

口永良部島火山における MT 法比抵抗構造調査

京都大学防災研究所 神田 径・森 真陽

秋田大学工学資源学部 坂中 伸也

東京大学地震研究所 Wahyu Srigutomo

浅利 晴紀・鍵山 恒臣

1. はじめに

口永良部島は、屋久島の西約 15km に位置する火山島である(図 1)。東西 2 つの島が結合したひょうたん型をしており、それぞれ複数の成層火山から構成される^{1,2)}。年代測定が行なわれていないため、火山体の年代は不明である。しかしながら、島内に広く分布する鬼界テフラが、島の中央部に位置する新岳と古岳を覆っていないことから、これらが 6300 年前より新しい時代に形成されたことは確かである³⁾。記録に残っている 1841 年以降の噴火は全て新岳の活動であるが、数百年前頃までは古岳もマグマ噴火を行っていたと推察される地質学的証拠も存在する³⁾。最近でこそ、新岳東で起こった 1980 年の割れ目噴火を最後に火山活動を休止しているが、過去に数年から数十年の間隔で水蒸気爆発を繰り返し、甚大な被害をもたらしてきた危険な火山である。本稿は、2000 年度に実施された口永良部島火山集中総合観測の中から、火山体の比抵抗構造調査について報告する。なお、口永良部島火山における地下構造研究は過去に行なわれていない。

2. 観測の概要

2000 年 12 月 3～8 日にかけて図 1 に示した合計 13 点で VLF・ELF 帯の MT 法による比抵抗調査を行なった。水蒸気爆発や熱の輸送に密接に関連する地下水の賦存状況を、火山体浅部の比抵抗構造により推定することが目的である。また、表層付近に低比抵抗層が存在する場合には、ELF 帯の周波数では海水面程度までの探査深度が得られないことも考えられるので、K01, K04, K07 の 3 点では、より大きな探査深度が得られる ULF 帯の MT 観測も行なったが、器械の出すノイズ等のため解析に耐えられるデータは取得できなかった。測定には、いずれもテラテクニカ製の VL-101, EL-539, U-43 を使用した。

VLF - MT 法は、潜水艦の通信用にほぼ常時発信されている VLF 帯の電波を利用して、地磁気・地電流法(MT 法)から地下の比抵抗を推定する方法である。使用した VL-101 は、宮崎県

