

# 東伊豆単成火山群のMT法探査

地質調査所 小川康雄・曾屋龍典

Magnetotelluric Study of the Higashi-Izu Monogenetic Volcano Group

Y. Ogawa and T. Soya (Geological Survey of Japan)

## 1. はじめに

伊豆半島沖では、1989年6月30日より群発地震が始まり、有感地震も多発した。7月9日には、M5.5の地震が発生し、7月11日は、振幅の大きい微動が観測された。7月13日、さらに大きな微動の発生と共に、海底噴火が目撃された。海底噴火によって海丘が形成され、手石海丘と命名された。

伊豆半島周辺の地震活動は、1974年以降活発である。特に1978年以降、伊豆半島東方の海域で群発地震が、くり返し起きている。国土地理院の水準測量及び光波測距測量は、伊豆半島東部がこれらの群発地震にともなって隆起し、小室山-初島間の距離が伸びたことを明らかにした。隆起の中心は、1978年までは、伊東市の西の冷川付近であったが、その後伊東市富戸付近で、1980年からの10年間に17cmも隆起した。小室山-初島、徳永村-初島間の水平変動は、1980年からの10年間に、20cmの伸びを示した<sup>1)</sup>。これらの群発地震に伴う異常な隆起は、地下深部からのマグマの集積と考えられた(たとえば、<sup>2)3)4)</sup>など)。多田・橋本<sup>5)6)</sup>は、地下に集積したマグマが地殻の割れ目に浸入し、地殻を押し広げ、そのため地殻に破壊が起こり、地震が発生したと考え、北西-南東に伸びる水平変動を説明した。溝上ほか<sup>7)8)</sup>は、伊豆半島東方沖の群発地震の中に地殻浅部でのマグマの貫入によるクラックの生成と移動と考えられる震源移動を観測した。手石海丘の噴火は、伊東市から南東方向に存在するマグマ溜りの北西端から上昇したマグマによるものであると推定されている<sup>9)</sup>。また、群発地震の波形に、溶融体からの変換波(SxS波、SxP波)が観測されており、溶融体のうちの1つは大室山周辺にあり、その深さは12~15kmと見積られている<sup>9)</sup>。

伊豆半島は、ほとんど全てが火山岩からできている。最も新しい火山は、伊豆半島東部に散在し、大室山に代表される76の小規模な火山とその東方海域に分布する海底火山の群(東伊豆単成火山群<sup>2)9)</sup>)である。この単成火山群は、30,000年前から活動を開始し、いくつかの火山は3,000年より若い。東伊豆単成火山群の岩石は、SiO<sub>2</sub>で50-60重量%の玄武岩~玄武岩と66-74%のデイサイト~流紋岩からなる<sup>9)</sup>。噴出物の量でみると、SiO<sub>2</sub>56%の玄武岩質安山岩が最も多く、火山の数でみると、SiO<sub>2</sub>50-52%の玄武岩が最も多い。化学組成の平均的分布を見ると、SiO<sub>2</sub>53%以上の玄武岩質安山岩は、東伊豆単成火山群の分布のほぼ中心、大室山を中心に伊豆半島東部から海域に分布している。また玄武岩質安山岩には、石英粒や融食した鉱物が含まれることから、玄武岩質安山岩は、地下から上昇した玄武岩質マグマとそのマグマによって融解された地殻物質との混合したものであると考えられた<sup>9)</sup>。したがって

大室山からその東部海域の地下には、マグマ溜りの存在が想定されてよいと考えられる。1989年の噴火で噴出し、伊東市周辺に漂着した軽石とそれを包む玄武岩の化学分析の結果、軽石は、デイサイトから流紋岩の組成を示すが、東伊豆単成火山群のそれとは一致しない。一方、玄武岩の化学組成は、東伊豆単成火山群のそれとよく似た値を示した<sup>10)</sup>。このことから手石海丘の海底噴火は、東伊豆単成火山群の歴史時代初めての噴火であることが明らかとなった。

本研究では、MT法を用い、深度10km程度までの比抵抗を調査することによって、東伊豆地域のマグマだまりの分布を明らかにすることを目的としている。これまでに本地域で深度10km程度までの構造を対象とした比抵抗の調査・研究はない。行武ほか<sup>11) 12) 13)</sup>が、1970年代の冷川を中心とする異常隆起や伊豆半島の群発地震活動と関連する電気抵抗変化を捕らえる目的で、直流法電気探査を中伊豆や稲取で実施している。これは地下1km程度までの比抵抗の時間変化をターゲットとしている。それより深い対象には、MT法が適している。

