

中央構造線（四国東部）の電気伝導度構造

後藤忠徳¹⁾, 山口覚²⁾, 宝谷博之²⁾, 伊勢崎修弘³⁾, 安川克巳²⁾

1)京都大学防災研究所, 2)神戸大学理学部, 3)千葉大学理学部

The conductivity structure across the Median Tectonic Line, eastern part of the Shikoku district

T.Goto, Y.Yamaguchi, H.Houtani, S.Isezaki, K.Yaskawa

1、はじめに

中央構造線(MTL)は長さ900kmに及ぶ大断層である。四国ではこの構造線の南には三波川高圧変成岩帯、北側にはタービタイト層から成る和泉層群と領家花崗岩が分布している(第1図)。MTLを境に、これらのまったく形成環境の異なる岩体が接している。これはMTLに沿って上部地殻が大きく変形したためであり、この変形は西南日本の帯状地質構造にも大きく関与していると考えられる。変形過程を知るためにはMTLの地下での形状を知る必要がある。従来はリニアメントの明瞭さからMTLは高角の横ずれ断層と信じられていたが、近年様々な地球物理的手法によってそれは低角北落ち断層であることがわかってきた(例えば¹⁾)。本研究の目的は四国東部地域におけるMTLの形状を電磁気学的に調べることである。

本研究のもう1つの目的は、MTL付近での三波川変成岩の深さ方向の分布を知ることである。近年では、三波川変成岩は西南日本に沈み込んだ海洋堆積物が海洋プレートの運動に伴って地下深部まで沈み込み、そこで変成作用を受け再び地表に上昇してきたと考えられている。このようなプレートの沈み込みに伴うとみられる広域高圧変成岩は地球上のいくつかの地域にも存在している。三波川変成岩の深さ方向の分布を知るとは、三波川変成岩の上昇過程や島弧の形成について重要な情報をもたらすと考えられる。

2、観測および解析結果

1992年3、7、8、11月に徳島県脇町周辺でMT観測(VLF-MT、AMT、ELF-MT、ULF-MT)を行なった。観測地域を第1図に示す。この地域では、地質学的に推定されているMTLが線状(N80°E)で明瞭であり、地質分布はこれに平行な帯状である。また同地域で1992年3月に千葉大学の研究グループが、反射法地震探査、重力探査及び全磁力探査を行っている(伊藤ほか、私信)。これら諸物理探査と、MT探査の結果を比較することでより詳しい地下構造の推定が期待できる。

17.4kHz~100秒の間で周波数帯別に観測した時系列記録から、最大19の周波数帯について見掛け比抵抗値と位相差を見積もった。まず観測した電場磁場の時系列記録を、適当な区間に分割し、FFT法により周波数解析をした。その後、電場磁場間のmultiple coherencyが0.6以上の区間についてスタッキングを行し、見掛け比抵抗値および位相差を算出した。

はじめにELF-MTによって得た7.8Hzにおける見かけ比抵抗値、および位相差を第2図に示す。この図から次の二つの傾向を認めることができる。

(1)比抵抗値は、MTLから北に行くに従い徐々に高くなっていく。また位相差は、MTL近傍では45°以上である。これは北に行くに従い徐々に下がる。

これらの傾向は7.8Hz以外のELF帯の見掛け比抵抗値と位相差でも認められた。

次にSITE 20,23,27,41の地点で17.4kHz~100secの範囲で得られた周波数別のみかけ比抵抗値及び位相差を第4図に示す。図から次の傾向を認めることが出来る。

- (2)いずれの観測点でも、Audio Frequency帯では見掛け比抵抗値及び位相差の変化は小さい。
- (3)TEモードについて、MTLの南のSITE 41に於て、周期10秒付近で見掛け比抵抗値が10Ω mを示している。この周期10秒付近のみかけ比抵抗値の下がり方はSITE 41からMTLを越えて北に行くに従って (SITE 41→27→23→21) 認められなくなる。
- (4)TMモードについてはいずれの観測点でも、10秒以上の長周期で見掛け比抵抗値が1000Ω m以上の高い値を示す。
- (5)site 27,41では5secより長い周期で異方性が大きい。

