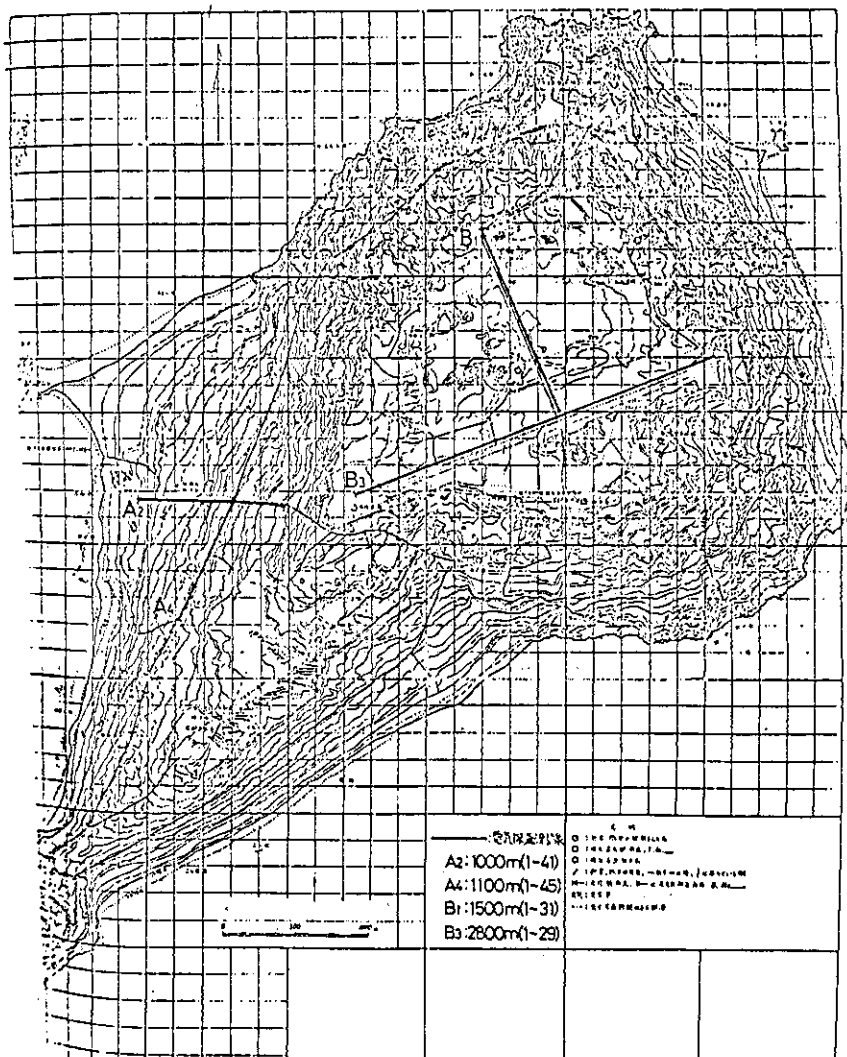


図 13 硫黄島の地質図

1. 砂および礫, 2. 軽石質火山礫および火山灰,
3. スコリアおよび凝灰岩(火砕丘),
4. 溶岩流 5. 軽石角礫岩, 6. 火砕石
7. 溶岩流, 8. 火砕岩走走向および傾斜,
9. 断層(短い棒で示した側が落下側), 段丘礫層は省略してある。(一色直記, 1976)



117

図 14 火山列島硫黄島の火山現象調査図(高橋・熊谷, 1976)

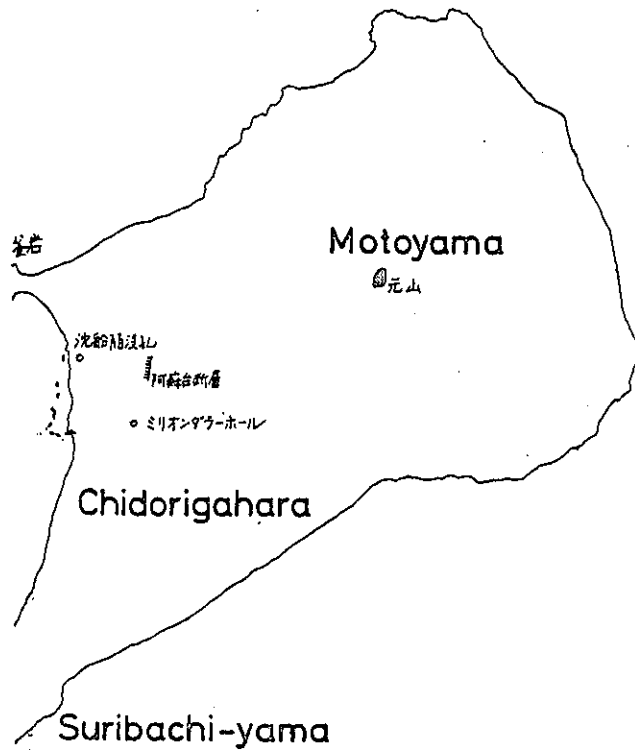


図15 測線付近にみられる火山現象地点

(a)の表面が酸化皮膜に覆われ、F.E.値の最高が80%程度であるのに対し、(b)のように酸化皮膜を取り去ったため、その表面が急速に酸化していると考えられる場合は、それが20%にもなっている。これは上に述べた酸化の活発な場合のIP応答が顕著に現われることを裏づけるものと考えられる。

以上を結論的に述べると、鉱物の酸化速度(鉱物種によって異なる)と自然電位との間には、正の相関関係がある。自然電位とIP応答との間にも同様な相関が考えられる。図10および図11にこれらの関係を模式的に示す。そして、強制分極(IP)応答の大小は、鉱物種特有な分極によって発生する反応電位値に支配され、温度の影響も受ける。従って本地域の地熱地帯では、変質帯をはじめ、もし地下に鉱化帯があれば、高温な環境下にあるので、自然電位およびIP応答は特に大きく表われることが期待される。

ハ. 鉱化帯・変質帯における酸化状態と自然分極および強制分極との関係

図12(a)に示すような硫化鉱物および変質帯がある場合、その酸化作用が盛んであると、地表に負の自然電位異常が現われ、かつ顕著なIP応答が認められる。しかし、図12(b)に示すような鉱化帯があり、その酸化作用が進行し、鉱体及び母岩成分が溶脱し、酸化鉄及び粘土鉱物その他の変質鉱物からなる多孔質な変質では、前期のような特徴は顕著に現われ

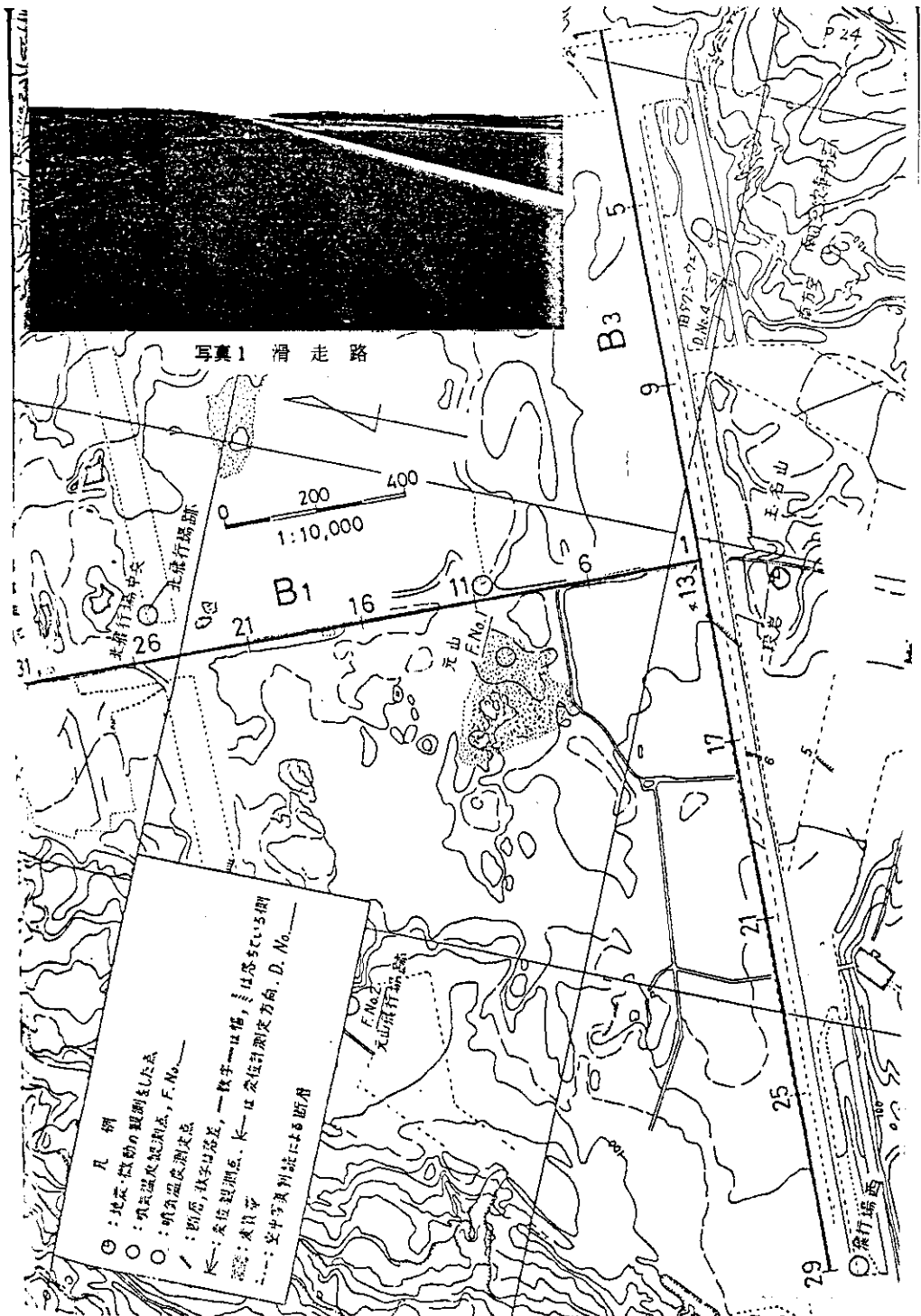


図16 元山地区中央部

(昭和27年—昭和43年の16年間)