本研究の測点位置を第1図に示す。MT法の測点は、中伊豆町菅引から大室山を通り、伊東市梅木平にいたる東西方向の約10kmの測線上に10点配置した。測点1は菅引の南方の林道にある。測点2, 3, 10, 4は、遠笠山道路から分かれるいくつかの林道に入った地点に配置した。測点5, 6は大室山南西の池に設定した。測点7は、国民宿舎井原の庄から奥野ダムにいたる林道の途中に設定した。測点8は大室山北方の林、測点9は梅木平の林の中に設定した。また、MT法の解析を補助する目的で、シュランベルジャ法電気探査3点も実施した。第1図にシュランベルジャ法測点位置とその最大電流極間隔を実線で示した。

## 2. MT法データの取得およびデータ処理

MT法の観測に使用したのは、地質調査所のMT法探査装置（フェニックス社V5-MTシステム）2組である<sup>14) 15)</sup>。このシステムでは、400Hzから1/2000Hzまでの広帯域で、電磁場の計測・記録・処理ができる。本調査域では、人工ノイズが大きいとため、リモート・レファレンス方式で測定を行なった。解析には、夜間の直流電車が通らない時間帯で、人工ノイズレベルの下がる午前2時から午前3時45分までの1時間45分だけのデータを用いた。本研究ではインピーダンス・ストライクを、北向きに固定した。

以上のように処理されたデータを疑似断面にまとめた。第2図(a)は、TEモード（E-Polarization）の見掛比抵抗の疑似断面である。横軸に距離、縦軸に周波数の対数を取り、TEモードの見掛比抵抗をコンター表示した。測点1から5については、300Hzから10Hzで見掛比抵抗が100Ωm程度で、1Hz以下になると見掛比抵抗が1000Ωm程度に上がる。測点6, 7では、10Hz以上では、30Ωm程度の低比抵抗を示し、1Hz以下でも周囲の測点よりも低比抵抗を示している。大室山北方の測点8では、100Hz以上の高周波数では、見掛比抵抗が数100Ωmを超え、高周波部分では本測線の中で最も高い。しかし、周波数10Hz付近では急激に見掛比抵抗が下がり100Ωm以下を示し、周波数が1Hz以下になると測点1から5と同様に見掛比抵抗は1000Ωm以上に上がる。測点9は、データの質が悪いが、周波数10Hz以上では見掛比抵抗が100Ωm以下で、周波数1Hz以上になると測点8と同様に1000Ωm以上の高比抵抗を示す。

第2図(b)は、TMモード（H-polarization）の見掛比抵抗の疑似断面である。TMモードの見掛比抵抗の分布もTEモードに似ている。違いは、以下の点にある。TEモードで顕著であった

測点5、6の周波数1Hz以下の低比抵抗異常は、TMモードでは見えない。この異方性は後に2次元モデルで説明される。

### 3. 2次元モデル解析

TEモード、TMモードの見掛比抵抗、位相を応答関数として、2次元インバージョン解析<sup>16)</sup>を行なった。解析では、ブロックの比抵抗を特異値分解を用いて求める。上記の応答関数の観測値と計算値との自乗和が最小となるだけではなく、求められた構造がなるべくスムーズな比抵抗分布を示すように拘束条件をつけた<sup>17) 18)</sup>。

モデルには、駿河湾と相模湾の海水が取り入れてある。一様な比抵抗構造を初期モデルとし、第3図(a)(b)の結果を得た。第3図(a)は、浅部に注目するため、縦スケールを5倍に引き延ばしてある。第3図(b)は、縦横比1:1である。第4図には、このモデルによる計算値と観測値との比較を示した。全測点で十分なフィットが得られているわけではない。