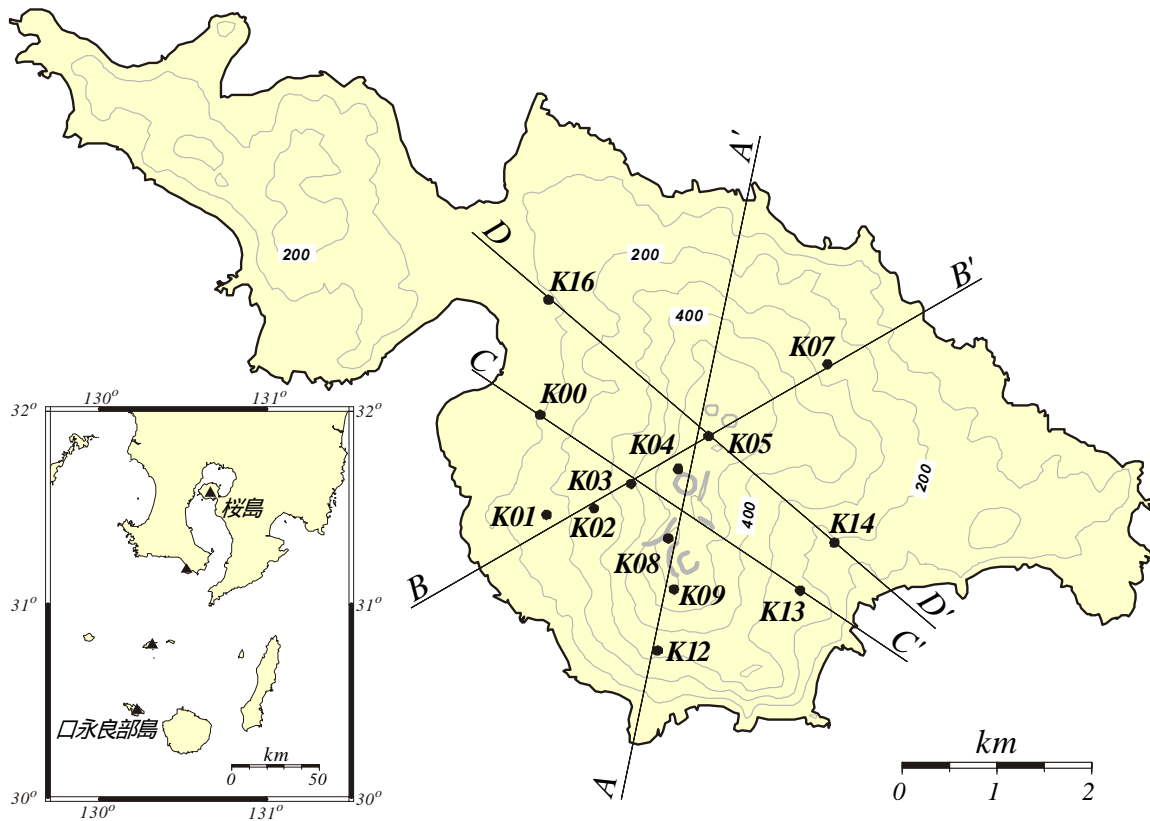


図1. 口永良部島位置図およびMT観測点の配置。A - A'・B - B'・C - C'・D - D'は図3で示した比抵抗断面に対応する。

えびの市のVLF局から送信されている周波数22.2KHzの電磁場を測定し、見かけ比抵抗と位相差を推定することができる。測定では、表層の電場distortionの影響を低減するために、ELF-MTの電場測定領域内の2方向(電波到来方向と東西方向)で電極間隔10mの尺取虫的な測定を行なった。

ELF-MTの測定にはEL-539を2台用いた。EL-539は、商用電源50/60Hzとその高調波のノッチフィルター、および6.3s-40Hzのバンドパスフィルター(現在は6.3s-100Hz)を通過した水平電場2成分と磁場3成分を、512Hzサンプリングでフラッシュメモリへ記録する。データはGPSにより時刻同期されているので、リモートファレンス⁴⁾のための参照点をK00(図1)に1台設置し、観測期間中移動せずにデータを取得した。他の12点については、もう1台の測定器を用いて各20~30分の測定を移動しながら行なったが、器械のバグや観測ミスなどいくつかのトラブルが重なったため、必ずしも全ての点でK00と同期したデータが取れているわけではない。以下の解析でリモートファレンス処理を行なったのは13点中8点(K01, K02, K03, K04, K07, K12, K13, K16)である。

