

# 断層の深部構造を電磁波で見る

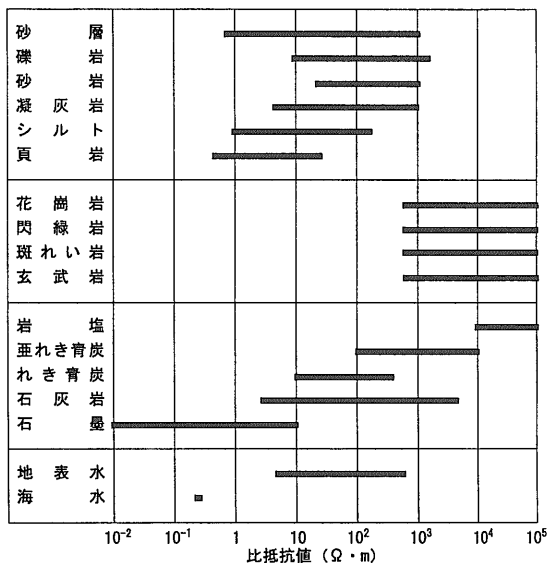
小川 康雄<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

平成11年度から科学技術振興研究費総合研究「陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化に関する総合研究」がスタートした(伊藤, 1999)。この研究では、糸魚川-静岡構造線北部と宮城県の間長町-利府断層を主な対象として、陸域地震の発生に至る仕組みを明らかにすることを目標としている。大地震の発生が、断層深部の準静的なすべりによってもたらされるという仮説のもとに、断層深部物質の分析、下部地殻条件における岩石の破壊実験、GPS観測、地震波や電磁波による構造探査、数値モデル実験などを行う。このなかで、電磁波による断層の深部構造の研究については、地質調査所が東京工業大学と東北大学との協力の下で、糸魚川-静岡構造線北部を対象として行う。本稿では、この研究に先立ち、電磁波で見える地殻深部の構造や断層構造について、最近のいくつかの研究例を紹介することにする。

## 2. 電磁波で見えるもの

地震波で見える構造は、地震波速度の構造であるが、電磁波(周期0.01秒~10,000秒)で見える構造は、比抵抗の構造である。典型的な地質の比抵抗値を第1図に示す。比抵抗は、地質や岩相の違いを反映して、オーダーで変わる敏感な物理量であることがわかる。堆積岩は比抵抗が低く、花崗岩は比抵抗が高い。岩石の比抵抗は、主として、岩石のマトリックスの比抵抗ではなく、岩石の空隙を埋める流体の比抵抗とそのつながり方に支配されている。空隙率の高い岩石や、比抵抗の低い流体を含む岩石は、低比抵抗を示す。

