

MT法による地下構造探査

小川 康雄¹⁾

MT法は、磁場と電場を測定して、地下構造を推定する電磁探査技術のひとつである。ここでは、MT法についての簡単な解説とその応用例を紹介する。

1. MT法とは？

「MT」というと、ふつう、磁気テープ (Magnetic Tape) を連想するかもしれない。しかし、ここで紹介するMT法は、「Magnetotelluric method」の略語である。「Magneto」とは「磁気の」という意味である。「telluric」はもともと「大地の」という意味であるが、ここでは大地に流れる電流、地電流という意味である。そのため、MT法は、日本語では地磁気地電流法という。電磁場から導かれる地下構造は、必然的に電気抵抗の構造ということになる。

2. 物理的な原理

物理的には、交流電磁場の「表皮効果」を利用している。電磁場が媒質内部に進行する場合、電場は、媒質内部に電流を生じ、ジュール熱を発生する。つまり、電磁場のエネルギーは、媒質中を進行するにつれ、ジュール熱へと変換されてしまう。そのため、媒質中を進むにつれて、電磁場の強度は指数関数的に減少する。電磁場強度が大きい場所は、導体表面の「うすかわ」に限られる。これが表皮効果である。

表皮効果における電磁場の減少の程度は、電磁場の周波数と導体の電気伝導度に依存する。電磁場の減少の割合を現わすパラメータとして、電磁場の強度が、導体表面での強度の $1/e$ (0.37倍) になる深度を目安にする。これを表皮深度という。表皮深度 (単位m) は、以下の式のように、導体の比抵抗 (電気伝導度の逆数) ρ (単位 Ωm) と周波数 f (単位 Hz) とを用いて現わされる。

$$\text{表皮深度(m)} = 500(\rho/f)^{1/2}$$

この深度をMT法では、探査深度と考える。

一様な導体 (比抵抗 ρ) に対して、周波数 f (Hz) の電磁波が入射する場合、導体表面の水平方向の電場 E (mV/km) とそれに直交する水平磁場 H (nT) の間には、次の関係がある。

$$\rho = |E/H|^2 / 5f$$

この式は、逆に、電磁場の測定から地下の比抵抗値が推定できることを意味している。 E 、 H から推定した比抵抗値を見掛け比抵抗と呼び ρ_a で示す。

$$\rho_a = |E/H|^2 / 5f$$

地下が一様ならば、あらゆる周波数について、上式から得られる ρ_a の値は f によらず一定値になる。しかし、実際の大地は、ふつう一様な導体ではない。大地が層状構造をしていれば、周波数によって感応する深度が変わるため、異なった ρ_a の推定値がでる。高周波数での ρ_a は浅部の比抵抗を、低周波数での ρ_a は深部の比抵抗を反映している。MT法の解析では、 ρ_a の周波数依存性を説明する地下の比抵抗構造を求める。

3. MT法の応用分野

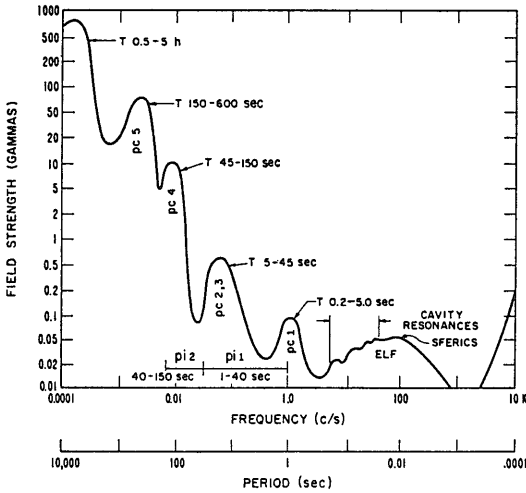
MT法でよく用いる周波数範囲は、0.01Hz から 100 Hz 程度である。大地の比抵抗が100 Ωm 程度であれば、上式を用いれば探査深度は100Hzで500m、0.01Hzでは50kmにも及ぶことがわかる。このように、MT法は、比較的深部の探査に適している。そのため、MT法は、地熱探査、石油探査、金属鉱床探査などのための地質構造探査、あるいは地殻・上部マントルの深部構造探査に用いられる。

4. MT法の信号源

MT法の信号源は、原理的には自然のものでも、人工のものでもかまわないが、ふつう単に「MT法」という場合には、自然信号を用いるものを指す。

1) 地質調査所 地殻物理部

キーワード: MT法, リモートリファレンス, GDS法, 比抵抗構造, 深部構造



第1図 自然界の変動磁場のスペクトル (Matsushita and Campbell, 1967).