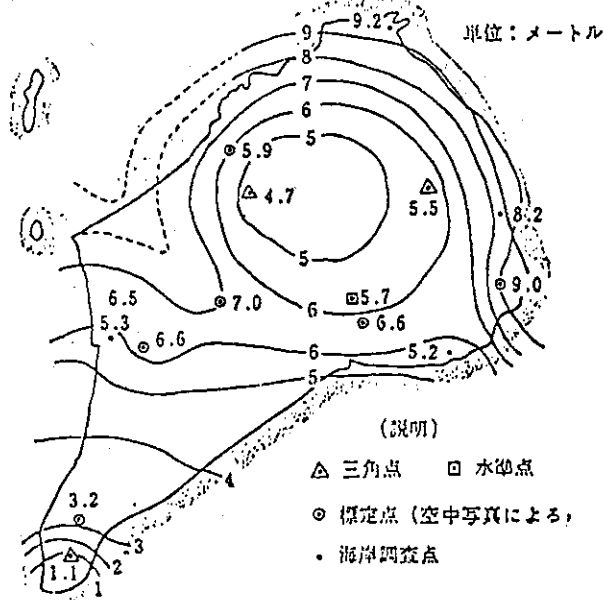


図17 硫黄島等隆起量図(辻昭治郎他, 1969)

ず、時には酸化鉄の影響により、正の自然電位異常が現われることもある。

2. 測定地域の概況

2.1 火山列島硫黄島と探査地域

火山列島硫黄島は伊豆マリアナ弧に属する粗面安山岩からなる火山島である(図13)。更新世末あるいは現世に入ってから島の北東部で海底火山活動が起り、比較的穏やかな溶岩の流出と、それに引き続く爆発的な火砕物の放出により元山が形成された(一色 1976)。摺鉢山の形成については不明な点が多いが、少なくとも上部の火砕丘は陸上で形成された。局所的ドーム状隆起によって元山地区は海面上に姿を現わし、その過程で摺鉢山との間が砂洲によってつながれ、現在の千鳥ヶ原が形成されたと考えられる。なお元山と摺鉢山との新旧の関係は不明である。旧硫黄鉾山は元山(海拔約120m)のほぼ中心部にあり、現在も110℃の噴気を放出し、硫黄の沈澱がみられる。島の大きさは、長軸方向(北東-南西)が約8km、最大幅4.5km、最小幅800m、面積約22km²である。

島はギンネムのジャングルに覆われており、大規模な伐採を行わない限り、電気探査を実施出来る所は表土の露出している滑走路と道路、並びに変質帯に限られる。島の大きさ、地質及び地表条件、さらには滞在日数の限界からその実施場所も限られる。種々の測線につき検討した結果、阿蘇台断層の両盤の地下構造と、元山の地下構造を調べることに重点をおく

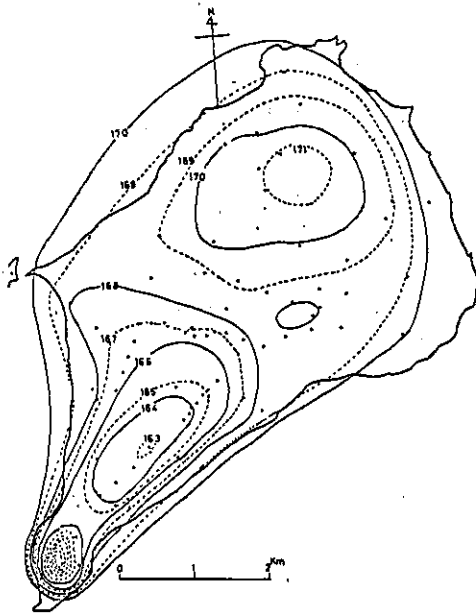


図 18 ブーゲー異常分布
(補正密度 = 1.80 g/cm^3)
単位 m-gal (江原, 1975)

こととし、測線は阿蘇台断層を横切る道路 2 測線と、元山の滑走路及びその直交道路を選び (図 14, 15) 探査深度をそれぞれ 150 m と 300 m, 測点間隔をそれぞれ 50 m と 100 m とした (図 15)。

2.2 元山地区

図 16 は元山地区中央部一帯を示したものであり、写真 1 は滑走路である。測線 B_3 は滑走路沿いに、また測線 B_1 は測線 B_3 の No. 13 から北々西に滑走路と直交する道路に沿って設けた。この報告では元山地区中央部とは、測線 B_3 と測線 B_1 を含む平坦な地域をいい、単に元山と呼ぶ場合は、測線 B_1 の No. 11 の西方にある硫気変質地帯を示すこととする。この地区の主な特徴は次の通りである。

- ① 元山地区は海拔約 120 m, 直径 4 ~ 4.5 km の低平な台地で、粗面安山岩の熔岩流と其上を覆う厚さ約 150 m 土の火砕岩からなる。
- ② この地区は 1952 年 ~ 1968 年にかけて、周辺部が 7 ~ 9 m, 中央部が約 5 m 隆起し、周辺部に比べ中央部の隆起量がやや小さい (図 17, 辻ほか 1969)。その後もこの傾向は続いている。
- ③ 硫黄島では戦後、断層が多数発生したが、この地区の断層は落差のごく小さいものが少数認められる程度である。
- ④ 水平方向の地殻運動は、元山地区と摺鉢山の間が伸びているのに対し、元山地区北部は東西方向の圧縮を受けている。
- ⑤ 元山地区中央部の東北東から西南西にかけての地帯は多数の硫気・噴気孔からなる変