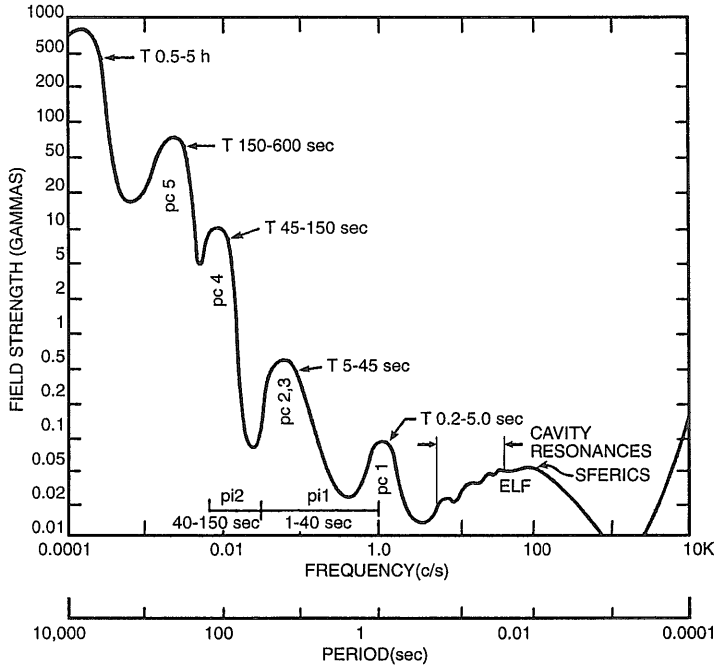


第1図 岩石等の比抵抗(物理探査ハンドブック p.245(物理探査学会, 1998))。

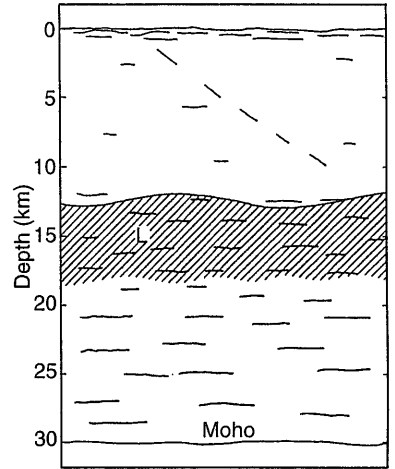
電磁波を利用して、地下の比抵抗構造を求める方法を電磁探査と呼ぶ。特に自然界の電磁波を地表面で観測して、インピーダンスを求め、それを説明する地下構造を求める方法をマグネトテリク法(magnetotelluric method:略してMT法)という。信号源となる自然界の磁場のスペクトルを第2図に示す。周期1秒以下の信号は、雷の放電によるもので、周期1秒以上の信号は、地磁気嵐によるものである。通常の広帯域MTシステムでは、周期0.01秒から1,000秒の帯域にわたって電磁場を計測し、インピーダンスを求め、最後に地殻深部に至る比抵抗構造を逆問題として解析する。さらにそこから、流体の分布の情報を得ることができる。特に断層の深部構造に関連して、以下の点が注目される。

1) 地質調査所 地殻物理部

キーワード: MT法, 比抵抗, 断層



第2図 自然界の磁場のスペクトル (Matsushita and Campbell, 1967).



第3図 大陸性地殻に見られる下部地殻の反射面と低比抵抗層 (L:ハッチした部分) (Gough, 1986).

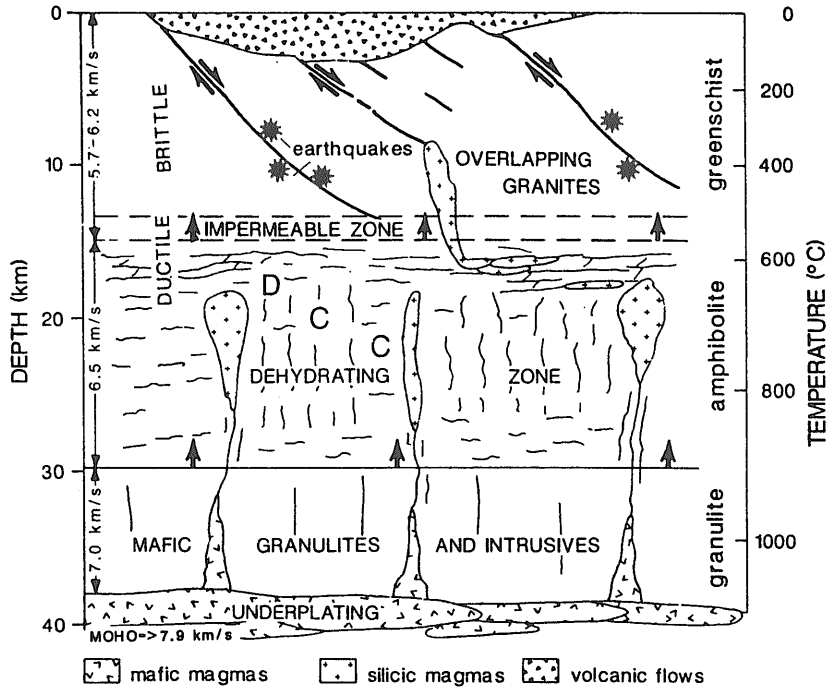
- (1) 断層破碎帯は流体に富むか?
- (2) 震源域は流体に富むか?
- (3) 断層深部の深部すべり領域に不均質があるか?  
流体に富むか?