自然界の電磁場信号とは何であろう。地球磁場は、よく知られているように、日本では約 50000 nT (ナノテスラ) の強度を持っているが、これは時間的に微弱な変動をしている。MT法で利用するのは、周波数0.001Hzから1000Hzまでの0.001nTから10nT程度の振幅をもつ微弱な変動成分である。

自然界の電磁場変動は、第1図のようなスペクトルを持っている (Matsushita and Campbell, 1967)。自然界に存在する電磁場の変動の起源は何であろうか？ 周波数1 Hz以上は、雷による電磁場変動で、スフェリックスと呼ばれる。これに対し、周波数1 Hz以下は、太陽風と地球磁場との相互作用で発生する電磁場変動で、地磁気脈動と呼ばれる。MT法では、このような現象を記録し、解析する。

MT法でやっかいなのは、信号強度が日毎に変動していることである。周波数1 Hzから1 kHzの信号は、雷による電磁場による。周波数1 Hz以下の現象は、太陽風と地球磁場の相互作用による。特に後者は、太陽の活動が活発な場合には数時間で十分な測定ができるが、そうでない場合には時間がかかる。これに対して、人工信号を用いる電磁法 (内田・高倉, 本号) では信号強度がコントロールできる利点がある。しかし、人工信号を用いる場合には、周波数1 Hz以下の深部探査を行なうために、20kw以上の大きな送信装置が要求されるという難点がある。

5. MT法の歴史

MT法の基本的な原理は、1950年代に確立された。フ
1990年4月号

ランス人の Cagniard (1953) の論文が有名である。しかし、Cagniard 自身がその論文の終わりに書いているように、MT法の原理は、彼以前に、日本の力武常次 (Rikitake, 1950) や加藤愛雄ら (Kato and Kikuchi, 1950) やソ連の Tikonov (1950) によって見いだされている。

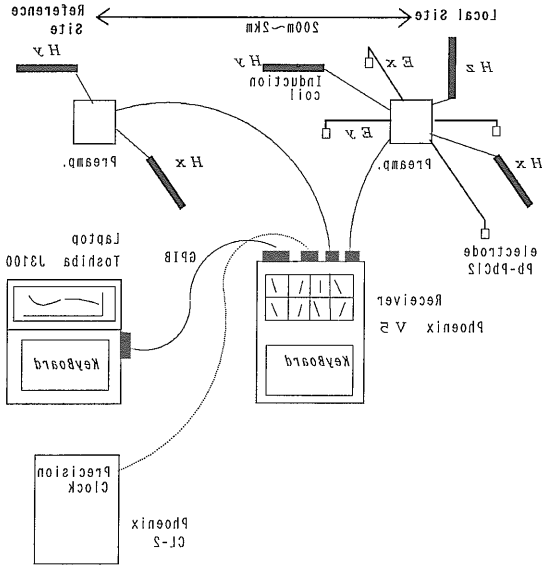
MT法の原理がいち早く見いだされたにもかかわらず、日本では、その後、いわゆる「MT法」の研究は停滞した。それは、力武 (1972) が述べているように、「地電流は低周波数になっても、地表浅部の不均質構造の影響を受けやすいため、深部の情報たり得ない」という理由によるものである。日本の大学グループ (Conductivity Anomaly 研究グループ, 略称 CA グループ) では、1950年代から、磁場成分のみを用いる方法 (GDS法, Geomagnetic Depth Sounding) を主として用いて、上部マントルの研究を精力的に行なってきた。

日本における GDS法による上部マントル構造の研究については、最近、行武 (1987)、笹井 (1988) にレビューがある。GDS法による研究は、主として、上部マントルの高電気伝導度層の深度分布を求めることを目的としてきた。Rikitake (1969) のモデルが有名であるが、その後、GDS法の測定に対して、海洋や堆積層を流れる誘導電流の影響が大きいとの指摘 (Sasai, 1967; Honkura, 1974; Nishida, 1976) がなされ、モデルは修正されていった。