第2図(a)(b)で認められた測点5,6の高周波数での低い見掛比抵抗はそれらの測点の100m以下の低比抵抗異常(40Ωm)で説明される。測点8は深度100mまでは高比抵抗(400Ωm)であるが、それ以深は10~70Ωmの低比抵抗を示している。この低比抵抗は、地質図<sup>19)</sup>を参考にすると湯ヶ島層によるものと考えられる。湯ヶ島層は、熱水変質を受けていると言われており、変質に伴って生ずる粘土鉱物が湯ヶ島層の比抵抗を下げているとも考えられる。大室山の北側に広がる湯ヶ島層は、空中磁気探査<sup>20)</sup>でも低磁気異常としてとらえられている。これは熱水変質によってマグネタイトが溶脱したためと考えられている。測点1から6については深度300mから数100Ωm以上の高比抵抗を示している。この高比抵抗は、湯ヶ島層の下位の仁科層<sup>21)</sup>を表わしているのかもしれない。ところで、測点4,5,6の深度1kmから3kmには、周囲に比べて低比抵抗を示すブロック(300Ωm)が解析されている。これは、TEモードで測点5,6の周波数1Hz以下に見られた見掛比抵抗の低い部分を説明するために必要になっている。この低比抵抗ブロックは、断層破砕帯を反映している可能性がある。

さて、本研究で最も注目すべきことは、深度10km程度に溶融体による低比抵抗が存在するかどうかということである。2次元モデルからは、深度が10kmになっても比抵抗は数1000Ωm以上を示している。これから、この測線の直下には溶融体による低比抵抗は無い。ただし、測点9のデータは質が悪く、要注意である。

### 4. シュランベルジャー法電気探査とその結果

第5図(b)に、奥野ダム—十足間のIT0\_SCH2のデータと解析結果を示す。深度6mまで300Ωm、深度80mまで20Ωm、それ以深が90Ωmと解析された。この測線はMT法測点7に比較的近い。測点7の解析結果とを比較すると(第3図(a)参考)、MT法では深度100mまで40Ωm、100mから300mまで100Ωmとなっており、非常によく対応している。第5図(c)に、池—矢筈山間のIT0\_SCH3のデータと解析結果を示す。深度10mまで400Ωm、深度600mまで100Ωm、それ以深が800Ωmと解析された。このデータはMT法測点5と比較できる。測点5では深度100mまで100Ωm、300mまで500Ωm、1000mまで700Ωmと解析されている。MT法のデータと比較すると、深度数10mから深度数100mの範囲で比抵抗が100Ωmから800Ωmへと次第に高くなるという点で両

者は非常によく一致している。

## 5. 結論

リモートレファレンスMT法を用いることによって、東伊豆単成火山群の地下10km程度までの比抵抗抵抗構造を推定することができた。2次元比抵抗抵抗モデル解析から、これまでに以下のことが判明した。(1)大室山以西には、マグマだまりに対応すると思われる低比抵抗層がない。(2)大室山以东では、長周期のデータの質が悪く、深度10km程度に低比抵抗層が存在することを支持することはできない。(3)大室山以西では、深度1kmまで100-1000 $\Omega$ mと比較的高比抵抗であるのに対し、大室山以东では、深度1kmまで10-70 $\Omega$ mの低比抵抗層が存在している。これは、大室山以东で湯ヶ島層が厚くなるためと解釈される。航空機磁気測量でも、大室山の北東方の低磁気異常が湯ヶ島層によると考えられており、MT法の結果と対応がある。(4)大室山南西の測点4, 5, 6の深度1kmから3kmには周囲の同じ深度に比べて低比抵抗である。この原因としては、断層破碎体の可能性がある。(5)数100mよりも浅い構造については、2つの測点においてシュランベルジャ法による解析結果と比較し、非常によい一致が得られており、MT法による浅部構造についてクロスチェックができた。

本研究により、リモートレファレンスMT法探査によって、伊東市のような人工ノイズが強い場所でも地下10km程度までの探査が可能であることが示された。しかし、測線の東端に近づくにつれて、電灯線、電話線、鉄道などの人工ノイズが強く、測線東部の地殻深部の比抵抗構造は不明である。本研究で取得したデータについては、さらに時系列データのチェックを厳しく行い、ノイズの影響のないデータのみを取り出すよう編集作業を進め、解析の精度を向上させる必要がある。一方、大室山以东の溶融体に対応する低比抵抗異常の有無を明らかにするためには、フラックスゲート磁力計を用いた長周期地磁気変動観測、人工信号源を用いる電磁法探査が必要である。さらに、開口割れ目を起こしている海域での海底MT観測も、興味深い課題の一つであろう。