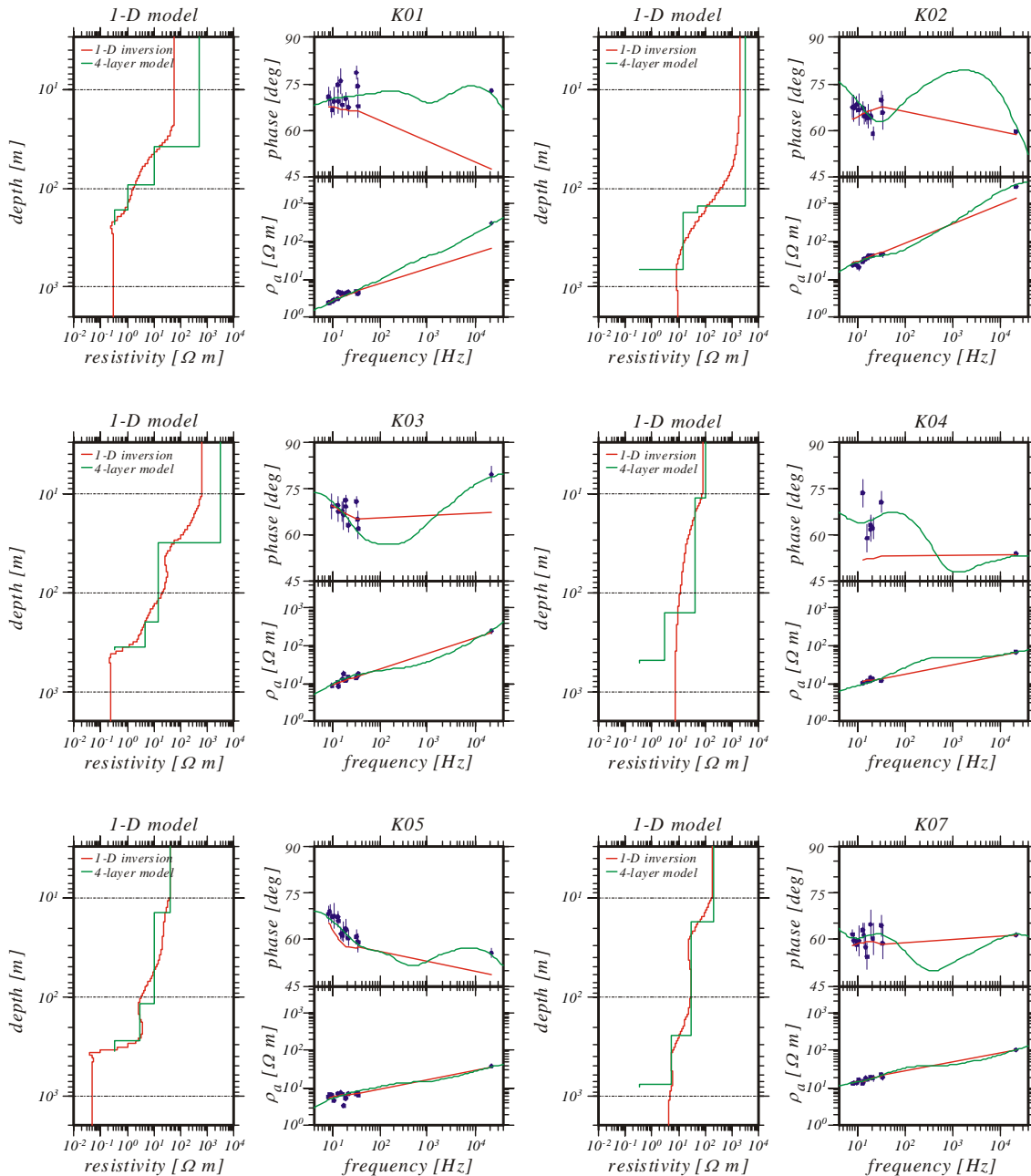


図 2(a). 観測データから得られた探索曲線と一次元モデルによるフィッティング。太線は 4 層構造フォワードモデル。細線は、平滑化インバージョンの結果。K01,K02,K03,K04,K05,K07 の結果を表示。

3. 解析結果

解析には、ロバストリモートリファレンス推定法^{5,6)}に基づくプログラム(RRRMT-Ver.8)を使用した。FFT 長 0.5 秒のデータを入力とし、4-34Hz についてのインピーダンステンソルを推定した。従来の ELF - MT 法では、この周波数帯のソースとして最も強く安定したシューマン共鳴周波数(8, 14, 20, 26Hz)における値が採用されてきた⁷⁾が、観測条件によっては質の高いデータが得られないこともあるので、今回は、各周波数で 2 乗 coherency が 0.3 を超えたものを全て採用した。