これに対し、北米やヨーロッパは、主として石油探査を対象としてMT法が発展していった。

MT法の計測、処理技術が飛躍的に発展したのは、1980年代からである。コンピュータを用いた時系列データのデジタル収録技術、現地でのリアル・タイム処理技術は、MT法データの現場での品質管理を可能にした。また、リモート・レファレンス処理 (Gamble et al., 1979) と呼ばれるノイズ処理技術は、人工ノイズの多い地域にMT法を適応することをより容易にした。さらに、最近では、マイクロ・コンピュータを駆使して、MT法探査装置をより軽量小型にすることができるようになり、山岳地への適用も容易になってきた。

日本では、1980年ごろから地熱探査のために盛んにMT法が用いられるようになった。新エネルギー・産業技術総合開発機構、新エネルギー財団などが、数多くのプロジェクトのなかでMT法調査を実施している。これらの調査ではアメリカ、カナダ、フランスなどの外国で開発された探査装置が多く用いられた。一方で、新エネルギー・産業技術総合開発機構では、国産のMT法探査装置を開発した (高杉ほか, 1989)。また、日本でも、最近では、石油探査の分野でもMT法が使われるようになってきた (石橋ほか, 1989)。MT法は、火山地域のように反



第2図 MT法装置のレイアウト。ケーブルで結ばれたリファレンスを用いる7チャンネルの場合。

射法地震探査が適用しにくい地域で利用されている。

日本の大学グループ (CA グループ) の間でも、MT法は1980年頃から再び注目されるようになってきた。特に、シューマン共振といわれる大地と電離層との間の共振現象の低次モードは、信号が強く計測しやすいため、測定の対象となった。周波数帯は、8~20Hz程度である。この帯域のMT法を特に ELF-MT法と呼んでいる。この方法は、比較的浅い対象の研究に貢献した。すなわち、活断層 (Handa and Sumitomo, 1985) や火山 (Utada and Shimomura, 1990) や地熱地域の浅部構造 (茂木ほか, 1986) の研究によく用いられた。また、周波数 1 Hz 以下の地磁気脈動、地磁気嵐の観測から、地殻深部や上部マントルの構造探査が行なわれた。対象となった地域は、東北日本 (佐藤, 1981; RGRCSJ, 1983; Ogawa et al., 1986; Utada, 1987, Ogawa, 1987ab), 中部日本 (Utada et al., 1986; Utada, 1987), 北海道東部 (Mori, 1987), 九州 (田中ほか, 1986) などである。Utada (1987) は、MT法と従来からの GDS 法とを組み合わせて、東北日本、中部日本の地殻・上部マントルの構造を求めている。

6. MT法の探査装置

MT法では、広い周波数範囲にわたって、微弱な自然信号を測定することが要求される。近年のエレクトロニクスの発達、とくにマイクロコンピュータを利用したデジタルデータ処理技術の発達は、MT法の探査装置を進展させた。ここでは、地質調査所が昭和62年度に導入し

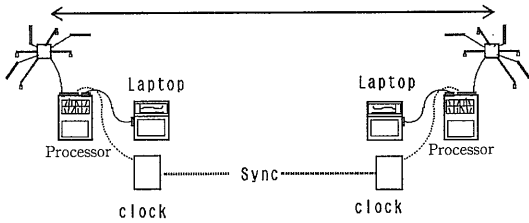
たMT法探査装置を例にとって説明する。

地質調査所のMT法システムは、カナダのフェニックス社製 V5 システムである。第2図に、7チャンネルMTの場合の装置のレイアウトを示す。磁場センサーは、インダクション・コイルを用い、電場センサーとしては非分極性の鉛-塩化鉛電極を用いている。電磁場信号はセンサーから、まずプリアンプ装置 (SPV 5 センサープロセッサボックス) に入力され、商用周波数成分の除去と、信号の増幅をおこなう。プリアンプ装置から、100m 以上離れたデータ処理解析装置 (V5 多目的レーザー) まで、アナログ信号を伝送する。100m 以上の距離をおくのは、オペレータがセンサー類に対して影響しないようにするためである。レーザー内には、16チャンネル用のアンプ及びフィルターが内蔵されている。アナログ信号は 16bit の A/D コンバータによってデジタル化され、32bit CPU (NS32 C 016) およびコプロセッサをもちいて処理される。このMT法装置では、広い周波数帯をカバーするため、データ処理は3つの帯域に分けて行われる。すなわち、周波数 320~60Hz の帯域、周波数 40~7.5Hz の帯域、周波数 6 Hz~0.0005Hz の帯域に分ける。このシステムでは、データを取得しながら、同時にデータを処理解析する。現場でデータの品質管理ができることが特長である。現場で、十分な品質のデータを得るまで、必要かつ十分な時間を使うことができる。