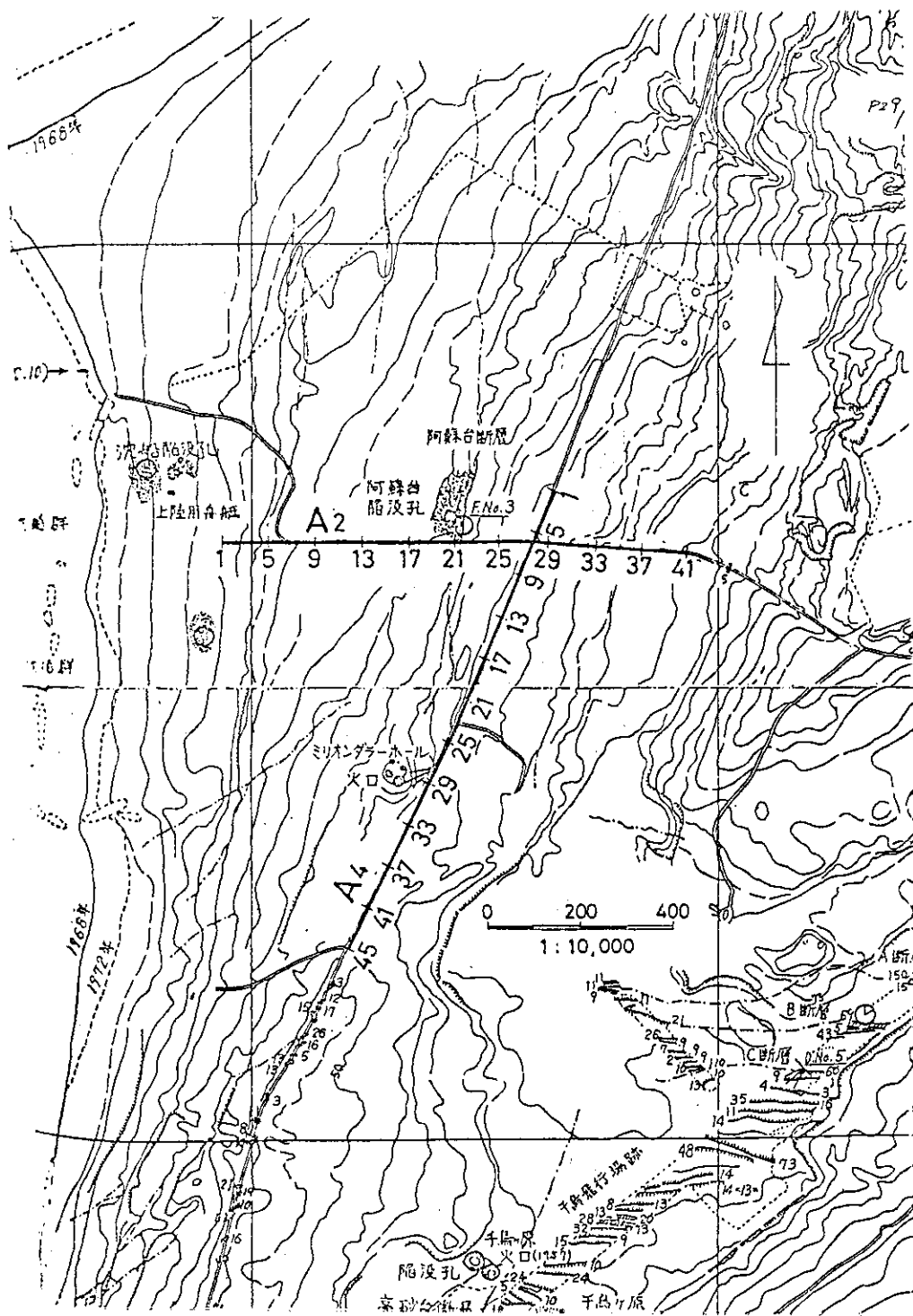


図19 阿蘇台断層地区



写真2 阿蘇台陥没孔



写真3 断層変位計



写真4 阿蘇台断層

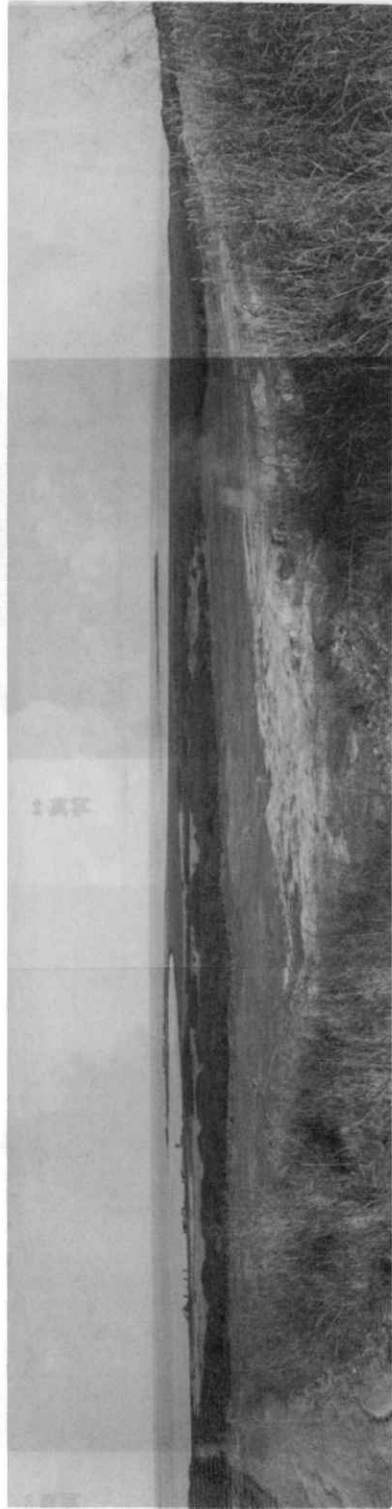


写真5 沈船海岸から阿蘇台断層までの一帯

質地帯が分布し、活発な噴気地熱地帯である。この地帯は構造上、一つの弱線と考えられる。

⑥ 元山は、250 m × 200 mの広がりを持つ、起伏のなだらかな硫黄変質地帯である。硫黄の溶脱作用により全体が白色(所々、淡黄および赤褐色)を呈している。無数の大小の硫黄孔があり、硫黄を含む噴気が上昇している。図16のF.No 1は、元山地区中央部のうちで最高の噴気温度を示す活発な噴気孔である。昇華物の付着は比較的少ない。

⑦ 測線B₃のNo 21の北西約400 mの所に、ほぼ500 m平方の平坦な地域がある。この地表面は赤褐色・白色・黄色を呈し、周囲よりやや比高の高い磁気変質地帯(大略50 m × 20 m)が点在している。噴気上昇は認められない。

⑧ 同島における重力異常の特徴(東京都1975)は、周辺から中心に向って低くなる傾向を示す。この地域の異常に対して、元山地区には、その周辺より高い局地的異常が認められる。これらの異常から推定される地下構造は、同島中心部に向って基盤が深くなるという一種の陥没的ないしは凹状の構造である。元山地区にはそのような全体的な構造に加え、局地的に高密度体の存在が考えられている(図18)。

⑨ ②に記したように、元山地区中央部は周囲に比較して相対的に隆起量が低いが、これは⑧において存在すると考えた高密度体と関連があるものと推定され、これはこの地域の活発な表面噴気活動からみて、高温起源のものと考えられている。(東京都, 1975)

⑩ 以前に行なわれた比抵抗測定の結果(東京都1975)によると、元山地区は50 Ω - m という低い値が海面下100 m以深まで続いていると推定されている。

2.3 阿蘇台断層地区

図19に阿蘇台断層地区を示す。写真2. 3. 4. 5はそれぞれ阿蘇台陥没孔、ミリオンダラーホール付近と断層変位計、阿蘇台断層及び沈船海岸から阿蘇台断層までの一帯の景観である。測線A₄は西海岸道路に沿って、また、測線A₂はNo 27で測線A₄のNo 5と交差し、沈船海岸釜岩方面へ通じる道路(写真5左端)に沿ってそれぞれ設けた。

① 元山と摺鉢山を結ぶこの千島鳥ヶ原は、主として淘汰のよい砂層からなるが、その下位には段丘礫層が存在する(一色, 1976)。

② 釜岩方面へ通じる道路には、南北走向西落ちの顕著な断層がある。これは阿蘇台断層と呼ばれ、総延長約2km、最高落差は1974年5月当時最大約4m、また1977年当時4~5 cm/年位の速度で落差が増加している。この断層に沿って以前より活発な噴気帯があり、1971年には陥没が生じた(写真2. 4. 5, 阿蘇台陥没孔から噴煙が認められる)。この断層の南の延長はミリオンダラーホール東側の道路上の断層に達すると考えられている。阿蘇台断層は現在最も活動の著しい断層で、この縁から西側の地帯は、同島でも噴火や噴気など火山現象の最も活発な地域である。

③ 噴気変質地帯が、阿蘇台断層の西側に約40 mの幅で広がっている。断層付近には淡黄白、淡緑、赤褐色の昇華物が多量に晶出、あるいは付着している。

④ ミリオンダラーホールは、1967年と1969年に水蒸気爆発を起こした火口である。火口周辺の地面は柔らかく、火口を中心として直径約150mの円形部分が周囲より低く全体として凹状である。

⑤ 沈船陥没孔は現在埋まって凹地を呈している。弱い噴気があり、噴気沈殿物がカサブタ状に覆っている。この付近は噴気帯であり、海岸に高温の温泉が湧出している事など、阿蘇台断層付近の状態と類似している。沈船陥没孔の東側に阿蘇台断層と平行した断層が砂浜の下に伏在している可能性がある。

⑥ 西海岸道路には、戦後変動した多数の断層が認められる。これらの断層にはNE-SW方向とNW-SE方向の2系統のものがある。その分布はミリオンダラーホール付近、すなわち阿蘇台断層より、ほぼ南に限られる。ミリオンダラーホール付近は噴気口側に落ちているものが多い。このあたりの断層は1968年観測当時は100℃に近い噴気を伴っていたが、現在は認められない。

⑦ この地域の水平方向の地殻変動は、南北方向に伸びている。この地域の断層は、元山摺鉢山両地区が離れる方向に移動している為に生じたと考えられる。

⑧ この地域の隆起量は、1952年～1968年の間に4～5mで、隆起速度は島内で最小である。

⑨ 以前に西海岸道路に沿って行なわれた北抵抗測定(東京都1975)によると、この付近の地表を覆う砂礫層の比抵抗値は500～1000Ω-mであるが、低比抵抗を示す高温体は道路を北北東へ進むに従って地表下の浅い所へ昇ってきていると考えられている。

3. 測定

さきに述べたように、今回の調査はdipole-dipole電極配置により行なった。

3.1 dipole dipole電極配置について

この電極配置では、2本の電流電極と2本の電位電極が、それぞれ等間隔で双極子をなして配置される。これらの双極子は互いに様々な向きをもつこともあるが、一般には図20のように一直線上に配置される。双極子間の間隔は双極子の電極間隔を a 、隔離係数を n とすると、 na となる。その測定値は図20のようにIP法の投影法にしたがって測定間の二等辺直角三角形の頂点に示した。dipole-dipole電極配置の特徴は次の通りである。

① 電流電極と電位電極が離れている為に、測定に際して電磁カップリングの影響を小さくすることができる。

*註 スポンジおよび硫化鉱石を使用した室内実験では、当方式による特有のパターンを示すもの。測線断面上で実際のものとのよい対応が得られている(遠藤ら, 1973)