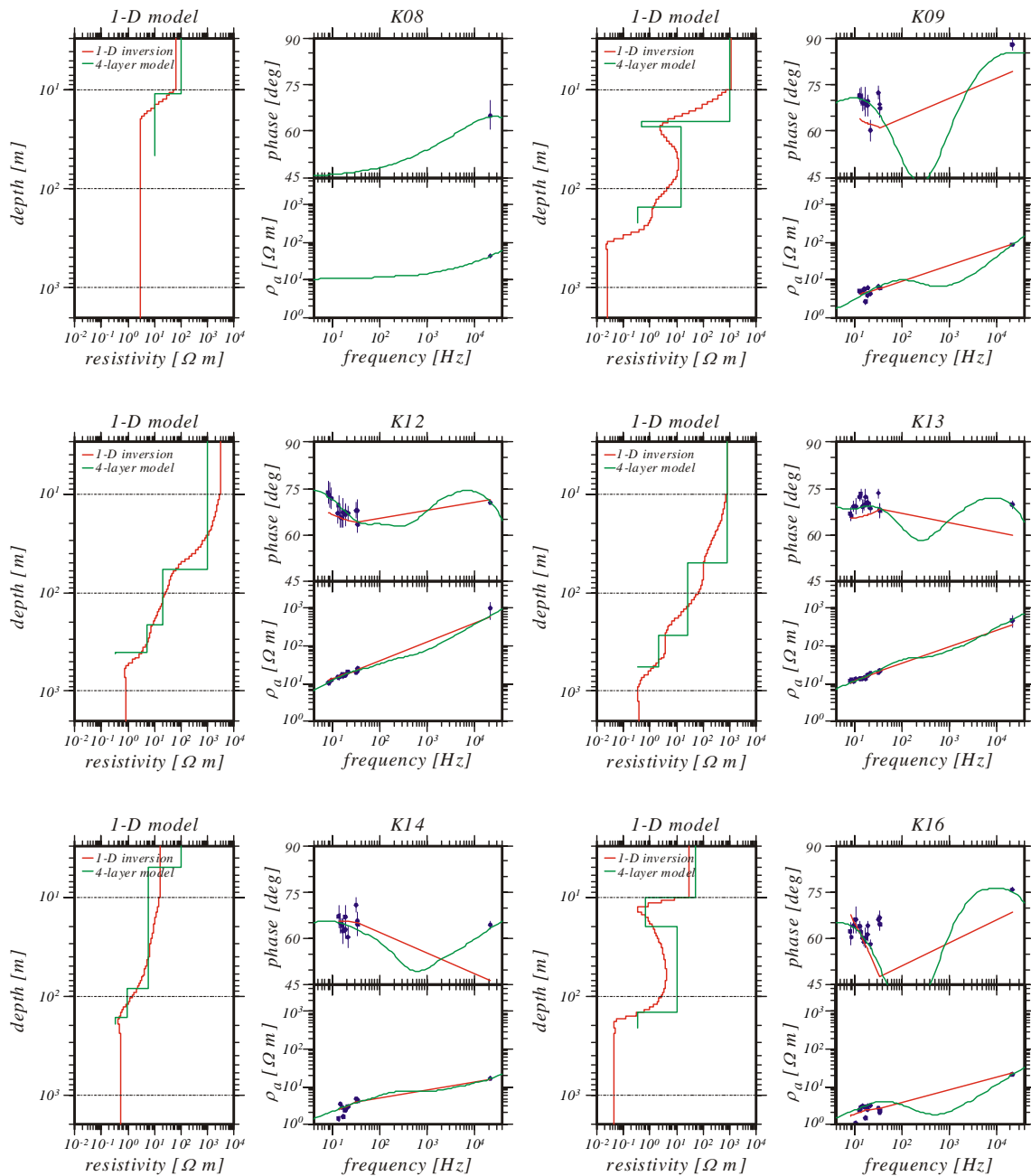


図 2(b). K08, K09, K12, K13, K14, K16 における探査曲線および一次元解析の結果。

一次元構造の推定には、座標系の回転に対して不変であるインピーダンステンソルの行列式から算出した見かけ比抵抗と位相を用いた。表層に制約を与える VLF - MT の値は、測定したデータのうち、電波到来方向に測定したデータを平均して用いた。