ふつうのMT法探査では、電場 2 成分 (Ex, Ey), 磁場 3 成分 (Hx, Hy, Hz) の合計 5 成分を計測すればよい、しかし、第2図では、そのほかに遠方の磁場 2 成分も同時に計測している。これは、測点近傍の磁場ノイズを除去するために設けた参照信号成分である。このように、測点の遠方に設けた参照信号をリモートリファレンスと呼ぶ。リモートリファレンスを用いるMT法をリモートリファレンスMT法 (RRMT法) と呼ぶ。リモートリファレンスの技術は、1970年代終わりに現われ (Gamble et al., 1979), 最近のMT法の測定技術が発展した一因となっている。測点とリモートリファレンスとの距離は、どれだけ離せば良いであろうか。局所的なノイズが無相関になるように距離を離す必要があるが、その具体的な距離はノイズの種類強度にもより一概にはいえない。新エネルギー・産業技術総合開発機構の「全国地熱資源調査(第3次)」のプロジェクトなどでは、リモートリファレンスを 20km 以上離すことが要求されている。

リモートリファレンスを測点から数 km 以上離したい場合には、ケーブルで信号を伝送するのは現実的ではない。その場合、リモートリファレンスと測点の間で、無線テレメトリーを使う方法と、同期させた水晶時計装

Remote Reference MT



第3図 MT法装置のレイアウト。同期させた時計装置を用いた5チャンネル2測点の場合。

置を用いる方法とがある。日本では、無線テレメトリーの許可をとるのがむずかしいことから、後者の方法がふつう用いられる。第3図に、同期させた時計装置を用いたりモートレファレンス法の配置を示す。

7. MT法の応用例

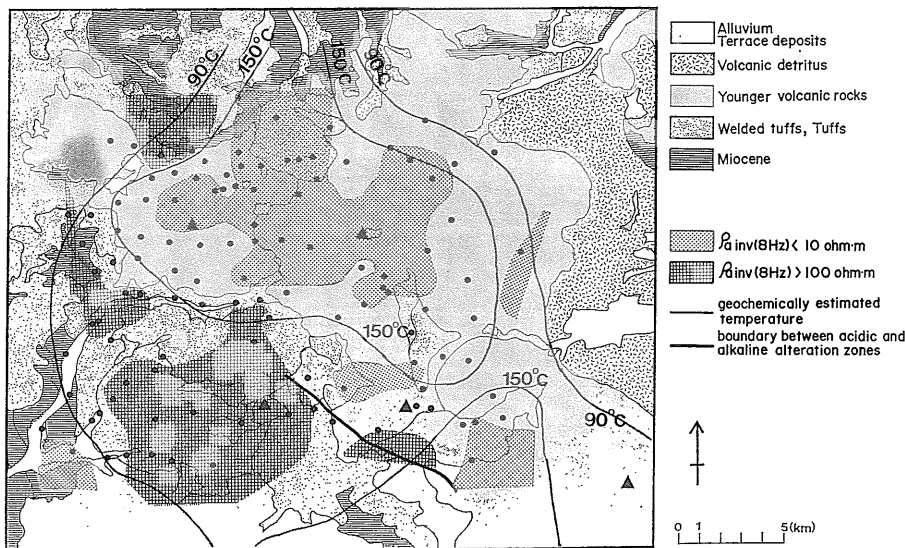
MT法は、その深い探査深度を利用して、いろいろな地質構造調査、地殻・上部マントルの探査に利用されている。資源探査の分野では、石油探査、金属鉱床探査、地熱探査に利用されている。地質調査所では、これまで地熱探査に関わってきた。