## 6. 謝辞

本研究は、科学技術庁の平成元年度科学技術振興調整費「伊豆半島東方沖地震火山活動に関する研究」において行なわれた。本研究を推進するに際し、東京大学地震研究所行武毅教授、笹井洋一講師、歌田久司助手、地質調査所小野晃司氏、中塚正氏、大熊茂雄氏には、有益な助言、協力をいただいた。国土地理院広石一男氏には、伊東の磁気測量点におけるフラックスゲート磁力計の記録を見せていただき、参考になった。シュランベルジャ法データの解析には、地質調査所の村上裕氏の会話型プログラムを使用した。また、現地調査に関して、伊東市、同和工営、Phoenix Geophysics Ltd.の協力を得た。

## 参考文献

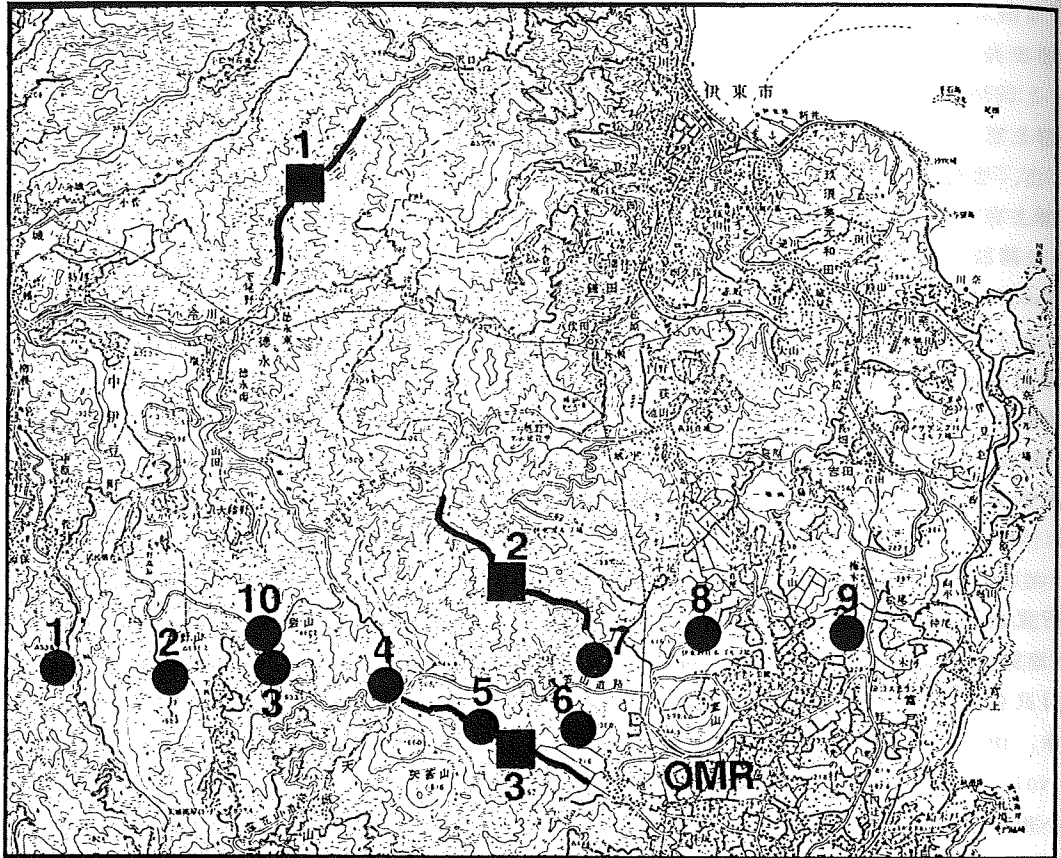
- 1) 石井 紘, 最近の伊豆半島の上下変動の特徴について、地震学会講演要旨集、1989年春季大会、p.160, 1989.
- 2) 荒牧重雄・葉室和親, 東伊豆単成火山群の地質-1975-1977中伊豆の異常地殻活動に関連

して—震研彙報、vol.52、p.235-278、1977.