### 3. 電磁波で見る深部地殻構造

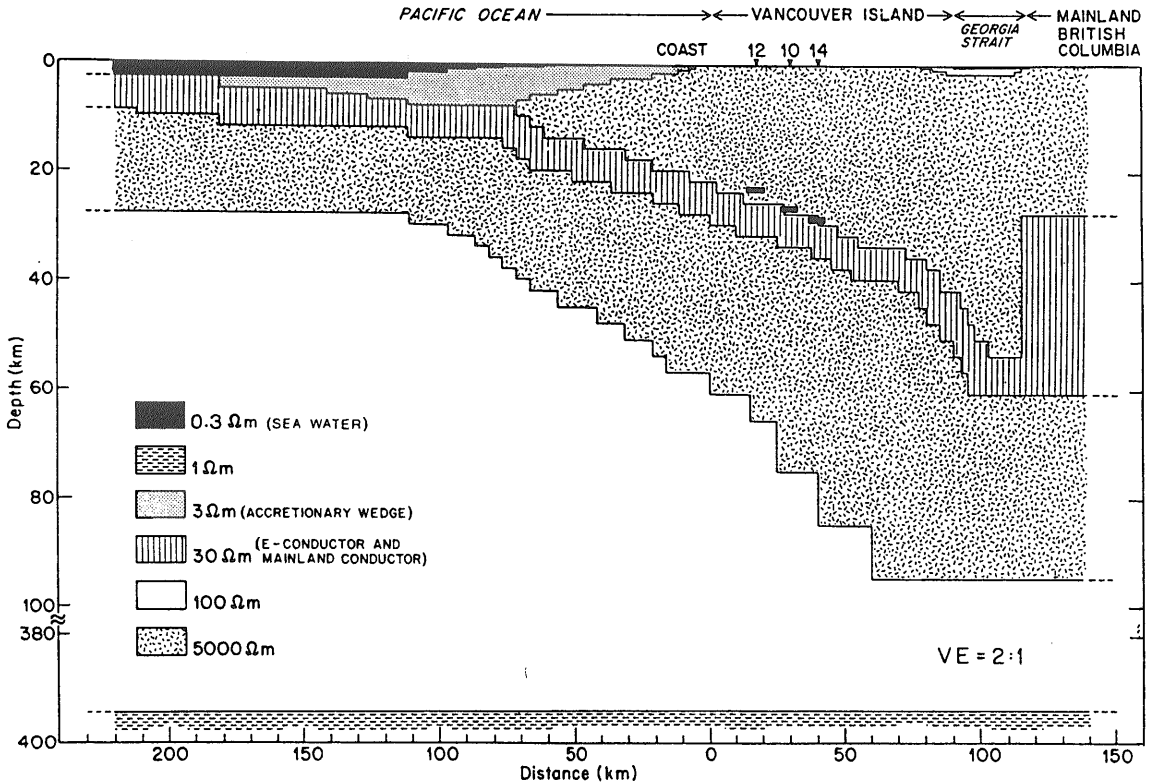
断層について述べる前に、一般に深部地殻の比抵抗はどのような特徴を持つかについて述べる。ヨーロッパや北米の大陸性地殻では、地殻深部を対象とした反射法地震探査や電磁探査が、戦略的に行われている。これらの研究で、下部地殻に特徴的な性質が見つけられた(第3図)。それは、上部地殻が地震波に対して“透明”で反射面が少ないのに対して、下部地殻では多くの反射面が層状に分布していることである。比抵抗からも、上部地殻は高比抵抗であるのに対して、下部地殻が低比抵抗であることである。この2つのことがら、下部地殻に流体が存在することを意味すると考えられた (Jones, 1987; Gough, 1986; 第3図参照)。下部地殻の上面に流体がトラップされるモデルは、以下のように考えられている (第4図; Stanley *et al.*, 1990)。まず、下部地殻深部で累進変成作用による