7.1 地熱探査への応用

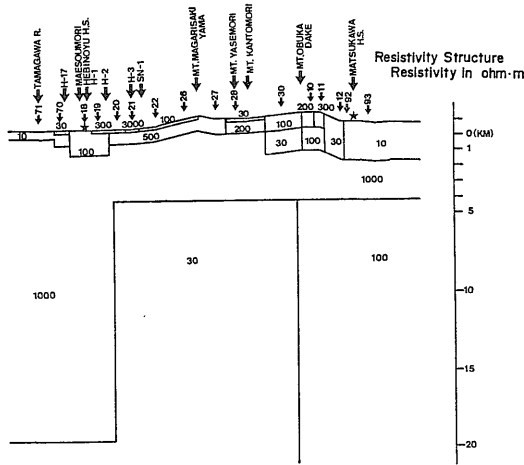
地熱探査では、熱水を直接探査することができれば理想的である。含水岩石の比抵抗は、岩石の空隙率と地層

水の比抵抗に依存している。地層水の比抵抗は、イオンの mobility に依存している。Quist and Marshall(1968)は、NaCl 溶液を用いて、常温から 300 度C程度まで、温度が上昇するほどイオンの mobility がよくなり、比抵抗が減少することを示した。もし調査地の岩質、地層水が同じならば、比抵抗分布から高温の熱水を直接探査することが期待される(森・陶山, 1980; 横山ほか, 1983), また、熱水活動による変質帯は、低比抵抗異常としてとらえられる。このような観点から、地熱探査、とくに地下数 km までの比較的深部の探査には、MT法がしばしば用いられている。MT法の低比抵抗異常が地熱開発の有望地の候補として認識されるようになった。

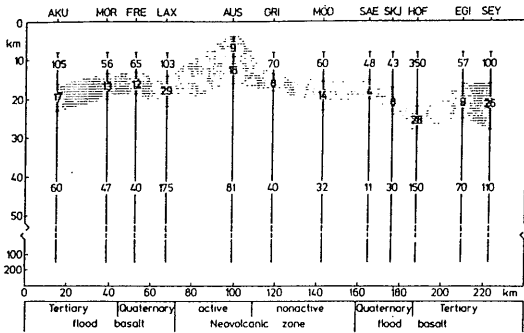
地質調査所では、サンシャイン計画の中の「地熱探査技術等検証調査」で、取得されたMT法データの解析を行なった(小川・内田, 1987; 小川ほか, 1987)。以下に、仙岩地域でおこなわれたMT法探査の結果を紹介する。第4図に見掛比抵抗分布と地化学温度分布との対比を示す。見掛比抵抗は 8 Hz のインバリアント・モードのものである。10Ωm以下の低比抵抗部が、熱水の地化学温度が150度C以上の部分に、100Ωm以上の高比抵抗部が90度C以下の低温部におおむね対応している。これは、低比抵抗=高温の熱水という図式に当てはまっているように見える。しかし、調査城南西部では、低比抵抗を示すのに、低温部になっている。この低比抵抗は、単に地表に泥礫質の地層が現われているためであって、高温の熱水を含んでいるためではない。このように、低比抵抗異常の原因は温度よりもむしろ、岩層の違いに大いに支



第4図 仙岩地熱地域の見掛比抵抗と地化学温度との対応。見掛比抵抗は 8 Hz のインバリアント・モードのものである。

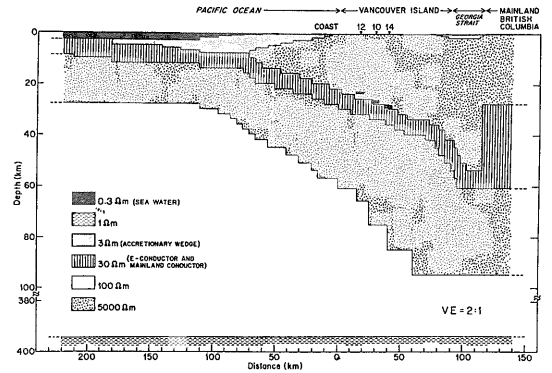


第5図 仙岩地域南部の東西比抵抗断面図。縦横比 1 : 1.