VLF-MTで得た見かけ比抵抗値は各観測点で30~200Ω m、位相差は15~60°の範囲であったが、それらの空間分布には目立つ傾向は無く、表層部の比抵抗値は一様にばらついていると考えられる。

3、地下比抵抗構造モデル

2の(1)、(3)、(4)、(5)より、次のような地下構造が定性的に推定できる。

- (1)中央構造線(MTL)のすぐ北側では比較的地下の浅い所に、地表付近より低い比抵抗値の層が存在している。この低比抵抗層の上面は、北に行くに従い徐々に地表から遠ざかり深くなる。
- (2)MTLより南側の地下には比抵抗値の低い(10Ω m以下)層が存在している。この低比抵抗層は北に行くに従って小さくなり、やがてなくなる。
- (3)MTLの付近の地下深部には、南北に共通して比抵抗値の高い層が存在している。
- (4)site 27,41近傍の地下には比抵抗境界が存在する。

さらに定量的に比抵抗構造の特徴を知るために、次の様に地下比抵抗モデルを作成した。地質分布が帯状である事から、地下の比抵抗値分布は2次元的であると仮定した。また従来の中部日本・西南日本の電気伝導度構造の研究を参考に、深さ100~400kmでの比抵抗値は50Ω m、地下400~900kmでの比抵抗値は1Ω mと仮定した。さらに単純化のため、地表でMTL推定位置に一致する比抵抗境界と、地表で領家花崗岩-和泉層群地質境界に一致する比抵抗境界を仮定した。これらの比抵抗境界の地下での傾きやその間の比抵抗値を様々に変え、フォワードモデリングにより最適モデルを決定した。

今回求めた最適モデルを第3図に、それから計算される見かけ比抵抗値・位相差を第2図、第4図に実線で書き示した。4つの比抵抗ブロックで観測値の傾向をほぼ表現できた。なかでも、地表で中央構造線に一致させた比抵抗境界の傾きを北落ち(約30°)にするとELF-MTで得た比抵抗値・位相差の傾向を良く表現できる。これに対して比抵抗境界が深さ5km以浅で垂直もしくは南落ちであれば位相はMTLの北側で45°以下になり観測値と合わなく成ることがわかった。この比抵抗境界の傾きが深さ5km以深で変化する可能性があるが、これを見積もるためにはsite20で周期10秒以上の観測値の誤差をもっと小さくする必要はある。

またMTLから南側の10Ω mブロックの分布はTEモードの2の(3)を、その下には10kΩ m

ブロックの存在はTMモードの2の(4)をよく説明する。さらに10k Ω mブロックの上面深度をMTLから南に行くほど浅くすれば(5km \rightarrow 3km \rightarrow 1km)、site27と41での異方性を説明できる。しかし2点のULF-MTの結果のみから決まったこの形状についての解像度はあまり無い。しかも観測された異方性はモデルから求まるそれよりさらに大きい。これ以上この異方性を説明するにはより複雑なモデルを考える必要があると思われる。

4、考察

A. 比抵抗構造と地質分布との対応

今回求めた比抵抗構造がどんな地質構造に対応するのか考える。

地表の地質分布に対応付ければ、1k Ω mブロックは領家花崗岩に、200 Ω mブロックは和泉層群に対応付けることができる。これらの値は乾燥させた岩石の比抵抗値と比べるとかなり低い値である。この理由は岩石の空隙中に含まれる水で説明できるようである。例えば空隙率と地震波速度の関係³⁾に、領家花崗岩の地震波速度は6.0km/s²⁾を当てはめると、空隙率は1%以上と推測できる。この空隙率を、空隙率と比抵抗値の関係³⁾に当てはめると、領家花崗岩の比抵抗値は乾燥した花崗岩の値より2桁以上低くなると推測できる。同様に和泉層群の地震波速度は4.8km/sであり⁴⁾比抵抗値は乾燥した状態より3桁以上減少すると推測できる。水を含む空隙の形状がフィルム状あるいはチューブ状であれば比抵抗値はさらに数桁減少する³⁾。