図 2(a) ~ (c)に、各測定点における見かけ比抵抗と位相、及びそれらの値を用いて一次元解析した結果を示す。K08 については、2 乗 coherency が 0.3 を超える応答が得られなかったため、VLF - MT の値のみ示している。全ての観測点で ELF 帯周波数の見かけ比抵抗は数 m ~ 数十 m と低い値を示し、位相も 60 度以上の高い値を示している。VLF - MT の結果だけ見ても、

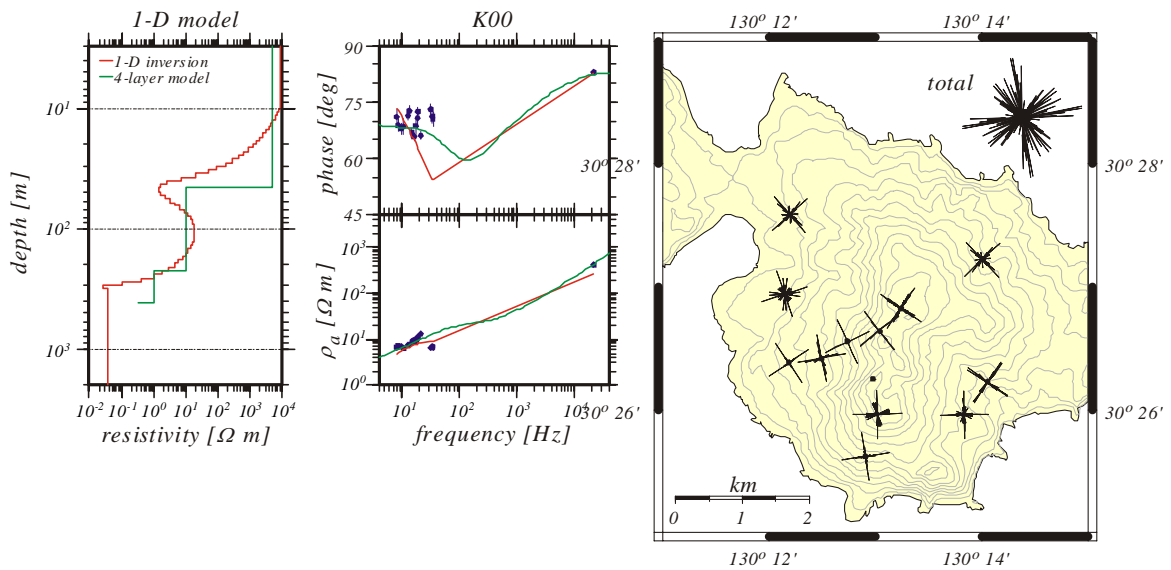


図 2(c). K00 の調査曲線と一次元解析結果。(d). インピーダンステンソルの主方向の頻度分布。方向には 90 度の任意性がある。total は全観測点の総和を表している。

位相は全て 45 度以上であり、山頂部の K04 と K05 を除けば 60 度以上であることから、地下の比較的浅いところから極めて低い比抵抗値を示す層が広く存在していることが示唆される。

図 2(d)には、周波数毎にテンソルの対角成分の 2 乗和が最小となるように座標系を回転して得られたインピーダンステンソルの主方向⁸⁾の頻度分布を表している(方向には 90 度の任意性がある)。各観測点では、概して島の走行と同じ北西 - 南東(北東 - 南西)方向を示す傾向があるが、南側の観測点(K09, K12, K13)では、むしろ南北(東西)方向に近い。新岳および古岳という新しい年代の火山体の走行が南北方向であることを反映しているのかもしれない。