脱水反応が起き、それによって生じたfree waterが、下部地殻内を上昇する。温度400-500度Cのところにと到達すると、今度は後退変成作用によって加水反応が起きる。このとき、同時にシリカ鉱物が生成し、空隙を埋めることによって、不透水層を形成する。これによって、下部地殻上面に、流体がトラップされ、これが地震波の反射面と、低比抵抗層としてとらえられることになる。よって下部地殻上面には、低比抵抗層と多層反射層が存在することになる。以上のモデルは、安定した大陸地殻地域の地震探査や電磁探査データから提唱された。

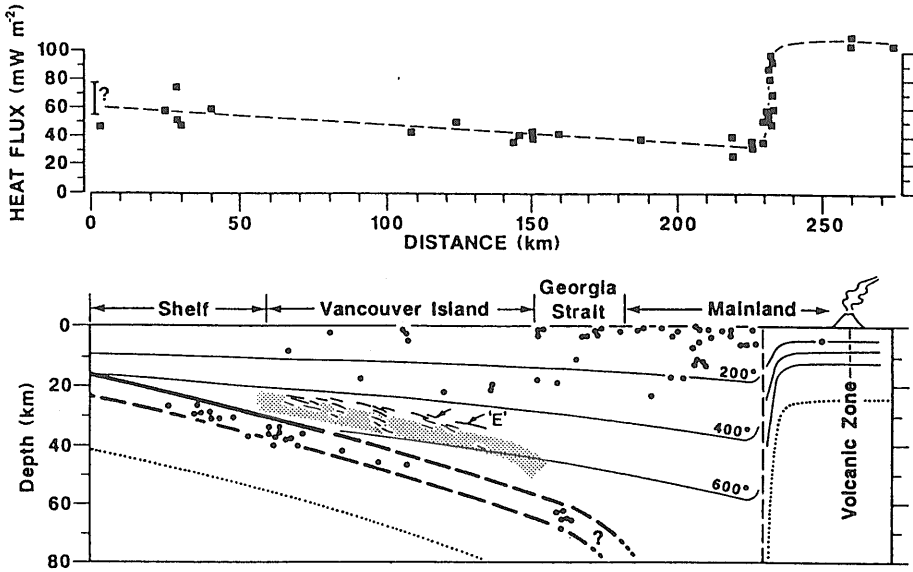
さて、活動的な縁辺域ではどうであろう。バンクーバー島で行われた電磁探査データを例に挙げる。ここでは内陸側に向かって深くなる低比抵抗層が見いだされ、沈み込むプレート上面の堆積層によるものであると解釈された (第5図: Kurtz *et al.*, 1986)。一方、これに対しHyndman (1988)は、低比抵抗層はプレート上面ではなく、プレートより浅いところに位置する地震波の反射面と一致することを指摘した。この地震反射面と低比抵抗層のできる原因として、Hyndman (1988)は、Jones (1987)と同様に、プレート上面から脱水反応で生じた自由水が、400-500度C等温線でトラップされるモデ



第4図 変成作用によって地殻下部から上昇した流体が地殻下部上面でトラップされるモデル (Stanley et al., 1990).



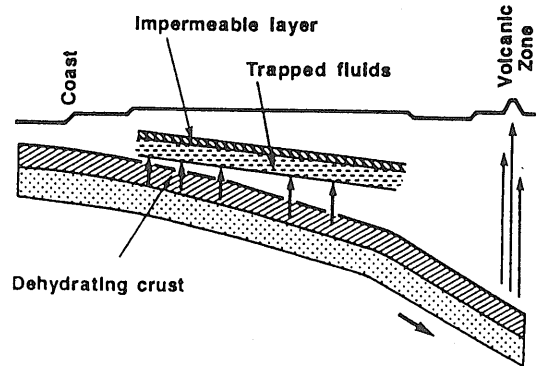
第5図 バンクーバー島で行われた電磁探査結果 (Kurtz et al., 1986).



第6図  
バンクーバー島で行われた電磁探査結果の解釈 (Hyndman, 1988).  
← (a). ↓ (b).