第6図 アイスランドを横切るMT法探査 (Belbo and Björnsson, 1978). 数値は、比抵抗 (Ωm). ハッチした部分は、部分熔融層と考えられる低比抵抗層である.

配されている。「低比抵抗=高温の熱水」という楽観的な関係は危険である(内田, 1989). 第5図に、調査域南部の西測線に沿った東比抵抗断面を示した。この測線は、玉川溶結凝灰岩が厚く堆積する玉川カルデラを横切る。測線中央の曲崎山は、玉川溶結凝灰岩の噴出中心と考えられ、その下に、熱水が期待された場所である。ここに示した比抵抗断面構造は、測定データを2次元断面について有限要素法を用いて解析したモデルである。地表から1.5km程度までは、場所によっては調査井があり、電気検層が行なわれており、MTの結果と電気検層の結果とを比較することができる。このことはMT法の技術のチェックになる。この測線には、400m級のヒートホールや1,500m級の調査井がある。比較した結果、MTと電気検層とで良好な対応が得られた。地下数km深度については、MTの結果と比較できるデータがほとんどないが、曲崎山を中心に低比抵抗異常が存在しているようで



第7図 バンクーバー島付近で行なわれたMT法探査の結果 (Kurtz et al., 1986).

ある。このような、地下数km程度の比抵抗構造は、火山学的に重要な構造である。MT法で推定された地下数kmの異常を検証できるような調査井が掘れば、その深部異常の意味が検証できよう。

7.2 金属鉱床探査への応用

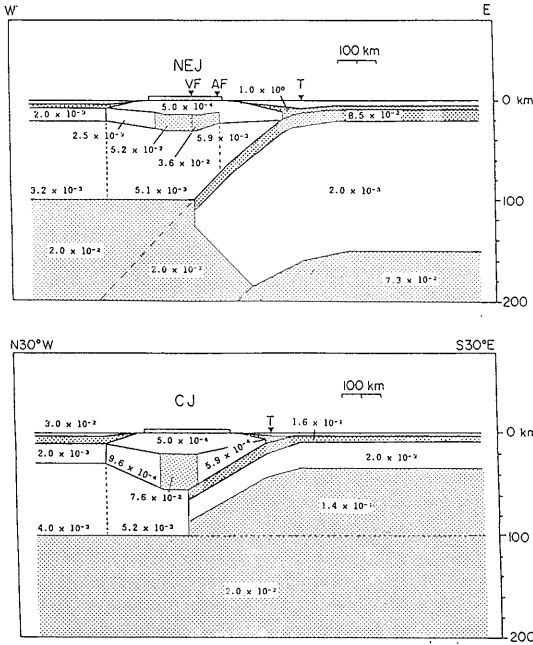
川崎ほか(1986)は、鹿児島県の菱刈金山周辺でMT法探査を実施し、鉱床と関連する変質帯の低比抵抗異常の広がりをとらえた。

7.3 深部地殻構造探査への応用

MT法は地球物理学の分野では、地殻や上部マントルの構造を探るために用いられてきた。ここでは、そのなかから代表的な例を紹介する。

第6図は、アイスランドの大西洋中央海嶺を横切る測線のMT法調査(Belbo and Björnsson, 1978)の結果である。上部マントルの部分熔融層が低比抵抗層としてとらえられている。低比抵抗層の上面深度は、中央海嶺から離れるにつれて深くなる。

近年では諸外国で地殻深部までの調査やボーリング調査のためのサイトサーベイとしての反射法地震探査(横倉・宮崎, 1989)が行なわれている。アメリカのCOCORP、カナダのLITHOPROBE、英国のBIRPS、西ドイツのDEKORPなどが知られている。これらのプロジェクトでは、しばしば反射法の測線に沿ってMT法探査が行なわれている(Jones, 1988)。第7図は、カナダの地質調査所によって行なわれたバンクーバー島を横切るMT法探査結果である。MTから、沈み込むファンデフカ・プレートの上に顕著な低比抵抗層が解析された。これは、反射法地震探査で見つかった反射面の一つに対応している。この低比抵抗層は、沈み込むプレートによって引きずり込まれた堆積層であると考えられている。沈み込むプレート上面の含水層の存在は、島弧のサイスミシティや岩石の変成作用を考える上で重要な意味を持って



第8図 (a)東北日本および (b)中部日本の地殻・上部マントルの電気伝導度構造 (Utada, 1987). 数値は電気伝導度 (単位 S/m) であり, 比抵抗の逆数である.