三波川変成岩に相当するブロックの比抵抗値は10 Ω mである。何が10 Ω mという低い比抵抗値を作るのであろう。その原因を水の存在だけでは説明できない。三波川帯の地震波速度は5.5km/sと速く⁴⁾、先程と同様に考えれば三波川帯の空隙率は和泉層群より小さいと推測できるからである。従って水の存在により三波川変成岩の比抵抗値が低くなっているとしても、和泉層群の比抵抗値より小さくなるとは考えにくく、水以外の他の原因を考える必要がある。

三波川変成岩の比抵抗値が低い原因は、三波川帯の岩石中に含まれる伝導性鉱物 graphiteにある可能性がある。本観測地域では、三波川変成岩は主に泥質片岩からなっており、これは白黒の縞状構造を有する。この黒い部分では鉱物は片理方向に著しい並行配列を示し、graphiteはその中にほとんど常に存在している⁵⁾。岩石中でこのgraphiteが数ppm存在し、ネットワークを作ると岩石全体の比抵抗値が小さくなることが報告されており⁶⁾、泥質片岩中でも同様の状態が形成されている可能性がある。

一方、他の原因がこの低比抵抗層を作る可能性もある。例えば以前の研究でも三波川帯の地下に10 Ω mの低比抵抗ブロックが見い出されていて⁷⁾、serpentineがこの原因と考えられている。しかし(1)serpentineに伴う磁気異常がない事、(2)同じ三波川帯でもgraphiteの少ない砂質片岩から成る地域では、高い見かけ比抵抗値が報告されている事から、低比抵抗層の原因としてやはりgraphiteがもっともらしいと考えられる。また高温及びそれに伴う部分溶融が低比抵抗層を作りうる。しかし、この地域でのキュリー点深度は10kmであり⁸⁾キュリー点を580度と考えて内挿すれば、深さ5kmでは300度以下である。よって低比抵抗の原因が高温や部分溶融にある可能性はないと考えられる。

10k Ω mブロックは観測地域内で地表に露出していないので地質学的データはない。しかし三波川帯の地下数kmで地震波速度が急増するようであるので⁴⁾、10k Ω mブロックは

地表に露出している三波川変成岩とは異なる性質の岩体であると考えられる。本研究では10k Ω mブロックの比抵抗値・地震波速度共に領家花崗岩の値と似ている事から、このブロックを「花崗岩質岩体」と考える。この深さでの温度を考えれば、この解釈は実験結果と矛盾しない。

B. 中央構造線 (MTL) の地下での形状

地下比抵抗モデルによると、地表でMTLに相当する比抵抗境界は地下数kmまでは緩い北傾斜で存在している。同測線の反射地震探査、重力探査の結果もMTLに相当する物質境界を見いだしている(伊藤他、私信)。

MTLが北落ちの形状である事は、何を意味するのであろうか。近年、brittle-ductile transition zoneに形成された水平デタッチメントが上部地殻を大きく変形させる事が指摘されている⁹⁾。特に断層(thrust)がこの水平デタッチメントに続く場合、狭い幅で大きな上部地殻の変形が生じる¹⁰⁾。MTLに沿う変形が大きい事とMTLが緩い北落ち断層であることから、MTLは地下深部で水平デタッチメントに移化する断層であるのかもしれない。あるいは西南日本が大規模な褶曲とデタッチメントで形成されたとする仮説¹¹⁾と合うのかもしれない。いずれにしても水平横ずれに伴った西南日本形成説は再考を要する。