ル(第6図)を考えている。活動的な縁辺域でも、下部地殻上面に流体が存在する可能性がある。

このように、下部地殻の上面が、低比抵抗を示し、それが400-500度Cに対応すると考えられるのであれば、ちょうどその深度は、脆性-延性境界に対応し、上部地殻で地震がおこるが、下部地殻では地震がおきないことも説明できる。



#### 4. 電磁波で見る断層の深部比抵抗構造

以上のように、電磁探査から地殻深部の流体の存在が推定されている。日本列島のような活動的なテクトニクス場においては、それは地震現象と関連して大変重要になる。とくに、断層地域の深部の流体分布を探ることは、断層の深部すべり過程の解明に役立つと思われる。以下に、最近、断層地域で行われた電磁探査の例を紹介する。サンアンドレアス断層では、地殻深部に至る構造はまだよくわかっていないので、上部地殻の特徴について述べるにとどめる。あとの2例は、日本の例であり、地殻深部までの構造を示す。

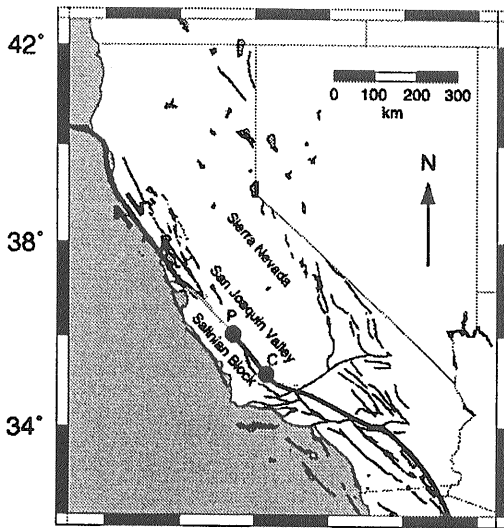
##### 4.1 サンアンドレアス断層

サンアンドレアス断層は、太平洋プレートと北米プレートとの境界である。サンアンドレアス断層の中央部のParkfield(第7図(a))では、最近では1966年のM5.9の地震が起きているが、過去150年

に6つの中規模の地震が比較的定期的が発生している。そのため、Parkfield周辺は、地震予知のための実験場になっている。

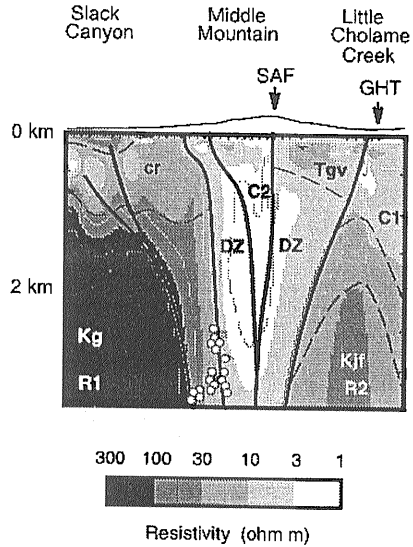
第7図(b)は、Parkfieldで行われたMT法探査の結果である(Unsworth *et al.*, 1999)。ここでは、断層のクリープが認められている。断層に対応して、深度2-3kmに幅500mの顕著な低比抵抗異常が見られる。これは、破碎帯であると思われる。破碎帯の幅は、地震学的なトラップ波の観測からも推定されているが、この結果と調和的である。詳細な地震観測による震源の位置を、同図に黒い丸で示してあるが、震源は断層の低比抵抗体の中ではなく、より比抵抗の高い周辺部に集中している。

第7図(b)は、Carrizo Plainで行われたMT法探査の結果である。ここでは、断層が固着していて、地震活動がない。この断面では、断層破碎帯と思われる鉛直状の低比抵抗層が、Parkfield(第7図(a))ほど顕



————— San Andreas Fault- locked segments  
 ..... San Andreas Fault- creeping segments  
 - - - - - Other major faults (only shown in California)