一次元モデルは、平滑化制約付きインバージョンの結果と 4 層構造を仮定したフォワード計算の結果をあわせて表示している。ELF - MT の測定より高い周波数には VLF - MT(22.2KHz) のデータしかないため、インバージョンでは平滑化の制約が強く働き、VLF - MT の値にフィッティングしていない点が多い。一方、4 層構造モデルでは、最下層を海水の比抵抗値と同等の 0.33 m で固定し、ELF・VLF 両データにフィットするように、トライアンドエラーでその上位 3 層の比抵抗値と層厚および最下層の有感度深度を推定した。データから予想されたように、表層を除いて全体的に抵抗の低いモデルが推定されており、従って探査深度も 200m ~ 800m 程度と小さい。

図 3 は、図 2(a) ~ (c)で示した 4 層構造モデルを A - A'・B - B'・C - C'・D - D' の各測線に沿って示したものである。一つの特徴として、山麓部では海面付近で抵抗の低い層に到達しているのに対し、山頂部では表層から低く、最下層までの深さも浅くなっている。特に、古岳火口南の測定点(K09)では、VLF - MT の位相が 90 度に近いたため、表層の極浅いところに 1 m 以下の低比抵抗層が得られ、探査深度も小さい。図 2(d)で示した主方向で K09 では 2 系統の方向