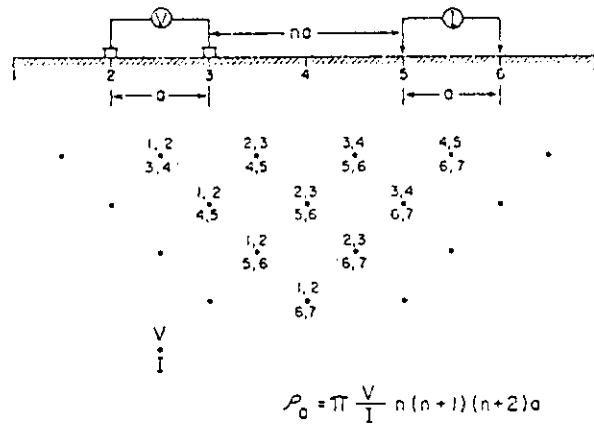


図 20 双極子電極配置

表 2 双極子電極配置における比抵抗測定

Characteristic	Dipole - dipole	Pole - dipole	Gradient
Magnitude of response	A	B	C
Dip of structure	C	C	A
Overburden penetration	A	A	A
Overburden irregularities	A	B	B
Freedom from interference of overburden irregularities	B	A	C
Horizontal resolution and location	B	C	A
Depths	A	B	D
Freedom from inductive coupling, layered earth	A	B	C
Freedom from inductive coupling, finite inhomogeneities	A	B	D

② 比抵抗測定において、他の電極配置に比べて異常値が強調される(表2参照, Coggon, 1973)。

③ これまでの垂直探査法による断面図に比べて水平方向に連続性があり、断層の判別等に優れている。Eltran および Wenner 配置によっても水平方向の連続性は保てるが、これらの電極配置は電磁カップリングの影響を受けやすい為、強制分極法 (IP法) の適用が困難である。

3.2 frequency domain 法について

大地に電流を流すと、大地に各種の電気化学現象が生じ、電圧の観測波形に過渡現象が認められる。この現象を応用した探査法が IP法であり、今回の調査では、その一種である frequency domain 法を用いた。この方法においては、2種類の周波数の送信電流により、周波数効果 (Frequency Effect : F.E.) を測定する。一般に、送信周波数は 3 Hz と 0.3 Hz

が用いられ、F.E.値は次式により求められる。

$$F.E. = (V_{(0.3)} - V_{(3)}) / V_{(3)} \times 100 (\%)$$

ここに、 $V_{(3)}$ は3 Hzにおける受信電位であり、 $V_{(0.3)}$ は0.3 Hzにおける受信電位である。

図21は、これらの関係を示したものである。

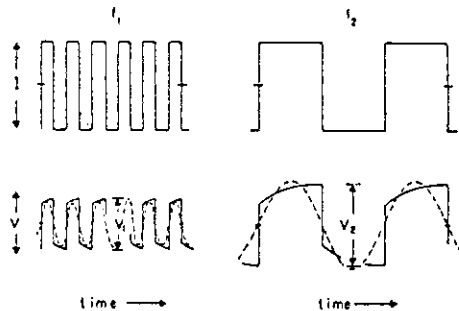


図21 2種類の周波数の送信電流による周波効果の測定

3.3 測定器

今回の測定に用いた主な機器を表3に示す。

表3 測定器一覧表

実種	名称	型式	製作所名	仕様	台数
比 抵	IP Transmitter 2 Controller	YW - 5112 A	横浜 電子研究所	出力電流：20 mA ~ 1 A 0.05, 0.1, 0.2, 0.5, 1 A 5ステップ可変及び微調整 出力用入力電圧：50 V ~ 500 V 出力波形：矩形波 出力周波数：3, 0.3, 1, 0.1 Hz	1
	Power Supply	YW - 5112 B	同上	出力電圧：50, 100, 200, 300, 400, 500 入力電圧電力：AC 100 V 3 A (300 VAMAX) DC 24 V 5 A (120 VAMAX)	1
抗 l P	IP Transmitter 3 Regulated Power Supply	YW - 5307	同上	出力電圧：5 V ~ 500 V 出力電流：20, 50, 100, 200, 500, 1000 mA 6ステップ及びMultiplierによる連続可変 出力用入力電圧：30 V ~ 500 V 出力波形：周波数法：矩形波 時間法：休止のある等分矩形波 出力周波数：3, 0.3, 1, 0.1 Hz	1
	Converter	YW - 5308	同上	出力電圧：50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500 V 入力電圧：AC 90 V - AC 120 V 3 A 最大 DC 24 V 5 A 最大	1
法	IP Receiver	YW - 606	同上	感度：1, 10, 100, 1000 mV, 10 V ステップ及び微調整 周波数：3, 0.3, 1, 0.1 Hz %メーター：±5%, ±15%, ±50%	1
	IP Receiver	DF - 53 A	同上	感度：1, 10, 100, 1000 mV, 10 V 5レンジ 周波数：3.0, 0.3 Hz	1
発 電 機 種	発電機		ヤンマー ディーゼル他	出力 1.8 Kw	2
	電極			ステンレス製	
S P 法	直流電位差計	EP型	島津		1
	電極			銅硫酸銅溶液の非分極性電極(素焼つば)	

3.4 測定方法

比抵抗法及び強制分極法の測線の測線長，電極番号及び方位は，表4の通りである。

測定は，隔離係数 n を1～5まで変化させて行なった。各測線における電極間隔および測定深度は表5の通りである。

自然電位(SP)の測定は測線A₂及びA₄で行なった。SPの基点を測線A₂のNo.7に設置し測定の間隔は測線A₂及びA₄において，それぞれ10及び25mである。(写真6～10)

表4 測線一覧表

測線名	測線長(m)	電極番号	方位	備考
A 2	1000	No. 1 ~ No. 41	E	沈船海岸側から阿蘇台断層を横切る方面へ
A 4	1100	No. 1 ~ No. 45	SSW	千鳥ヶ原西海岸道路
B 1	1500	No. 1 ~ No. 31	NNW	滑走路に直交する道路，近くに元山あり
B 3	2800	No. 1 ~ No. 28	WSW	飛行場滑走路

※：方位は各測線のNo.1から見たもの。

表5 電極間隔と測定深度

測線名	電極間隔 a (m)	測定深度				
		n = 1	n = 2	n = 3	n = 4	n = 5
A 2	50	50	75	100	125	150
A 4	50	50	75	100	125	150
B 1	100	100	150	200	250	300
B 3	200	200	300	400	500	600



写真6 送信器(YW-5307 およびYW-5308)



写真7 受信器(DF-53A)



写真8 受信器(YW-608)



写真9 電極を群設置している様子
(左上に発電機が見える)



写真10 電極と電線

4. 測定結果

4.1 基準測点

各測線における測定結果を解釈する際の参考資料とするために、地表における代表的な噴気変質地帯である元山の次の2箇所で、比抵抗(ρ)および周波数効果(F.E.)の測定を行なった。

イ、遊離硫黄が堆積している所

測定は、電極間隔5mのdipole-dipole配置で行なった。この結果は表6のとおりであった。

表6 測定結果

n	ρ ($\Omega - m$)	F. E. (%)
1	11.6	1.5
2	16.2	1.6
3	23.2	2.1

ロ、泥湯溜り

図22のような電極配置で測定を行なった。

測定結果は ρ が14.1 $\Omega - m$ およびF.E.が2.6%であった。

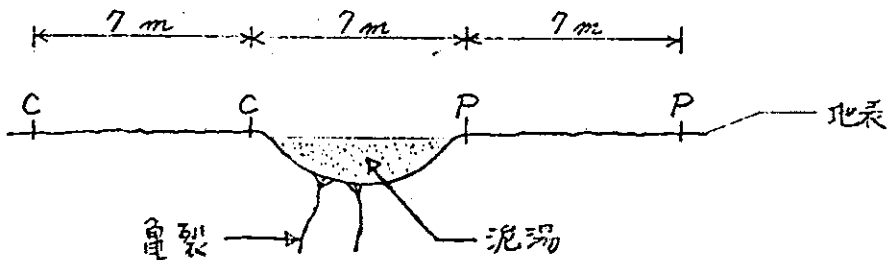


図22 泥湯溜りと電極配置

4.2 測定結果

図23～図30は、測線B₁, B₃, A₂およびA₄における見掛け比抵抗および周波数効果の測定結果である。これらにコンターを引き、ハッチを加え、地表の観察結果を書き込んだのが図31～図38である。図39および図40は自然電位の測定結果である。