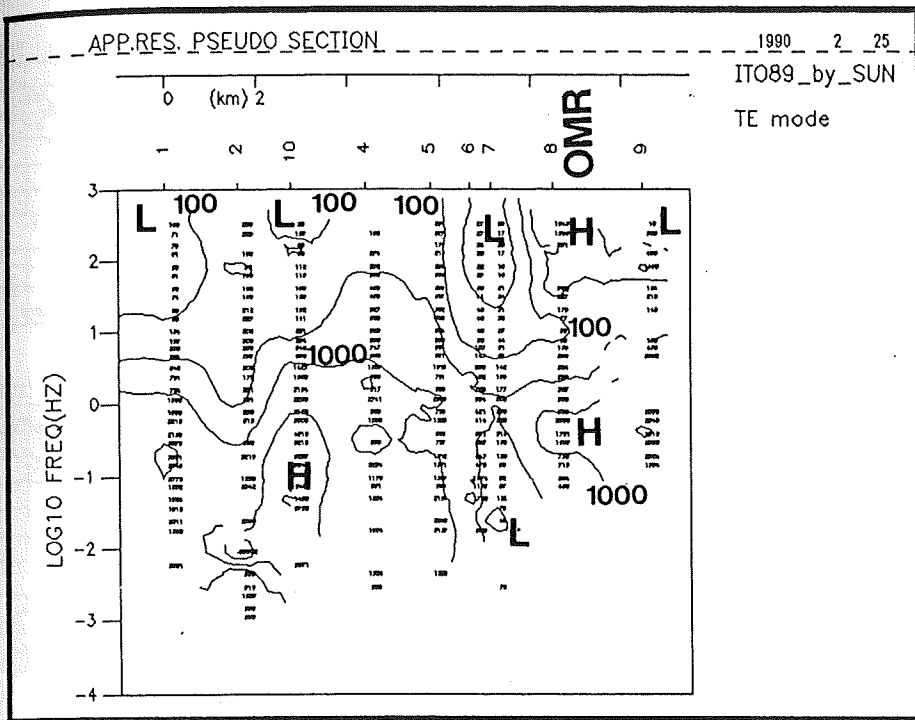
- 3) 多田堯・橋本学, 伊豆半島東北部の異常地殻活動の原因について(1)、地震学会講演要旨集、1987年度春季大会予稿集、no.1、p.36、1987.
- 4) 茂木清夫, 伊豆半島東方沖群発地震と地殻異常隆起、地震学会講演予稿集、1987年度春季大会、p.38、1987.
- 5) 多田堯・橋本学, 伊豆半島東北部の異常地殻活動の原因について(2)—マグマだまりと開口割れ目、地震学会講演要旨集、1988年度春季大会予稿集、p.139、1988.
- 6) 多田堯・橋本学, 伊豆半島東北部の異常地殻活動の原因について(3)—開口割れ目モデルと1988年夏の活動、地震学会講演予稿集、1989年度春季大会予稿集、p.41、1989.
- 7) 溝上恵・中村功・荻野泉・飯高隆, 伊豆半島東部における地殻深部反射波SxP、SxS波の検出、地震学会講演予稿集、1989年度秋季大会、p.210、1989.
- 8) 溝上恵・荻野泉, 伊豆半島東方沖群発地震活動の時空間系列とマグマ溜りの配列、地震学会講演予稿集、1990年度春季大会、p.83、1990.
- 9) Hamuro, K., Petrology of the Higashi-izu monogenetic volcano group, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, vol.60, p.335-400, 1985.
- 10) 曾屋龍典・宇都浩三・山元孝広・須藤茂・富樫茂子・中野俊・阪口圭一・吉川清志・水野清秀・高田亮・小野晃司, 1989年7月の伊豆半島東方沖火山噴火と噴出物—正体を現した群発地震の黒幕—, 地質ニュース, 422号, 14-26, 1989.
- 11) 行武毅・吉野登志男・歌田久司・本蔵義守・小山茂・河村・大地洗・森俊雄・田中秀文・若林哲也・吉田稔, 伊豆半島地盤異常隆起地域の電気抵抗の測定、地震研究所彙報、vol.52, p.163-171, 1977.
- 12) 行武毅・吉野登志男・歌田久司・石川雄一, 東伊豆町稲取~大峰山断層の電気抵抗測定、地震研究所彙報、vol.53, p.943-950, 1978a.
- 13) 行武毅・吉野登志男・歌田久司・本蔵義守・小山茂・石川雄一・河村・大地洗・桑島正幸, 伊豆半島地盤異常隆起地域の電気抵抗の再測結果について、地震研究所彙報、vol.53, p.1237-1244, 1978b.
- 14) 小川康雄・高倉伸一・村田泰章・内田利弘・J.L.オービニャー, 広帯域・実時間処理MT法装置とそれをを用いた磐梯山周辺の地殻構造調査、CA研究会1989年論文集、p.18-24, 1989.
- 15) 小川康雄, MT法による地下構造探査、地質ニュース、第428巻、p.48-54, 1990.
- 16) 小川康雄, MT法の順・逆解析プログラムリスト、地質調査所研究資料集、no.59, 1988.
- 17) Jiracek, G.R., W.L.Rodi, and L.L.Vanyan, Implications of magnetotelluric modeling for deep crustal environment in Rio Grande rift, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.45, p179-192, 1987.
- 18) Sasaki, Y., Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data, Geophysics, vol.54 p.254-262, 1989.
- 19) 久野久・一色直記, 5万分の1図幅「伊東」、地質調査所, 1970.
- 20) 中塚正・大熊茂雄・森尻理恵, 伊東周辺陸海域の高密度空中磁気探査(1989年9月)、地