Carrizo Plain      Dragonsback escarpment      Elkhorn Plain

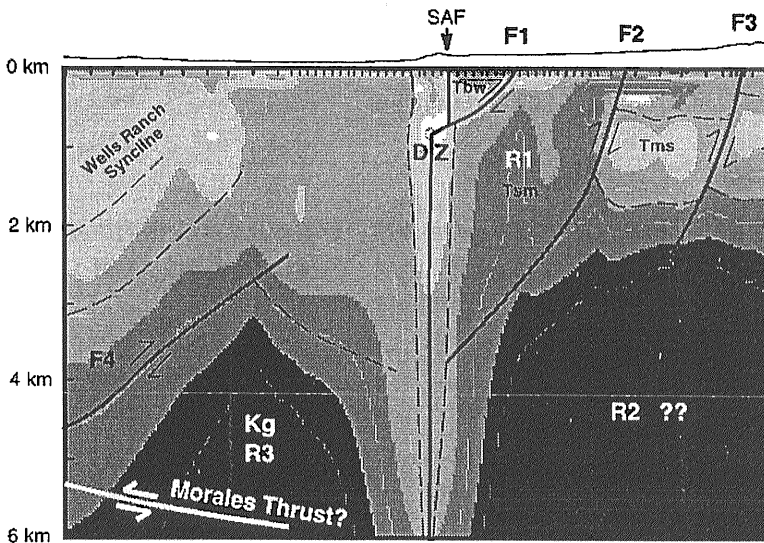


第7図

↖ (a) サン・アンドレアス断層で行われたMT法探査。PはParkfield, CはCarrizo Plainを表す。

↑ (b) Parkfieldでの探査結果。DZは破砕帯。小さい白丸は震源位置。

↙ (c) Carrizo Plainでの探査結果。



著でない。このことは、電磁探査によって断層の破砕度がわかることを示唆している。

#### 4.2 東北地方脊梁山地

次に、東北地方の脊梁部で地殻比抵抗研究グループ(1998年電磁気共同観測MTデータ整理委員会, 1999)が1998年に実施したMT法探査結果に

ついて紹介する。測線は、口絵5(a)にあるように、秋田県大曲市から岩手県花巻市に至る45kmの測線である。東北地方は島弧-海溝系構造の典型として知られている。脊梁山地は東西圧縮場の東北日本弧の中央部にあつて、その東西両翼にある逆断層型の活断層の活動により現在も標高を高めつつあると考えられている。観測地域付近では東の

北上低地西縁断層帯と、西の横手盆地東縁断層帯がその断層にあたる。また、これらふたつの活断層帯の間に雫石盆地西縁-真昼山地東縁断層帯があり、やはり活断層としての活動が見られる。2次元モデル解析の結果を、口絵5(b)に示す。この結果の特徴は以下のようにまとめられる。

#### (1) 地表付近の構造

口絵5(b)の5km以浅の構造で顕著なのは、測線西部、中央部、及び東部の低比抵抗である。この低比抵抗層の分布は屈折法地震探査結果(岩崎ほか, 1998)とおおむね調和的で、横手盆地、北上低地及び沢内盆地表面層にある低速度堆積層が低比抵抗層として現れている。

#### (2) 断層の深部延長

千屋断層の深部延長が深度7~8kmまで低比抵抗異常を示し、破碎帯の深部延長であると思われる。また、北上低地西縁断層帯についても、同じように深度5~6kmまで傾斜する低比抵抗異常がみられる。これらの低比抵抗異常は、上部地殻については反射法地震探査による構造(口絵5(b), 岩崎ほか, 1998; 佐藤ほか, 1999)とよく対応している。

#### (3) 断層の深部すべり領域?

口絵5(b)の深さ10km付近の構造については、測線中央部で低比抵抗層の盛り上がりがある。この盛り上がった低比抵抗構造の延長部に、千屋断層があり、地殻深部の構造と地表の活断層とが関係していることを示すものと考えられ、興味深い。また、対応する位置には、地震波散乱体が推定されている(浅野, 1999)。流体に富んだ(比抵抗の低い)下部地殻がめくれあがり、深部すべりをおこし、これが地表に達したものが千屋断層なのかもしれない。