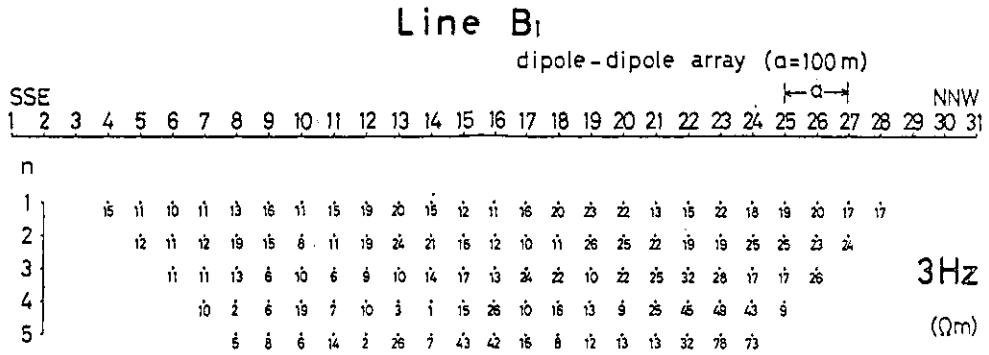


図 23 比抵抗断面図

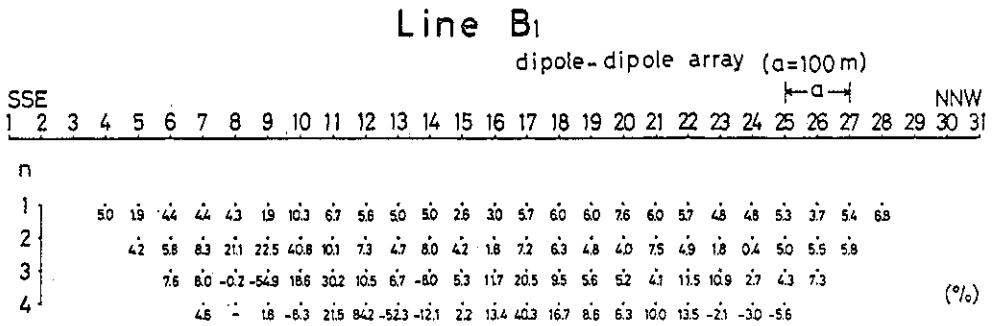


図 24 周波数効果断面図

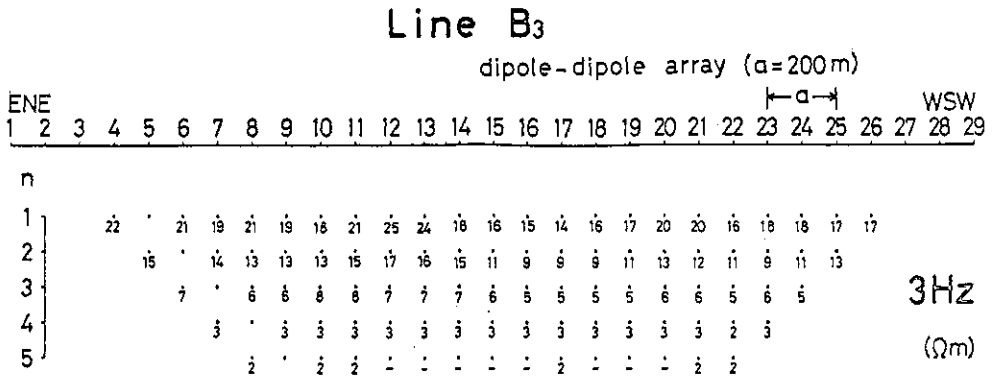


図 25 比抵抗断面図

Line B₃

dipole-dipole array (α=200m)

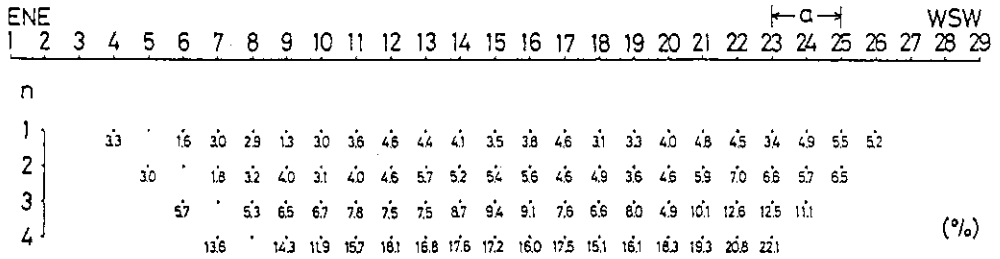


図26 周波数効果断面図

Line A₂

dipole-dipole array (α=50m)

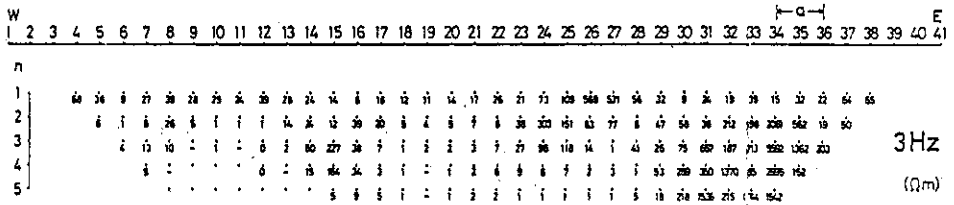


図27 比抵抗断面図

Line A₂

dipole-dipole array (α=50m)

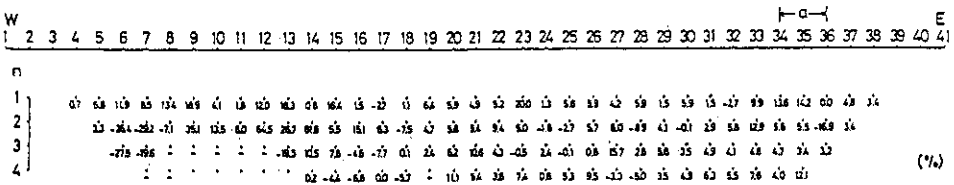


図28 周波数効果断面図

Line A₄

dipole-dipole array (α=50m)