球惑星科学関連学会1990年合同大会講演予稿集、p.152, 1990.

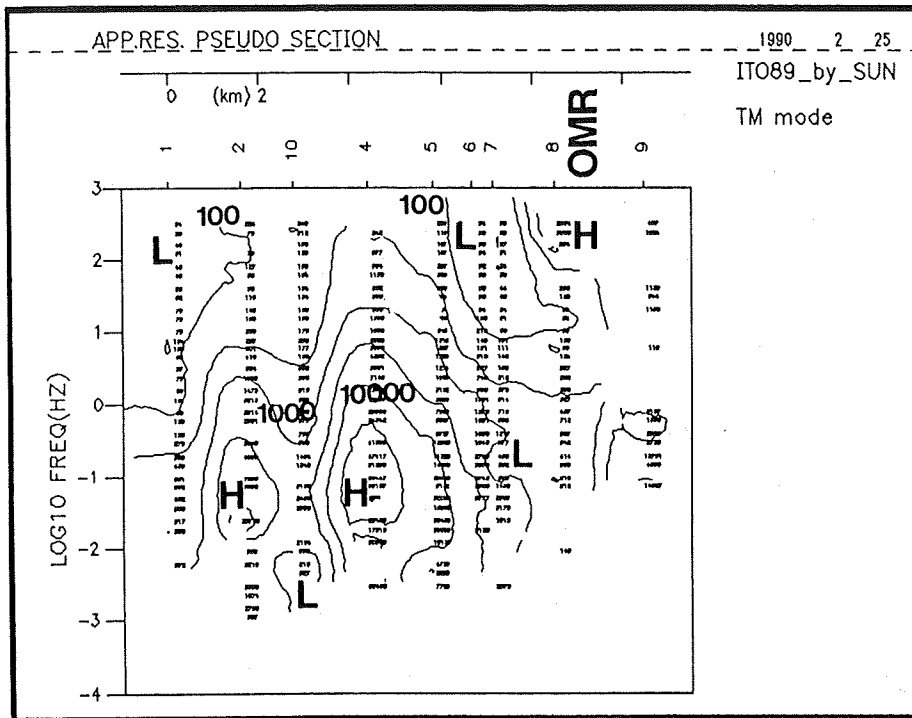
21) 小山真人, 伊豆半島周辺の地質構造, 地震波速度構造, 重力異常, 第四紀テクトニクス間の相互関係, 地震学会講演予稿集, 1989年度秋季大会, p.50, 1989.



第1図 測点位置図。OMRは大室山である。MT法測点を●で示した。シュランベルジャ法電気探査調査位置を■で示した。実線はシュランベルジャ法の最大電極展開長を示す。



(a)