#### (4) 地震発生域の比抵抗構造

東北脊梁山地合同地震観測の稠密地震観測網によって高精度の震源決定が進められている(例えば、松原ほか, 1998)。自然地震の震源で、内陸合同観測が始まってからのものについて、人工地震のデータを使った補正值を入れて再決定したものの(浅野, 1999)を口絵5(b)の小さな黒丸で示す。この分布と比抵抗構造とを比較すると、地震が高比抵抗部で起こっていることがわかる。高比抵抗の下面(低比抵抗の上面)が地震発生層の底に対応している。東北日本弧のスケールでは、内陸浅発

地震の震源は、モホ面近傍に発生する例外的な地震を除いてほとんど地殻上部にあることが知られ、地震活動の下限は400度Cの等温面に相当するともいわれている(長谷川ほか, 1991)比抵抗からも、下部地殻上面の低比抵抗の原因を變成作用による流体のトラップと解釈する説があり、測線中央部では、等温面が浅くなっている可能性もある。

### 4.3 宮城県北部地域

宮城県北部地域は、断層露頭はないが、1900年にM7.0、1962年にM6.5の地震が発生し、現在も浅発微小地震活動が極めて活発な地域である。東北大学による微小地震観測が実施されており、現在の微小地震活動は1962年の余震活動であると考えられている(河野ほか, 1993)。また西側に向かって傾斜した微小地震の震源分布が西端で水平に分布していることや、震源域の下約1~2kmにS波反射面が存在することも指摘されている(河野ほか, 1997)。

光畑ほか(1999)は、この地域で、南西-北東方向にMT測定を行い、2次元モデルを作成した。口絵6に比抵抗モデルと、東北大学による詳細な震源分布(河野ほか, 1993)を重ねて示してある。特徴的なことは、上部地殻の低比抵抗域には地震がないことと、上部地殻の比抵抗境界付近の高比抵抗側に震源が集中していることである。このことは、地殻内の低比抵抗側にある流体が、高比抵抗側に移動することによって地震が起きていることを示唆するのかもしれない(横倉隆伸 私信1999; 小林洋二 私信1999)。

### 5. 終わりに

以上のように、断層地域での電磁探査から、(1)断層破碎帯による低比抵抗異常、(2)震源域の比抵抗によるキャラクタライゼーション、(3)深部すべりに関連する比抵抗異常、に関する情報が得られるのではないかと、期待できる。

この手法を、地殻変動の大きい糸魚川-静岡構造線北部地域に適用し、GPS観測や反射法地震探査とあわせた解析によって、地殻深部の流体のマッピングと断層の深部すべり機構の解明に役立てたい。

近年の広帯域MT観測では、測定器のポータブル化、広帯域化、タイムベースとしてのGPSの利用によって、観測に要する人手間が大いに軽減された。また、測定されたデータの解析に関しても、2次元断面解析までは、比較的容易にできるようになった。しかしながら、一方で、データをきちんと評価することが重要である。解析に用いるプログラムの仮定が満たされているか、計算値が観測値を説明しているか、解析されてあらわれたモデルの中にある“模様”(構造)は有意かということは、基本的な検討項目である。

また、日本では人工ノイズが、悩ましい問題である。測定した電磁場信号には、電離層起源の自然界のもの他に、風や大地の振動によるランダムノイズが含まれている。その対策として、リモートレファレンス法(Gamble *et al.*, 1979)がある。これは、遠方参照点との相関のある信号を自然信号と認識し、相関のないものを落とすことによって、S/Nを高める方法である。しかし、直流電車ノイズがある場合には、電車の信号が圧倒的に強く、この方法も困難になることがある。Larsen *et al.* (1996)は、自然信号のインピーダンスと電車のインピーダンスに分離する手法を開発しており、糸魚川-静岡構造線北部地域では、有効な方法と期待される。