いる。

MT法は, 陸上のみならず海底でも適用できる。この分野の先導的な研究は, 米国スクリップス海洋研究所の Filloux 博士によってなされた。海底磁力計, 海底電位差計 (Filloux, 1973) を用いて, 太平洋プレートの厚さが年代とともに厚くなることが示唆された (Filloux, 1980)。

日本では, 陸上および海底における MT法と GDS法とを組み合わせることで島弧の電気伝導度 (比抵抗) 断面が解析されている。ここでは Utada (1987) による東北日本と中部日本の電気伝導度モデルを示す。第8図(a)は, 東北日本の断面, 第8図(b)は中部日本の断面である。ここで注目すべきことは, 2つある。第1に, 深度15km程度以深の下部地殻が低比抵抗 (高電気伝導度) を示していることである。下部地殻のすべてが低比抵抗を示すのではなく, 東北日本ではアサシミック・フロントより西側, 中部日本では太平洋からかなり内陸に入ってから, 低比抵抗を示している。第2の特徴は, 沈み込む海洋プレートの上面に低比抵抗層が解析されている点である。これは, さきに紹介したファンデフカ・プレートと同じである。

8. おわりに

地質調査所では, 現在, 島弧を横切る測線で MT法探査

を行い, 深度20km程度までの比抵抗断面を解析している。調査測線は, 新潟から阿武隈山地にいたる測線 (小川ほか, 1989a), および秋田から北上山地にいたる測線である。測点間隔は3-10kmであり, これまでに行なわれた MT・GDS のトランセクトよりも十分に空間分解能がある。また, 伊豆大島で詳細な MT法探査を実施し, 火山体の詳細な比抵抗構造の解明を目指している (小川ほか, 1989b)。

引用文献

- Belbo, M. and Björnsson, A. (1978): Magnetotelluric investigation of the lower crust and upper mantle beneath Iceland, *J. Geophys.*, vol. 45, 1-16.
- Cagniard, L. (1953): Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, vol. 18, 605-635.
- Filloux, J. H. (1973): Techniques and instrumentation for study of natural electromagnetic induction at sea, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 7, 323-338.
- (1980): Magnetotelluric soundings over the northeast Pacific may reveal spatial dependence of depth and conductance of the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 46, 244-252.
- Gamble, T. D., W. M. Goubau and J. Clarke (1979): Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, vol. 44, p. 53-68.
- Handa, S. and N. Sumitomo, (1985): Geoelectric structure of the Yamasaki and Hanaori faults, southwest Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 37, 93-106.
- Honkura (1974): Electrical conductivity anomalies beneath the Japan arc. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 26, 147-171.
- 石橋利久・羽藤正実・山口和雄 (1989) 秋田県仁賀保地区における MT 法実験調査, 物理探査学会第81回学術講演会講演論文集, 325-330.
- Jiracek, G. R., W. L. Rodi, and L. L. Vanyan (1987), Implication of magnetotelluric modeling for the deep crustal environment in the Rio Grande rift, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 45, 179-192.
- Jones, A. G. (1988): MT and reflection an essential combination, *Geophys. J. R. astro. soc.*, vol. 89, 7-18.
- Kato, Y. and T. Kikuchi (1950): On the phase difference of earth current induced by the changes of the earth's magnetic field: *Science reports Tohoku Univ. V. Geophysics*, vol. 2, 139-145.
- 川崎潔・岡田和也・窪田亮 (1986) 菱刈鉱山における物理探査, 鉱山地質, 第36巻, p. 131-147.
- Kurtz, R. D., DeLauerier, J. M. and Gupta, J. C. (1986): A magnetotelluric sounding across Vancouver island detects the subducting Juan de Fuca plate, *Nature*, vol. 321, no. 6070, 596-599.
- Matsushita, S. and W. H. Campbell (1967): *Physics of*