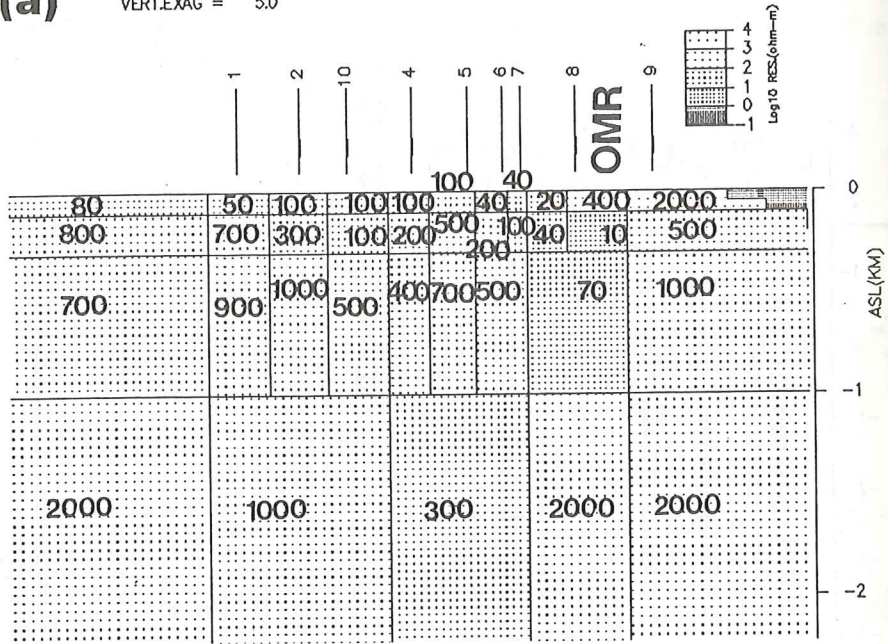


(b)

第2図 見掛比抵抗疑似断面図 (a) TEモード、(b) TMモード。

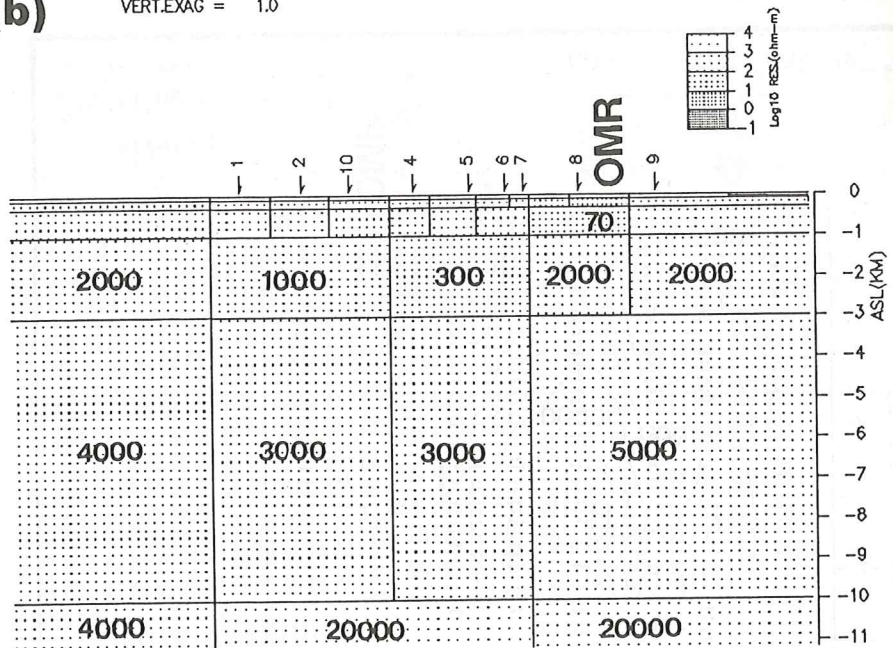
(a)

VERT.EXAG = 5.0



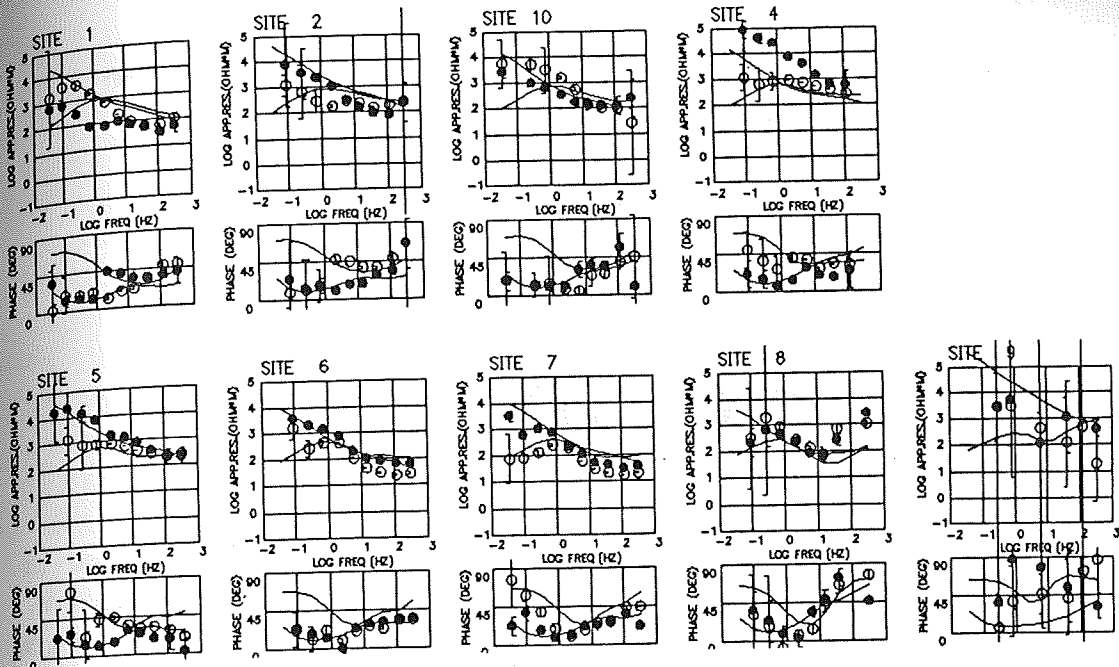
(b)