C. 三波川変成岩の地下での分布

A. によると、三波川変成岩は地下約5km以浅に分布し、5km以深にはこれと物性の異なる岩体が存在するようである。これから2通りの三波川変成岩の産状が考えられる。(1)三波川変成岩の厚さは高々5kmでありその下には全く別の岩体(花崗岩等)が分布している。(2)三波川変成岩は地下約5km以浅graphite-rich、5km以深ではgraphite-poorになる。

これら2つの三波川変成岩の産状と変成過程はどんな関係にあるのか。ある広域高圧変成岩の形成過程モデル¹²⁾ -沈み込んだ海底堆積物が地下深部で溜り続け、最終的に地表に変成岩が押し出される-に照らし合わせてみる。(1)ならば三波川変成岩は単純に地下深部から地表に露出したのではなく、先にあげたデタッチメントと関係があるのかもしれない。また(2)であれば、沈み込んだ海底堆積物の鉱物や変成度が、時代と共に変化した為に同じ三波川変成岩中で物性の違いが生じたのかもしれない。より議論を進めるためには、三波川帯上でのさらに詳しい観測が必要である。

5. まとめ

MT法を用いて、中央構造線(MTL)を横切る断面で地殻の電気伝導度構造を求めた。1992年徳島県脇町周辺で電磁気観測を行い17.4kHz~0.01Hzの周波数帯について、種々の周波数における見かけ比抵抗値及び位相差を算出した。これらの観測値を説明する2次元地下比抵抗構造モデルを作成し、モデルから次のことがわかった。

- (1) MTLの北側には200 Ω mブロック、南側には10 Ω mブロックが存在する。地表で中央構造線に一致する比抵抗境界は地下約数kmまで緩く北に傾斜している。
- (2) 10 Ω mブロックは地下約5km以浅に存在し、その下には10k Ω mブロックが存在する。

比抵抗モデルと地質分布との対応などから、次のように結論を得た。

(1) 中央構造線は北落ちで地下約数kmまで続いている。

(2) 三波川変成岩は地下約5km以浅に分布する。

これらの特徴はbrittle-ductile transition zoneに形成された水平デタッチメントに伴う上部地殻の変形と関係するのかもしれない。

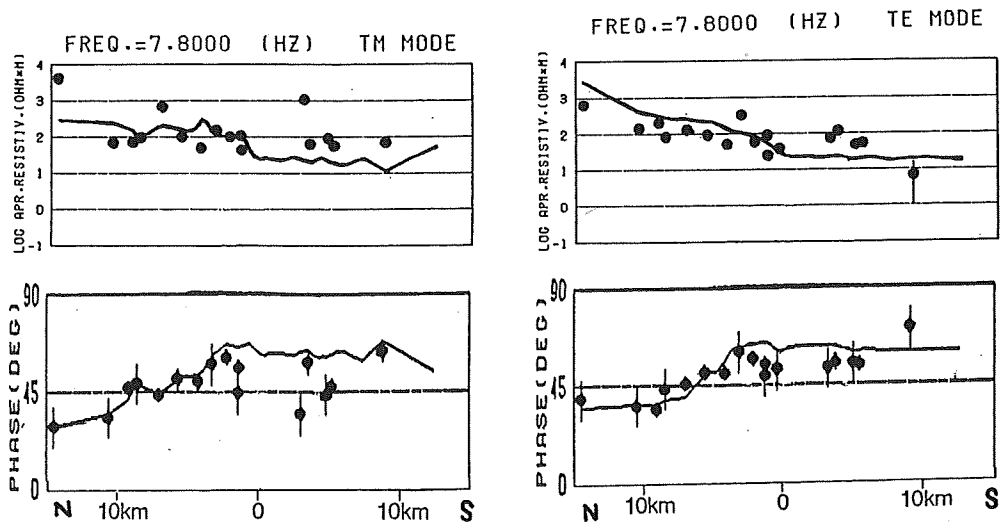
謝辞：京都大学防災研究所住友則彦教授からは観測機材を借用し、また有益な助言を頂いた。また北九州職業訓練短期大学校下泉政志先生からは観測機材を借用した。