#### 参考文献

- Gamble, T. D., W. M. Gouban and J. Clarke (1979) : Magnetotellurics with a remote reference, *Geophysics* 44, p.53-68.
- Gough, D. I. (1986) : Seismic reflectors, conductivity water and stress in the continental crust, *Nature*, 323, p.143-144.
- Hyndman, R. D. (1988) : Dipping reflectors, electrically conductive zones and free water beneath a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 93, p.13391-13405.
- Jones, A. G. (1987) : MT and reflection: an essential combination, *Gephys.J.R.astro.Soc.*, 89, p.7-18.
- Kurtz, R. D., J.M. DeLauverier and J.C. Gupta (1986) : A magnetotelluric sounding across Vancouver island detects the subducting Juan de Fuca plate, *Nature*, 321, p.596-599.
- Larsen, J. C., R.L. Mackie, A. Manzella, A. Fiordelisi and S. Rieven (1996) : Robust smooth magnetotelluric transfer functions, *Geophys. J. Int.*, 124, p.801-819.
- Mastushita, S. and W.H. Campbell (1967) : *Physics of magnetic phenomena*, Academic press, pp.823.
- Stanley, W.D., W.D. Mooney and G.S. Fuis (1990) : Deep crustal structure of the Cascade range and surrounding regions from seismic refraction and magnetotelluric data, *J. Geophys. Res.*, 95, p.19, 419-19,438.
- Unsworth, M., Egbert, G. and Booker, J. (1999) : High-resolution electromagnetic imaging of the San Andreas fault in central, California, *J. Geophys. Res.* 104, B1, p.1131-1150
- 浅野陽一(1999) : 奥羽脊梁山地およびその周辺域における地震波散乱体分布の推定, 東北大学大学院修士論文, pp.110.
- 伊藤久男(1999) : 総合研究「陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化に関する総合研究」がスタート, 日本地震学会ニュースレター, vol. 11, No.3, p.12-15.
- 岩崎貴哉・加藤 亘・武田哲也・関根秀太郎・森谷武男・海野徳仁・岡田知己・長谷見晶子・宮下 芳・溝上智子・田代勝也・松島 健・宮町宏樹(1998) : 屈折法地震探査による東北日本弧の地殻構造-東北脊梁山地の浅部構造-, 日本地震学会講演予稿集 1998年度秋季大会, p.163.
- 1998年電磁気共同観測MTデータ整理委員会 (1999) : MT法による奥羽脊梁山地の地殻構造探査, 月刊地球, 号外No.27, 88-92.
- 河野俊夫・仁田交市・松本 聡・堀内茂木・岡田知己・開原貴美・長谷川昭・堀修一郎・海野徳仁・鈴木将之(1993) : 1962年宮城県北部地震(M6.5)震源域における微小地震活動, 地震第2輯, 第46巻, p.85-93.
- 河野俊夫・堀内茂木・海野徳仁・長谷川昭・松本 聡(1997) : 1962年宮城県北部地震(M6.5)震源域における微小地震活動, 日本地震学会講演予稿集, vol.1997, no.2, pp.23.
- 佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉(1999) : 東北日本の地殻構造と新生代テクトニクス, 月刊地球, Vol.21, No.4, p.212-219.
- 長谷川昭・趙 大鵬・山本 明・堀内茂木(1991) : 地震波からみた東北日本の火山の深部構造と内陸地震の発生機構, 火山, 36, p.197-p.210.
- 物理探査学会(1998) : 物理探査ハンドブック.
- 松原 誠・平田 直・酒井慎一・井出 哲・山中佳子・久保篤規・羽田敏夫・荻野 泉・酒井 要・小林 勝・橋本信一・井上義弘・三浦勝美・田上貴代子・三浦禮子・李 西林・橋田幸治・功刀 卓・上村 彩・中川茂樹・永井理子(1998) : 1998年東北合同測-北上・千屋断層系微小地震観測-, 日本地震学会講演予稿集 1998年度秋季大会, p.165D.
- 光畑裕司・小川康雄・三品正明・高橋優志・内田利弘・横倉隆伸(1999) : 宮城県北部地域におけるMT法による比抵抗構造調査, 1999年地球惑星科学関連学会合同大会Ed-P001.
- 長谷川昭・趙 大鵬・山本 明・堀内茂木(1991) : 地震波からみた東北日本の火山の深部構造と内陸地震の発生機構, 火山, 36, p.197-210.

OGAWA Yasuo (1999) : Imaging deep structure of faults.

< 受付 : 1999年11月15日 >