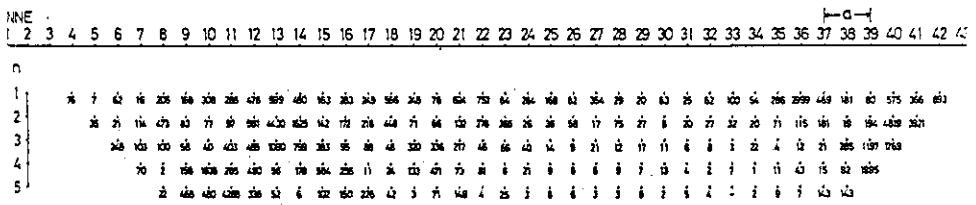


図29 比抵抗断面図

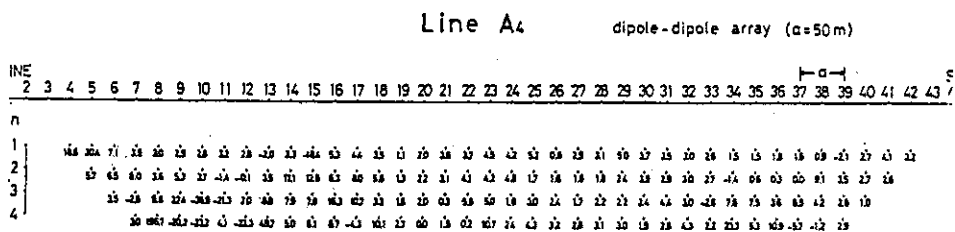


図30 周波数効果断面図

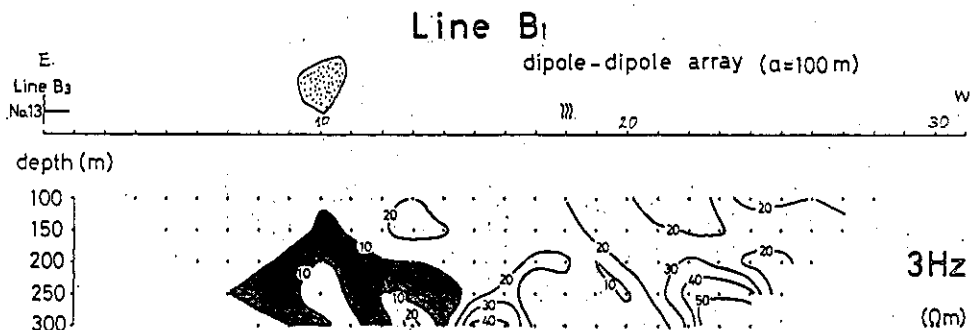








図31 等比抵抗曲線断面図

凡 例

-  2測線の交点
-  断層
-  陥没孔
-  変位計
-  噴気孔
-  元山

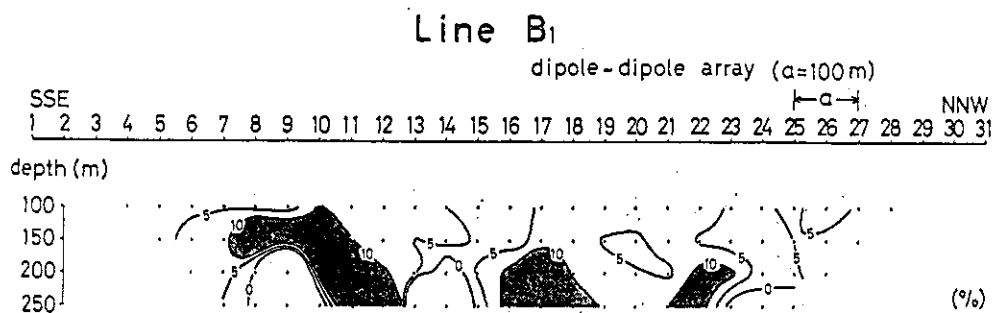


図32 等周波数効果曲線断面図

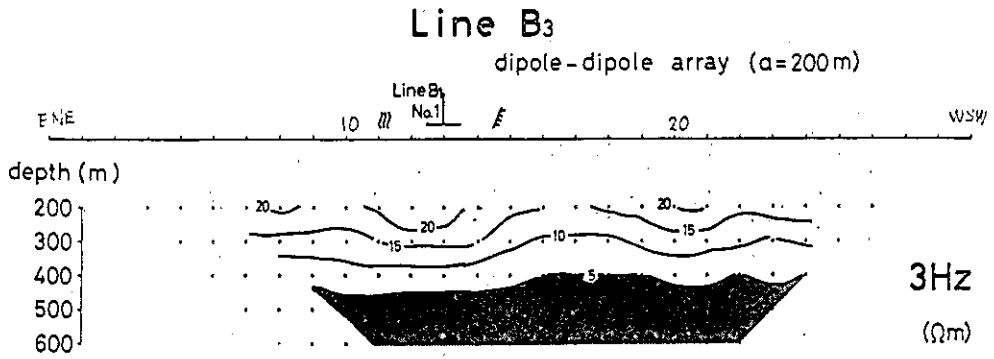


図33 等比抵抗曲線断面図

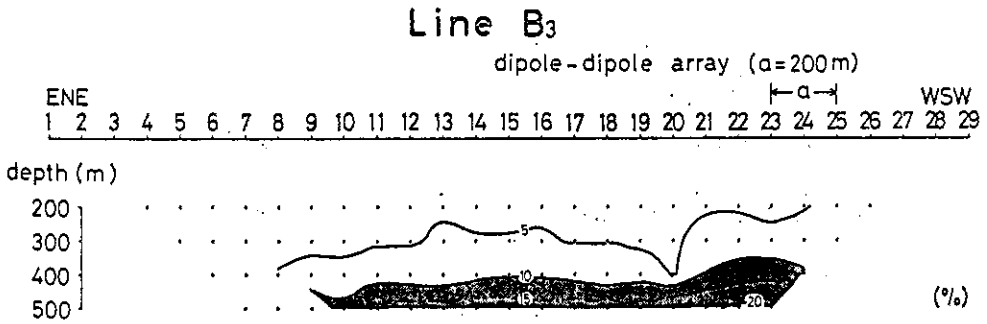


図34 等周波数効果曲線断面図

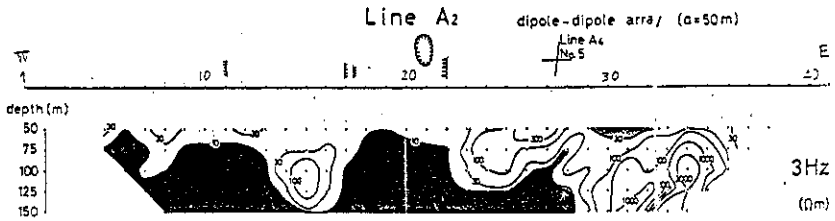


図35 等比抵抗曲線断面図

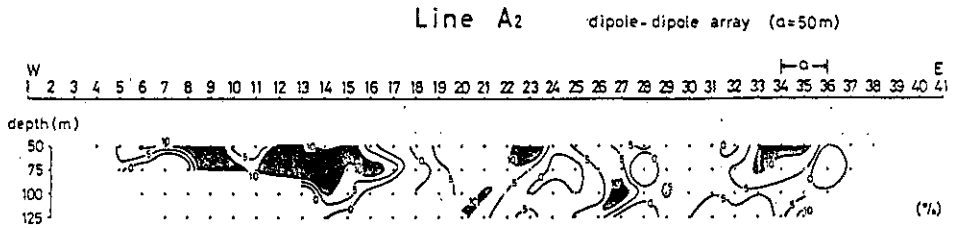


図 36 等周波数効果曲線断面図

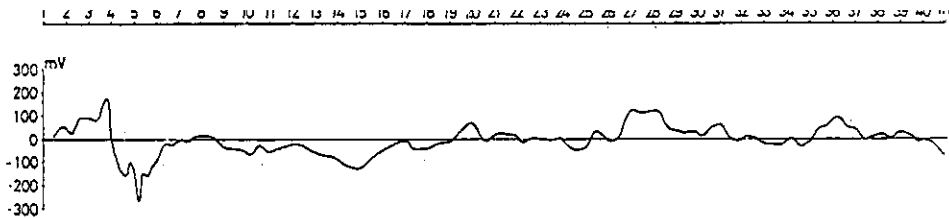
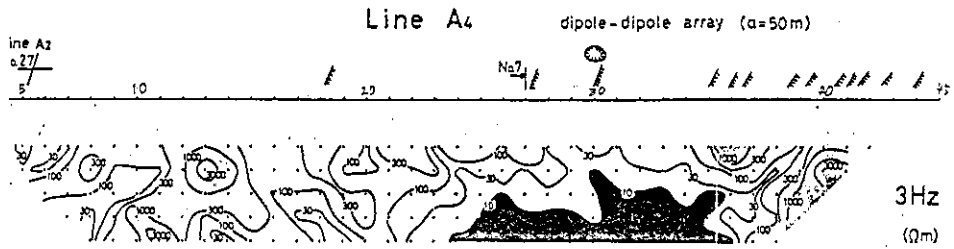


図 39 自然電位曲線図

Line A₄

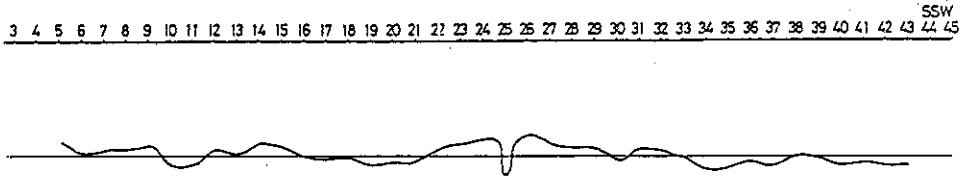


図40 自然電位曲線図

4.2.1 元山地区測定結果

イ. 測線 B₁

a. 等比抵抗曲線断面図(図31)

- ① 全体的に比抵抗値は低い.
- ② 特に元山の直横であるNa 10 附近の地下では、 $10 \Omega\text{-m}$ 以下の値が $n = 1$ (深度 100 m)まで認められる.
- ③ 一方、Na 16 およびNa 23 附近においては、 $n = 4$ (深度 250 m)あたりに $40 \Omega\text{-m}$ ~ $50 \Omega\text{-m}$ の比較的高い値がみとめられる.

b. 等周波数効果曲線断面図(図32)

- ① 10 %以上の値がNa 10, Na 17 およびNa 22 附近に認められる.
- ② Na 10 附近の 10 %以上の値は、 $n = 1$ (100 m)附近まで認められ、この位置は、a - ②とはほぼ同じである.
- ③ Na 17 およびNa 22 附近の 10 %以上の値も、a - ③とはほぼ同じ位置に現われている.

ロ. 測線 B₃

a. 等比抵抗曲線断面図(図33)

- ① 全体的に比抵抗値は低い.
- ② 比抵抗値は、深度が増すにつれて徐々に低くなっている.
- ③ 特に、 $n = 3$ 以上深部には $5 \Omega\text{-m}$ 以下の極めて低い値が認められる.

b. 等周波数効果曲線断面図(図34)

- ① F.E. 値は、深度が増すにつれて徐々に高くなっているが、これはa - ②とはほぼ同様な傾向である.
- ② 特に、 $n = 3$ 以上の深部には、10 %以上の高い値が認められるが、これもa - ③とはほぼ同様な傾向である.

4.2.2 阿蘇台断層地区測定結果

イ. 測線 A₂

a. 等比抵抗曲線断面図(図35)

- ① 10 Ω-m以下の低い値が, Na 28 以西に認められる.
- ② この低い値は, Na 6, Na 10, Na 19 およびNa 28 附近で, 地表に接近している.
- ③ Na 30 の東側には最高6700 Ω-mほどの高い比抵抗値が認められる.

b. 等周波数効果曲線断面図(図36)

- ① 10%以上の高い値がNa 6 ~Na 15 の地下に見られる.
- ② このような高い値は, Na 20 の深部, Na 23 の浅部, Na 27 の深部およびNa 34 の浅部にも現われている.

c. 自然電位曲線図(図39)

- ① Na 4 からNa 5 にかけて, 急激な自然電位の変化が認められるが, この間の変化は約470 mVである.
- ② Na 20, Na 27 ~Na 28 およびNa 36 附近には, 正の自然電位異常がみられる.

ロ. 測線 A₄

a. 等比抵抗曲線断面図(図37)

- ① 10 Ω-m以下の低い値がNa 24 からNa 36 にかけて地下深部に認められる.
- ② 1000 Ω-m以上の高い値が, Na 11 の深部, Na 13 の浅部, Na 36 の浅部およびNa 40 付近にみられる.
- ③ 特にNa 35 からNa 41 にかけては, 比抵抗値が大きくかつ複雑に変化している.

b. 等周波数効果曲線断面図(図38)

- ① 10%以上の値がNa 5 の浅部, Na 8 の深部, Na 14 の浅部からNa 17 の深部にかけて, およびNa 34 の深部附近に認められる.

c. 自然電位曲線図(図40)

- ① Na 25 附近に, 約200 mVの急激な自然電位の変化がみられる.

5. 解 釈

5.1 元山地区

① この地区の粗面安山岩の上に堆積している火砕岩の厚さが約150 m程度と推定されている(一色, 1976)従って測線B₁(測定深度100~300 m)の測定地層は両層またがっており, 測線B₃(測定深度200~600 m)の測定地層は粗面安山岩, あるいは, さらにその下の未確認の岩層である.