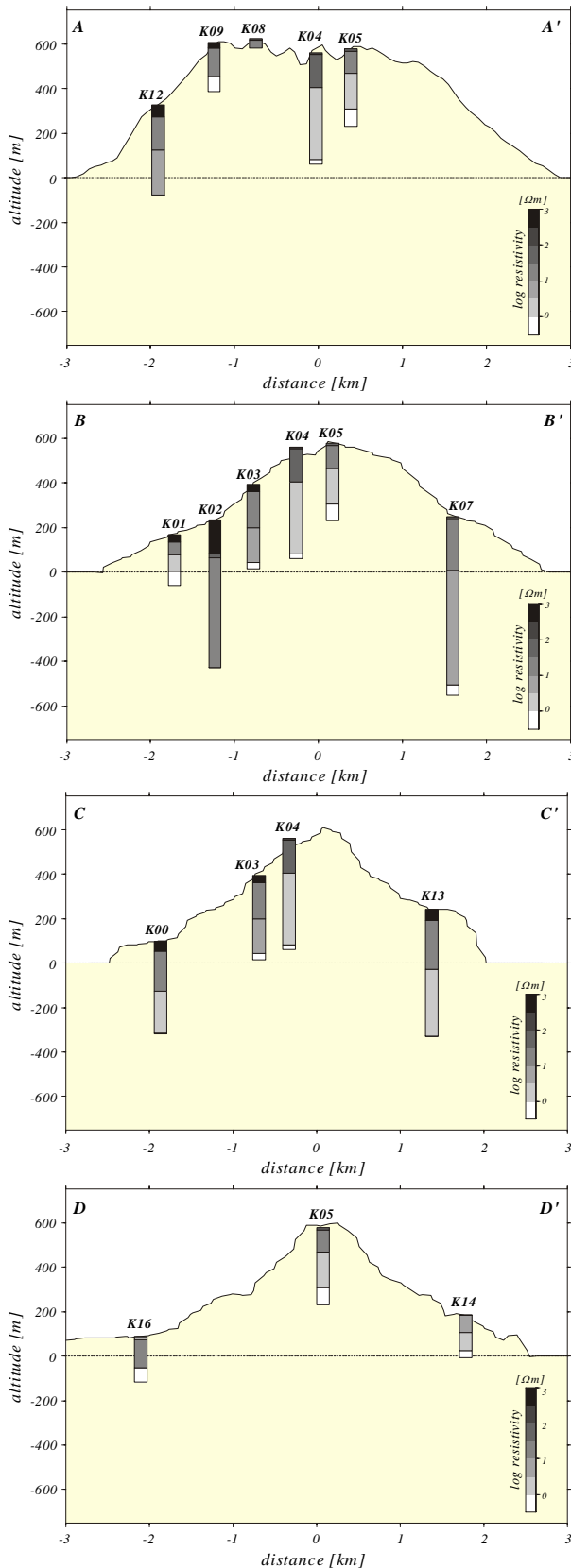


図3. A - A'・B - B'・C - C'・D - D'測線(図1)に沿った4層構造モデルの結果。測定点の標高を基準とした深さで表現している。

が見えること、古岳火口内では現在も硫黄活動を行なっていることを考えると、硫黄など抵抗の低い物質の3次元分布を一次元構造で無理やり表現しているためと思われる。一方、新岳火口に最も近いK04ではそのような特徴が見られず対照的である。火山性地震の震源分布が新岳火口直下に集中し、古岳では地震が起こっていない^{9,10}ことと構造の違いが関係している可能性もある。また、山体北東斜面(K07)ではやや高い比抵抗値を示し、探査深度も最も大きく他の山麓の点とは少し様相が異なる。理由はよくわからないが、新岳や古岳に比べて古い火山体での測定であることに起因しているのかもしれない。K02も同様に他より大きな探査深度が得られているが、この場所は表層の比抵抗が高い土石流堆積物上で測定を行なっているためと考えられる。

4. おわりに

2000年度に実施された口永良部島火山集中総合観測において比抵抗構造調査を行なった。今回の調査では、地下200~800mまでの大まかな構造の特徴をつかむことができ、全体的に非常に低比抵抗であるということがわかった。しかしながら、ELF・VLF-MT法では測定する周波数帯が連続しておらず、詳細な構造を推定するまでには至っていない。今回得られた結果を参考にして、将来的に広帯域MT探査などを行なう必要がある。

謝 辞

本研究を行なうにあたって、鹿児島県消防防災課、上屋久町総務課・口永良部島出張所の関係各所には、土地使用などに関して便宜をはかっていただきました。東京大学地震研究所の市來雅啓さん(現:海洋科学技術センター)には、MT 法探査の計画立案に参加してもらいました。また、京都大学防災研究所火山活動研究センターのスタッフ各位に感謝申し上げます。本研究の経費の一部は、文部科学省科学研究費(奨励研究(A): 12740261)、および東京大学地震研究所共同研究プログラム(2000 - G - 10)の援助を受けました。

参 考 文 献

- 1) 松本唯一 (1934): 口永良部島の地質に就いて, 火山第 1 集, 第 2 巻, pp.1 - 19.
- 2) 本間不二男 (1934): 口永良部島火山の地質と火山活動, 火山第 1 集, 第 2 巻, pp.20 - 39.
- 3) 小林哲夫・鳴尾英仁 (1998): 口永良部島の地形・地質, 熊毛の自然, 鹿児島の自然調査事業報告, 5, 鹿児島県立博物館, pp.96 - 103.
- 4) Gamble, T. D., Goubau, W. M., and Clarke, J. (1979): Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, Vol.43, pp.53 - 68.
- 5) Chave, A. D., Thomson, D. J., and Ander, M. E. (1987): On the robust estimation of power spectra, coherences, and transfer functions, *J. Geophys. Res.*, Vol.92, pp.633 - 648.
- 6) Chave, A. D. and Thomson, D. J. (1989): Some comments on magnetotelluric response function estimation, *J. Geophys. Res.*, Vol.94, pp.14215 - 14225.
- 7) 例えば, 鍵山恒臣・増谷文雄・井口正人 (1993): 諏訪之瀬島火山の ELF, VLF - MT 測定, 第 2 回諏訪之瀬島火山の集中総合観測, pp.55 - 66.
- 8) Vozoff, K. (1972): The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, Vol.37, pp.98 - 141.
- 9) 山本圭吾・井口正人・高山鐵朗・石原和弘 (1997): 1996 年口永良部島火山の地震活動の活発化について, 京都大学防災研究所年報, Vol.40 B-1, pp.39 - 47.
- 10) 井口正人・山本圭吾・高山鐵朗・前川徳光・西村太志・橋野弘憲・八木原 寛・平野舟一郎 (2001): 口永良部島火山における火山性地震の特性 - 2000 年集中総合観測 -, 京都大学防災研究所年報, Vol.44 B-1, pp.317 - 326.

(Received on October 17, 2001)