引用文献

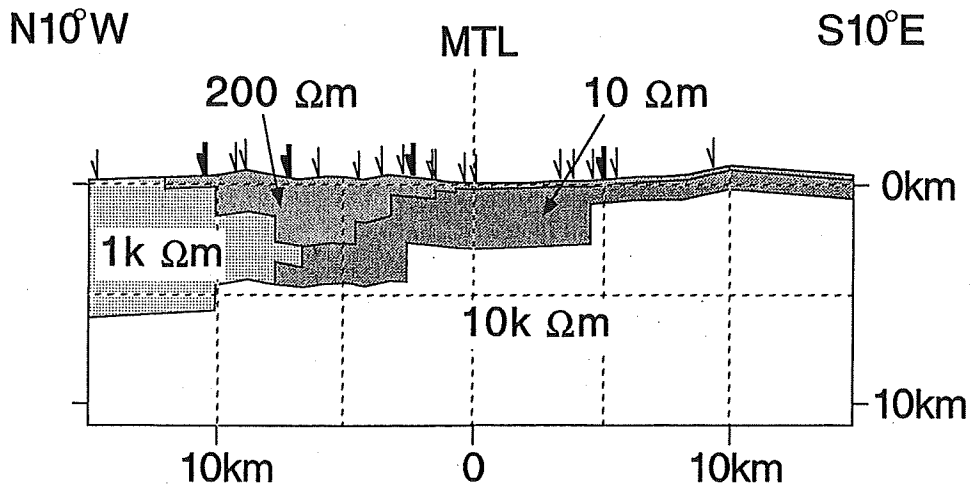
- 1) 由佐悠紀他, 地震, 45, 199-212 (1992)
- 2) 青木治三他, 地震, 27, 104-109 (1974)
- 3) Hyndman, R.D. et al., Geophysics Journal Int., 98, 343-365 (1989)
- 4) 木村昌三他, 高知大学学術研究報告, 40, 63-70 (1991)
- 5) 橋本光男, 日本の変成岩, 56-62, 岩波書店 (1987)
- 6) Duba, A.G. et al., Geophysical Research Letters, 9, 1271-1274 (1982)
- 7) 大久保晃他, CA論文集55-72 (1989)
- 8) 大久保泰邦, 地質ニュース, 362, 12-17 (1988)
- 9) 伊藤谷生, 月刊地球, 号外5, 108-110 (1992)
- 10) 池田安隆, 月刊地球, 号外5, 117-120 (1992)
- 11) 磯崎行雄他, 地質学雑誌, 97, 431-450 (1991)
- 12) Platt, J.P. et al., 科学, 61, 535-543 (1991)



第1図. 四国東部の地質分布と観測点の分布。●=VLF-MT (17.4kHz)、ELF-MT(26.6Hz~7.8Hz)。★=VLF-MT、ELF-MT、ULF-MT (0.2Hz~0.01Hz)。AMT (17.4kHz~4.2Hz)=SITE 20,23,27,31。太点線=中央構造線。細点線=反射地震探査の測線



第2図. 7.8Hzのみかけ比抵抗値(上)と位相差(下)。横軸に中央構造線からの距離を取っている。黒丸が観測によって得られた値。実線が第3図のモデルに基づいた計算によって得られた値。