② 測線B₃の400 m以深に, 5 Ω-m以下の低比抵抗値および10%以上のF.E.値をもつ

層(以下地層Bと称する)が存在する。測線B₁では低い比抵抗値と大きなF.E.を示す部分が浅所にまで存在し、その地点は、硫黄採掘跡の活発な噴気地域にもっとも近く、同跡から百数十m程度しか離れていない。これらのことは、この地区が噴気地熱地帯(2.2⑤)であることを密接な関係があると考えられる。

③ 元山地区が高い重力異常を示すこと(2.2⑧)から、②の地層Bは密度の高い物質からなると予想される。

④ 測線B₁は測線B₃とNa 13の所で垂直に交差するが両測線の間をみると、測線B₁のNa 10の地下に存在する低比抵抗および高F.E.を示すものは、測線B₃の400m以深に存在する地層Bの一部と推定され、測線B₁の400m以深にも測線B₃と同様な地層Bが分布していると考えられる。

⑤ ②、③および地表に多くの噴気変質地帯が現われることから、地下に存在する高温・高密度の地層Bは、酸化性の高い硫化鉄鉱物の鉱染した岩石と思われる。

⑥ 元山は、かつて⑤の高温の硫化鉄物が上昇し、地表にその影響を現わした地点と考えられる。

以上の両側線の調査結果から地質構造を示すと図41のようになる。この図から、地下400m以深に元山の噴気硫気と直接かかわり合いをもつ高温、高密度の物質が広く層状に分布していること、その物質は噴気の活発な箇所では、その通路沿いに地表近くまで存在する事が明らかとなった。

5.2 阿蘇台断層

イ. 測線 A₂

① 測定深度は50m～150mであるが、測定地層は2.3①の砂層、硫層およびその水

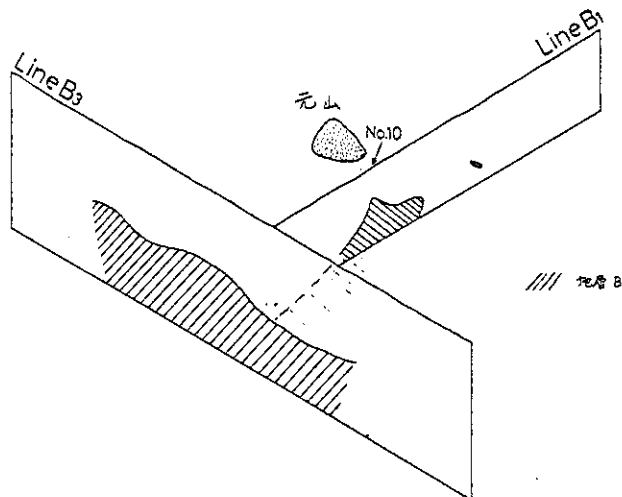


図41 測線B₁と測線B₃との関係

位の火砕岩であると考えられる。

- ② Na 28 以西に広く存在する $10 \Omega - m$ 以下の低比抵抗帯(以下地層 A と称する)の構成物質を推定すると, Na 1 の海拔高度が約 20 m, Na 27 が約 50 m であることから海水の可能性もあるが, 阿蘇台陥没孔を初めとした噴気孔や変質帯が地表に多くみられることから, 硫化鉱物も含む高温物体と考えるのがより妥当と思われる。
- ③ 阿蘇台断層は Na 22 に位置し, その西側に低比抵抗帯が浅く現われ, 東側には高比抵抗帯がある。Na 8 ~ Na 22 間は, この附近の全般的隆起傾向は示すものの, NNE - SSW 方向の地溝帯となっており, 構造的(広域というよりはむしろ火山構造運動による)変位に加えて, 熱水作用に伴う溶脱とこれによる地盤の沈下も考えないわけにはいかない。阿蘇台陥没孔は, この沈下の極端なものと推定される。
- ④ Na 10 ~ Na 17 にみられる幾つかの小さな断層は, 地層 A と比較的高い比抵抗帯との密度差に構造的応力が加わり, 両者の境界付近に発生したものと推定される。
- ⑤ Na 4 ~ Na 5 にみられる急激な自然電位の変化は, 1, 2 に述べたように熱水が上昇して対流していることを予想させる。地層 A が地表近くにまで存在していることからこの付近には断層あるいは顕著な亀裂が存在し, 熱水の通路となっていることが推定される。
- ⑥ Na 4 ~ Na 5 の南西 200 m 程の所に噴気帯また北西 200 ~ 300 m の所に沈船陥没孔および噴気帯があり, そこに温泉が湧出していることなどから, その東側に断層の存在が推定されているが(2, 3), ⑤はその推定を裏づけるものと思われる。
- ⑦ Na 28 ~ Na 31 にかけて, 地表付近に比抵抗値および F. E. 値の比較的低い地層がみられ, Na 28 において自然電位の正異常(150 mv)がみられる。
これから, 地表にその兆候が認められないが, この付近に熱水の侵入が予想される。
- ⑧ Na 8 ~ Na 15 にかけて, 比較的低い比抵抗値および高い F. E. 値の地層がみられ, Na 15 において自然電位の負異常(130 mv)がみられる。これらから, この付近には酸性の高い鉱物あるいは岩石の存在が推定される。
- ⑨ Na 31 の東側には高比抵抗帯が存在し, F. E. 値も比較的高い。これからこの付近は, 鉱化作用あるいは硅化作用を受け, 硬く固結した緻密な岩石からなるものと考えられる。
- ⑩ 以上のことから, 地層 A は硫化鉱物を多く含んだ熱水貯留層と考えられる。その周囲が 10 % 以上の高い F. E. 値を示すのは, この熱水作用により硫化鉱物が鉱染した為と考えられる。

ロ. 測線 A₄

- ① 測定深度は測線 A₂ と同一であり, 測定地層も同じであると考えられる。
- ② Na 35 ~ Na 45 間は比抵抗値が大きく, 阿蘇台断層西側の A 層はこの付近では狭まっ

たものと推定される。

- ③ Na 25において自然電位の負異常がみられ、またその付近のF. E.値がそれ程高くないことから、熱水の流動が推定される。なお、この場所は阿蘇台断層の南端に近く、その支断層が通っており、断層面からは1968年当時噴気が認められた。
- ④ Na 5において測線A₂と交差し、この付近から南側では北抵抗値が全般的に高い。これは、測線A₂の東側に存在している高比抵抗帯の続きと考えられる。
- ⑤ Na 30を中心とした前後300mの深部一帯には低比抵抗帯が存在している。この層は測線A₂の地層Aにつながるものと推定され、またこの付近では落差が顕著ではないが阿蘇台断層の西側に位置していると考えられる。
- ⑥ ⑤の推定は、口Na 7の断層変動の異常と阿蘇台陥没孔の形成およびその熱水活動との間に深い関係のあったこと(Takahashi, et al 1976)を裏づけると共に、ミリオングラ-ホルの噴火と阿蘇台陥没孔付近の噴気等の活動が、同一の火山構造断層帯に属し、同一の噴気活動帯に属するものであることが確かめられたと考える。

ハ. ま と め

両測線調査結果から地質構造を推定すると図42のようになる。すなわち測線A₂のNa 22と測線A₄のNa 30を結ぶ線を境にして、東側は現在地熱活動の影響をそれ程受けていない硬い地層の地域であり、反対の西側は地熱活動が非常に活発な南へ狭まる楔状の地域である。阿蘇台断層は、この地域における現在の地熱及び噴火活動を支配するより高温岩体に達する断層であると考えられる。なおNa 4~5附近にも熱水の上昇をともなう断層の存在が考えられ、その西側の噴気活動帯と構造的に関係があると推定される。また、地表に兆候が認められないが、Na 28附近に熱水の侵入が推定される。

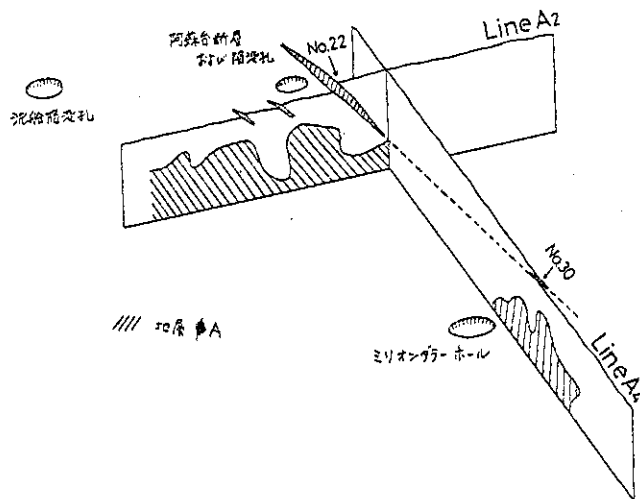


図42 測線A₂と測線A₄との関係

6. 電気探査法の適用性についての考察

6.1 地質構造に対する適用性

これまでも Schlumberger あるいは Wenner 電極配置による比抵抗法が地熱地帯の地質構造調査に適用されており、その有効性は認められている。しかし、今回行った dipole-dipole 電極配置による比抵抗測定は、高比抵抗帯と低抵抗帯の区別をより明確に示し、垂直方向の変化を含めた複雑な地質構造の解明に非常に有効な方法であることが示された。

