

第 1 章 地殻変動に基づく火山活動度判定手法の研究

1.1 伊豆大島の有限要素モデルと圧力源推定への効果

1.1.1 はじめに

伊豆大島では、マグマ活動に伴う火山性地殻変動が観測されており、噴火活動に至るマグマシステムを明らかにするため、数多くの地殻変動観測網が構築されている。しかし、伊豆大島は火山島であるため、地殻変動観測点を展開するにも陸域に限られるという制約が生じる。このため、マグマ活動の圧力源を推定する際、とくに深さ方向の決定精度が水平方向に比べて劣る。圧力源の深さの精度は、マグマ活動を把握する上で重要であるため、弾性パラメータ等の地下構造を考慮したモデル（以下、ソリッドモデルと呼ぶ）を構築する必要がある。伊豆大島では、いくつかの地下構造推定の研究がなされている。Onizawa et al.(2002)は、自然地震と重力値を用い、地震波速度構造と密度構造の同時インバージョンを行った。Mikada et al.(1997)は遠地自然地震から、強い散乱体の分布を示した。伊藤（2003）は、爆薬を用いた人工震源で得られた地震データから速度構造を推定した。しかし、推定された構造を適用したソリッドモデルはこれまでほとんど作成されておらず、圧力源の推定は専ら均質半無限弾性体を仮定して行われている。本節では、有限要素法による計算で精度の高い圧力源を求めるための伊豆大島のソリッドモデルの作成について報告し、本ソリッドモデルを用いる場合と用いない場合で、見積もられる圧力源パラメータがどのように異なるかについての比較を行う。

1.1.2 ソリッドモデル

ソリッドモデルを作成するには、地下の剛性率 μ の空間分布を知る必要がある。一般に μ を直接的に探査することは困難である。そこで、地震波の速度構造から間接的に求める手法をとることにする。

弾性体では、P 波速度 V_p 及び S 波速度 V_s は、

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \quad \dots\dots(1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \dots\dots(2)$$

となる。ここで、 λ 、 μ はラメ定数、 ρ は密度である。

いま、ポアソン比 σ が 0.25 の媒質であると仮定し、

$$\lambda = \mu \quad \dots\dots(3)$$

とすると、(1)式は、

$$V_p = \sqrt{\frac{3\mu}{\rho}} \quad \dots\dots(4)$$

となるから、剛性率は、

$$\mu = \frac{\rho V_p^2}{3} \quad \dots\dots(5)$$

と表せる。つまり、密度 ρ と P 波速度 V_p の分布を明らかにすることで、剛性率 μ による構造モデルを与えることができる。

P 波速度構造は、伊藤（2003）に準じた。この構造は、爆薬を用いた複数の制御震源から射出された弾性波の初動走時データから、伊豆大島の北北西－南南東方向の測線断面の P 波速度分布を屈折法により求めたものである。Fig. 1.1.1 に、伊藤（2003）による P 波速度構造の解析結果を示す。

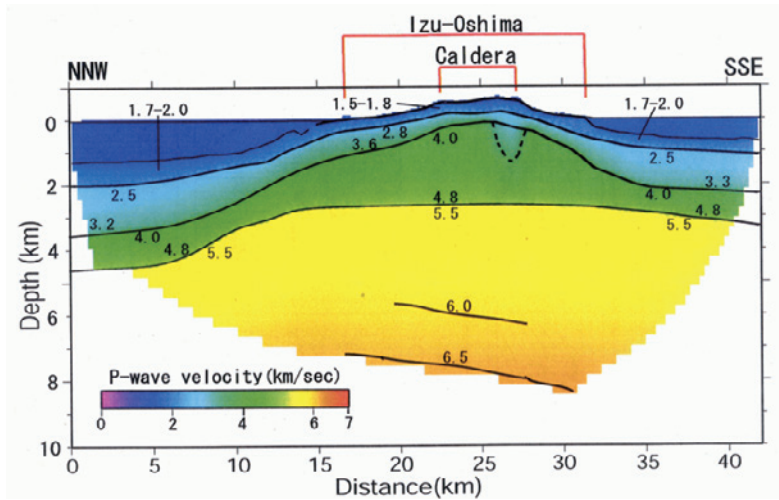


Fig. 1.1.1 P-wave velocity structure of Izu-Oshima Island estimated by active-source refraction survey (Ito, 2004).