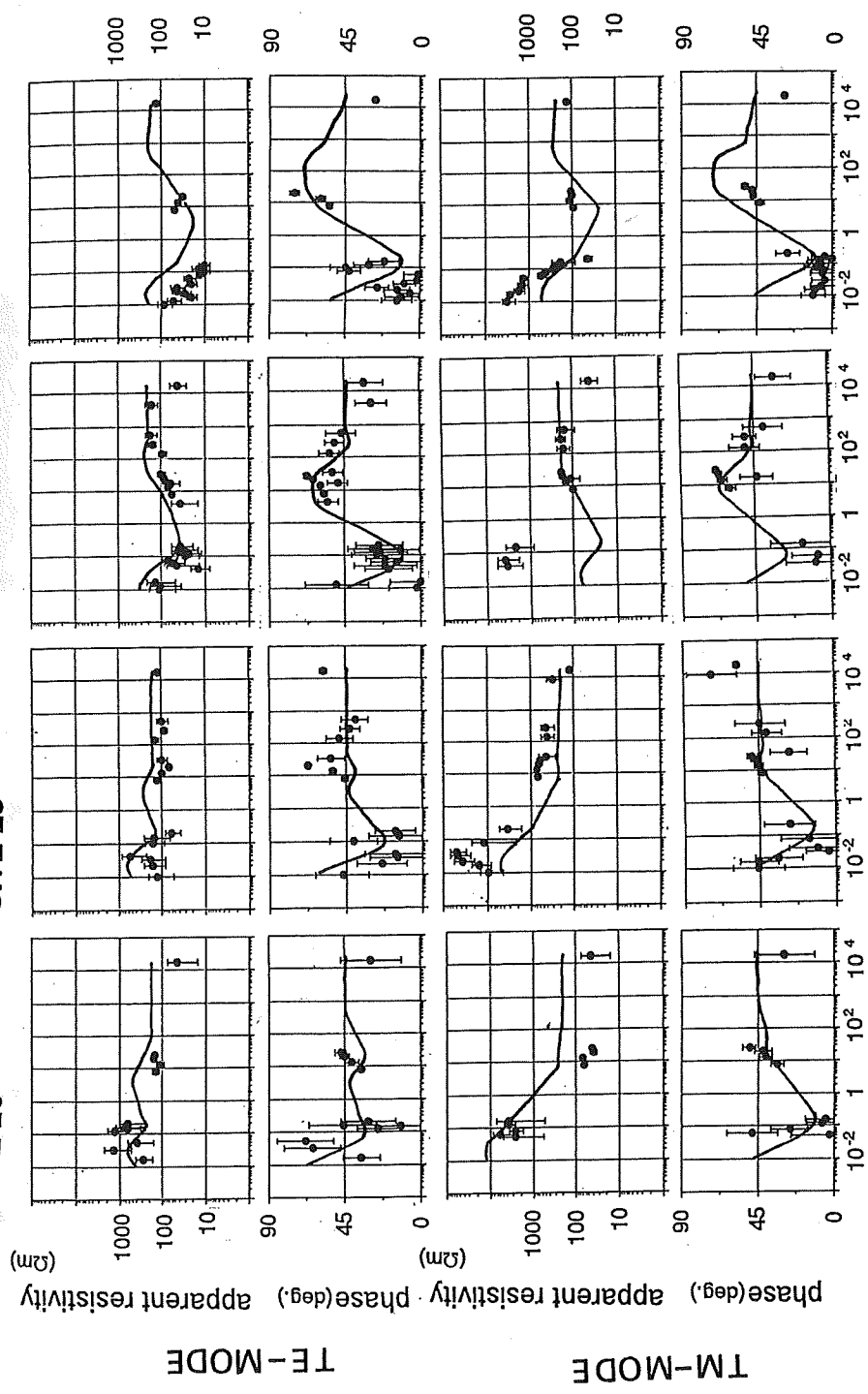
第3図. 2次元比抵抗モデル。最適モデル。鉛直断面。

SITE 20

SITE 23

SITE 27

SITE 41



TF-MODE

TM-MODE

FREQ(Hz)

第4図. SITE 20,23,27,41の地点で得られたみかけ比抵抗値及び位相差。TEモード $=H_{N10W} \cdot E_{N80E}$ 、TMモード $=H_{N80E} \cdot E_{N10W}$ 。横軸は周波数。黒丸が観測によって得られた値。実線が第3図のモデルに基づいた計算によって得られた値。