6.2 断層に対する適用性

① 阿蘇台断層において、顕著に見られたように、断層は高比抵抗帯と低比抵抗帯の境界に認められた。また、単なる断層でなく、現在の噴気、熱水の活動や噴火活動と関係の深い断層であることも明らかになった。

② 地表における自然電位の異常は断裂系に沿う地下における熱水の上昇、対流に起因すると推定される場合が多い。このことは、熱水の動向の把握や噴気または噴火の予測、或は地表観察だけではわからない要注意断層の検出に自然電位法も役立ったことを示すものといえよう。

③ 断層に沿って熱水が上昇し、その周辺の岩石が鉱化変質作用を受けている場所で、大きな IP 応答が認められた。ただし、この大きな応答を示す物質は解明できていない。

これらのことより、比抵抗法、自然電位法および強制分極法は断層の調査に有効な手法であることが示された。

6.3 変質帯に対する適用性

① 黄鉄鉱についてのモデル実験からも予想されるように、酸化性の激しい硫化鉱物は高い F. E. 値を示すと考えられる。その確認の為に現地調査を引き続き行なう必要が生じた。

② 今回の調査において、10%以上の F. E. 値を示す地帯の現段階における解釈は表7のとおりである。

表7 10%以上の F. E. 値を示す地帯の解釈

場 所	比 抵 抗 値	解 釈
元山地区	10 Ω - m 以下	酸化性の高い硫化鉱物の鉱染した岩石の地帯、あるいは、それらに伴う粘土化帯。
千鳥ヶ原	10 ~ 300 Ω - m	熱水等により鉱化変質作用を受けた硫化鉱物等が凝集した岩石からなる地帯。
西海岸地区	300 Ω - m 以上	かって鉱化変質作用を受けて硬く固結した緻密な岩石からなる地帯。

③ 元山の噴気変質地帯の測定において、F. E. 値は比較的低い1~2%程度の値を示した。これは、かつては地表付近で激しい酸化性を示した硫化鉱物のかなりの部分が亜熱帯の気候下で、すでに酸化あるいは風化され、溶脱されてしまった為と思われる。

以上のように、自然電位法、比抵抗法および強制分極法は、地熱地帯特有の地下構造解明にとって、それぞれ有効であることが明らかとなった。今後は、より広範囲および、部分的な重要地区のより詳細な調査が総合的に行われ、検討されることが期待される。

む す び

今回の火山列島硫黄島における電気探査法による調査により、次のような事が明らかになった。

1. dipole-dipole 電極配置による比抵抗法は、従来の方法に比べて、その値が強調されるため、熱水貯留層あるいは断層など、垂直断面内における複雑な構造を示す地熱地帯に特有な地質構造の解明に有効である。
2. 自然電位法は、熱水の上昇の推定が可能であり、その通路となる亀裂及び断層などの位置判定にとって有効である。
3. 強制分極法は、硫化帯その他の変質地帯において強い応答を示すため、地熱地帯の地下の物質の推定に有効な手法であると考えられるので、今後の研究を進める必要がある。

本報告ではこれらの電気探査法の結果に、すでに報告されている地質及び重力の結果を加え、元山地区および千鳥ヶ原西海岸地区における地下構造の総合的な解釈を行なった。

今後は、強制分極法において、広い送信周波数範囲にわたるIP応答の変化の様子を調べる、スペクトルIP法などを取り入れる事により、一般の鉱床地帯では見られないような、本地域における変質地帯の構成岩石及び鉱物の判別あるいは分類を研究する必要があると考える。

噴火予知上は、その危険地帯を限定するための地下構造調査を広域的に行なうとともに噴気また熱水の上昇を予知するため、その通路となると思われる断層帯における自然電位の連続観測等も実施してみるべきであろう。

参 考 文 献

- 1) Bogosl ovsky, V. V., and Oglivy, A. A. (1973): Deformations of natural electric fields near drainage structures, *Geophysical Prospecting*, Vol. 21, No 4.
- 2) Bogosl ovsky, V. V., and Oglivy, A. A. (1974): Detailed electrometric and thermometric observations in offshore areas, *Geophysical Prospecting*, Vol. 22, No 3.
- 3) Coggon, J. H. (1973): A comparison of I.P. electrode arrays, *Geophysics*, Vol. 38, No 4.

- 4) Corwin, R. F. (1977) : Self - Potential Exploration for Geothermal Reservoirs ,
Papers for the panel discussion on geophysical exploration for geothermal fields
at the symposium of MMIJ to be held at Fukuoka on October 19.
- 5) Dakhnov, V. N. (1962) : Geophysical well logging, Colorado school Mines, Quart,
Vol. 57, No 2.
- 6) 遠藤源助 (1959) : 硫黄鉱山の硅化帯における流動電位, 早大鉱山学研究報告, Vol. 7, No 70, 71.
- 7) 遠藤源助・竹内睦雄・松坂聡一郎 (1973) : 電気探査における 3次元モデル地層の研究. 物理探鉱,
Vol. 26 No 5, 1-9.
- 8) 遠藤源助 (1974) : 砕石, 境界の電氣的性質とアスファルト乳劑の接着性. コンストラクション,
Vol. 12, No 5.
- 9) 遠藤源助・松尾日出夫 (1959) : 岩石の流動電位, 物理探鉱, Vol. 12, No 3.
- 10) 藤井鹿三郎・遠藤鹿三郎 (1950) : 小串硫黄鉱山における電気探鉱と試錐結果について, 日本鉱業
会誌.
- 11) 早川正己 (1970) : 地熱第 4 のエネルギー, NHK ブックス.
- 12) 早川正己 (1972) : 地熱地帯の地質構造と探査, 地熱, Vol. 9, No 3.
- 13) 早瀬喜太郎・大塚良平・鞠子正 (1957) : 硫化鉄鉱物の酸化について. 日本鉱業会誌, Vol. 73,
No 825.
- 14) 伊藤芳朗・斉藤輝夫・南雲政博 (1978) : 銭川間欠泉に伴う流動電位 (秋田県), 地熱, Vol. 15,
No 1.
- 15) 一色直記 (1976) : 火山列島硫黄島の地質と岩石, 国立防災科学技術センター研究速報, No 23.
- 16) 国立防災科学技術センター (1977) : 火山列島硫黄島の火山現象に関する研究 (その 2), 国立防災
科学技術センター研究速報, No 25.
- 17) 熊谷貞治, 高橋博 (1976) : 火山列島硫黄島の火山現象に関する研究 (その 1), 国立防災科学技術
センター研究速報, No 23.
- 18) Mac Innes, D.A. (1961) : The principles of electrochemistry, New york, Dover.
- 19) 百瀬寛人 (1966) : I.P. 法について, 物理探鉱, Vol. 19, No 4, 5.
- 20) Nourbehecht, B. (1963) : Irreversible thermodynamic effects on homogeneous
media and their applications in certain geoelectric problems (Ph.D. thesis),
Cambridge, massachusetts Institute of Technology.
- 21) Oglivy, A.A. (1970) : Geophysical prospecting for groundwater in the Soviet
Union, in Morley, L. W. ed., Mining and ground water geophysics / 1967, Canada
Geol. Survey Econ. Geology Rept. No 26.
- 22) Oglivy, A.A., Ayed, A. A., and Bogoslovsky, V. A. (1969) : Geophysical studies
of water leakages from reservoirs, Geophysical Prospecting, Vol. 27, No 1.
- 23) 岡村昭雄・荘 徳二 (1953) : 日鉄鉱業報告書.
- 24) 住鉱コンサルタント株式会社 (1974) : 北海道濁川温泉盆地外電気探査報告.
- 25) Sumner J. S. (1976) : Principles of induced Polarization for Geophysical ex-
ploration, elsevier Scientific publishing company.
- 26) Takahashi, H, Kumagai, T, and Ohyagi, N. (1976) : Faults Movement in Iwo-jima
(Sulphur Island), Volcano Islands, J. Geod. soe. Jap. Vol. 22, 286 - 287.
- 27) 武居由之・高木慎一郎・山田正春・富樫幸雄 (1975) : 粘土鉱床に対する I.P. 探査について 岩石
鉱物鉱床学会誌, 70 (4), 128 - 129.
- 28) 東京都総務局三多摩島しょ対策室 (1972) : 小笠原硫黄島火山活動調査報告書.
- 29) — (1975) : 小笠原硫黄島火山活動調査報告書 (第 II 報).
- 30) 辻昭治郎・栗山稔・鶴見英策 (1969) : 小笠原諸島調査報告, 国土地理院時報, 第 37 集.
- 31) Ward, S.H. and Fraser, D.C. (1967) : Conduction of electricity in rocks, Mining
Geophysics, II, Theory. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.

- 32) 山田正春・武居由之・小林創・高橋博(1974): 地表およびその近傍の地質学的問題点と物理探査③, 調査研究の方法とその結果(その2), 地質ニュース, No 239 26-29.
- 33) Zablocki, C.J. (1977): Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii, Papers for thr Panel discussion on geophysical exploration for geothermal fields at Fukuoka on Octobar 19.
- 34) Zohdy, A. R., Anderson, L.A., and Muffler, L. J. P. (1973): Resistivity, self-potential, and induced-polarization surveys of a vapordomina-ted geothermal system, Geophysics, Vol. 38, No 6.

(1983年8月1日 原稿受理)