VERT.EXAG = 1.0

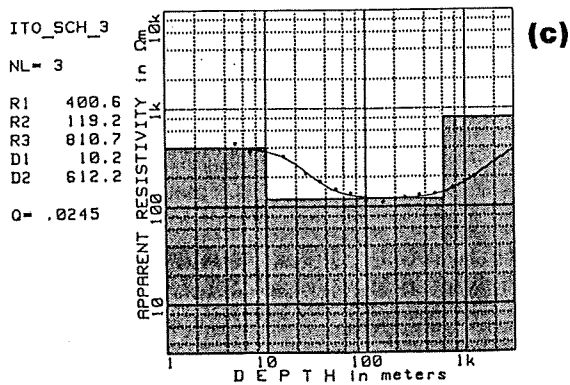
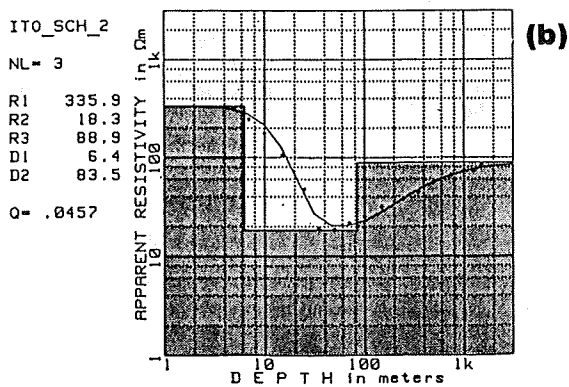
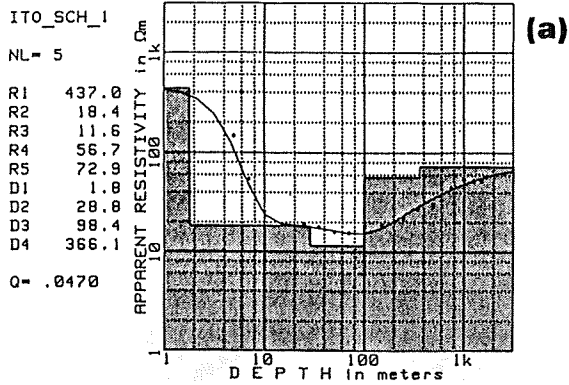


第3図 2次元比抵抗モデル。数値は比抵抗 (単位  $\Omega m$ ) を表す。(a)縦スケールを5倍にしたもの、(b)縦横比1:1のもの。





第4図 2次元モデルによる計算値と観測値との比較。黒丸がTMモード、白丸がTEモードの観測値を表す。エラーバーは、標準偏差を示す。実線は第3図の比抵抗モデルによるTEモードおよびTMモードの計算値である。低周波数になるにつれて、見掛け比抵抗の上がるもの、位相が低くなるものが、TMモードの計算値である。



第5図 シュランベルジャ法探査データとその解析結果。縦軸が見掛比抵抗，横軸がAB/2である。黒点が測定データであり、曲線はモデルに対する理論計算値である。モデル構造は、同じ図中に縦軸比抵抗，横軸深度にて陰影を付けて示してある。3つの図はそれぞれ(a)SCH\_IT01測線、(b)SCH\_IT02測線、(c)SCH\_IT03測線のデータについて解析したものである。