- magnetic phenomena, Academic press, p. 823.
- 茂木透・半田駿・大屋峻・木下和彦 (1986) 野矢地熱地域における ELF-MT 法による比抵抗マッピング, 日本地熱学会誌, 第8巻, 59-72.
- Mori, T. (1987): Variations in the geoelectric field with relation to crustal conditions of the earth, *Geophysical magazine*, vol. 42, no. 2, 41-104.
- 森康夫・陶山淳治 (1980) 地熱エネルギー読本, オーム社
- Nishida, Y. (1976): Conductivity anomalies in the southern half of Hokkaido, Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 30, 549-560.
- Ogawa, Y., T. Yukutake, and H. Utada (1986): Two dimensional resistivity structure beneath the Tohoku district, northern Honshu of Japan, by a finite element method, *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 38, 45-79.
- (1987a): Two-dimensional resistivity modeling based on regional magnetotelluric survey in the northern Tohoku district, northeastern Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 39, p. 349-366.
- (1987b): Preliminary interpretation on detailed magnetovariational profilings in the northern Tohoku district, *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 39, p. 559-569.
- 小川康雄・内田利弘・菊地恒夫・佐藤功 (1987) 仙岩地熱地域における MT 法探査, 地質調査所報告, 第266号, p. 467-503.
- (1987) MT法から求めた鬼首カルデラ南部の比抵抗構造, 物理探査, 第40巻, 第1号, p. 22-41.
- 高倉伸一・村田泰章・内田利弘・J. L. オービニャ (1989 a) 東北地方南部の MT トランセクト (1), 地球電磁気・地球惑星圏学会講演予稿集, P-17
- 内田利弘・当倉利行・中塚正・曾屋龍典・大熊茂雄・中井順二・二宮芳樹・森尻理恵 (1989 b) 伊豆大島火山の MT プロファイリング (1), 物理探査学会第81回学術講演会講演論文集, 331-334.
- Quist, A. S. and W. L. Marshall (1968): Electrical conductances of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 800°C at pressure to 400 bars, *Jour. Phys. Chem.*, vol. 72, no. 2, 483-703.
- Rikitake, T. (1950): Electromagnetic induction within the earth and its relation to electrical state of the earth's interior: *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 28, p. 45.
- 力武常次 (1972) 地球電磁気学, 岩波書店, 472pp.
- Sasai, Y. (1967): Spatial dependence of short-period geomagnetic fluctuations on Oshima island 1, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Univ. Tokyo, vol. 45, 137-157.
- 笹井洋一 (1988) 地球電磁気探査—日本列島の電氣的地下構造, 地球, 第10巻, 第3号, 194-200.
- 佐藤七郎 (1981) 東北地方北部の地磁気・地電流から見た地下構造, 物理探査, 第34巻, 56-68.
- 高杉真司・村松茂樹・八巻敏行・池端辰州 (1989) 高精度地磁気地電流法探査技術の開発 (その3), 物理探査学会第80回学術講演会講演論文集, 191-196.
- 田中良和・半田駿・鈴木亮 (1985) 阿蘇カルデラ下の電気伝導度異常, 電気伝導度の研究, 地質調査所, 87-95.
- Tikonov, A. T. (1950): On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust, *Doklady*, vol. 73, no. 2, p. 295-297.
- 内田利弘 (1989) 比抵抗構造から解釈される地熱貯留構造について, —仙岩地熱地域を例にして—, 日本地熱学会誌, 第12巻, 第1号, p. 1-21
- Utada, H. Y. Hamano, and T. Yukutake (1986): A two-dimensional conductivity model across central Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 38, 447-473.
- (1987), A direct inversion method for two-dimensional modeling in the geomagnetic induction problem, Ph. D. thesis, 409pp., University of Tokyo
- and T. Shimomura (1990): Resistivity structure of Izu-Oshima volcano revealed by ELF-VLF magnetotelluric method, *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 42.
- 横倉隆伸・宮崎光旗 (1989) 反射法地震探査による深部地殻探査, 地質ニュース, 29-47.
- 横山秀吉・中塚勝人・阿部司・渡部賢一 (1983) 含水岩石の比抵抗とその地下温度予測への応用について, 日本地熱学会誌, 第5巻, 第2号, p. 103-120.
- 行武毅 (1987) 地球電磁気学的手法による地震予知研究の最近の進展, 地震予知シンポジウム (1987), 191-198.

OGAWA Yasuo: Subsurface survey using MT method.

<受付: 1990年1月16日>