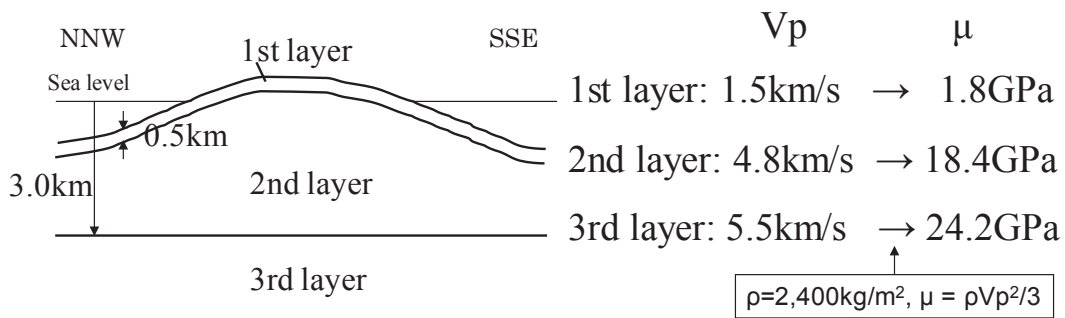


Fig. 1.1.2 Simplified P-wave velocity structure (from Ito, 2004) and rigidity structure adopted in this study.

伊藤 (2003) は、伊豆大島を北北西-南南東に貫く測線において、海拔下約 8km の深さまでの P 波速度を概ね 4 つの層として求めた。本節ではこの地下構造に準じ、伊豆大島全体を深さ方向に異なる 3 種の P 波速度を有するソリッドモデルで再現することにした。厚さ 0.5km の表層部分を 1.5km/sec, その下から海拔下 3.0km までを 4.8km/sec, 海拔下 3.0km 以深を 5.5km/sec の P 波速度とした。密度構造は、 $\rho=2,400\text{kg/m}^3$ の一様媒質とした。(5)式から、3 層の剛性率は、1.8GPa, 18.4GPa, 及び 24.2GPa となる (Fig 1.1.2)。

ソリッドモデルの中心は三原山火口直下の海拔 0m を中心とし、上面が地表形状を反映した海拔下 3km までの半径 8km の六角柱を、上面が海底地形を反映した海拔下 120km までの半径 120km の六角柱の中にネスティングする構造とした。地表面の分割形状は基本的に正三角形とした。また、内側の半径 8km までの六角形内は一辺 0.5km の三角形、それより外側は一辺 8km の三角形となる正四面体形状とした。Fig 1.1.3 に 3 層構造を示す。なお、陸域の地形は国土地理院 (1997) による 50m 間隔の数値地図を、海底地形は海上保安庁が公開している 500m 間隔の水深データ J-EGG500 を用いた。

1.1.3 解析解により推定される圧力源の構造モデルによる違い

簡易な有限要素法による計算,あるいは解析解による圧力源推定においては、ソリッドモデルを $\mu=3.0\sim 4.0\times 10^{10}\text{Pa}$, $\sigma=0.25$ の均質半無限媒質と仮定する場合をよく見受けるが、 $\rho=2,500\text{kg/m}^3$ と仮定した場合の Vp は 6.0~6.9km/sec となり、実際の火山体の速度構造を反映していない。つまり、浅部の低 Vp が反映されていない。前項で示したとおり、下層が $Vp=5.5\text{km/sec}$ でも表層が $Vp=1.5\text{km/sec}$ のように小さければ、剛性率に換算すると、それぞれ 1.8GPa と 24.2GPa

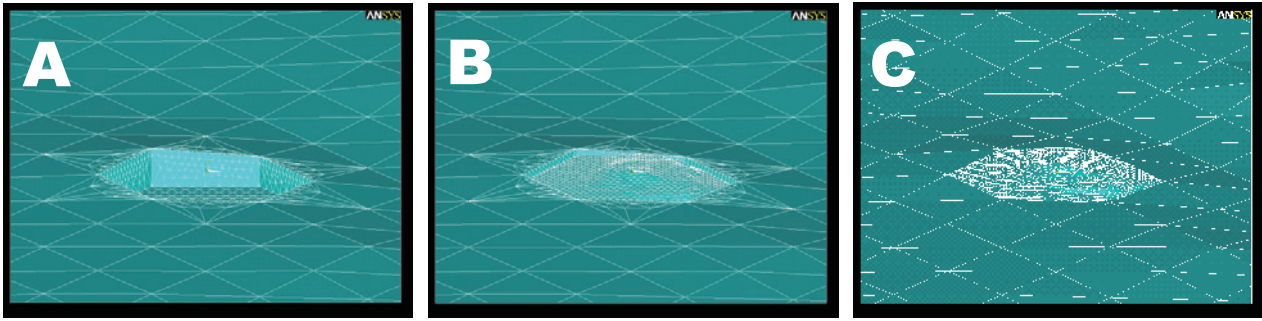


Fig. 1.1.3 Solid model used in this study. (a) Outer layer of 24.2 GPa rigidity and 8 km mesh. (b) Middle layer of 18.4 GPa rigidity and 0.5 km mesh. (c) Inner layer of 1.8 GPa rigidity and 0.5 km mesh.

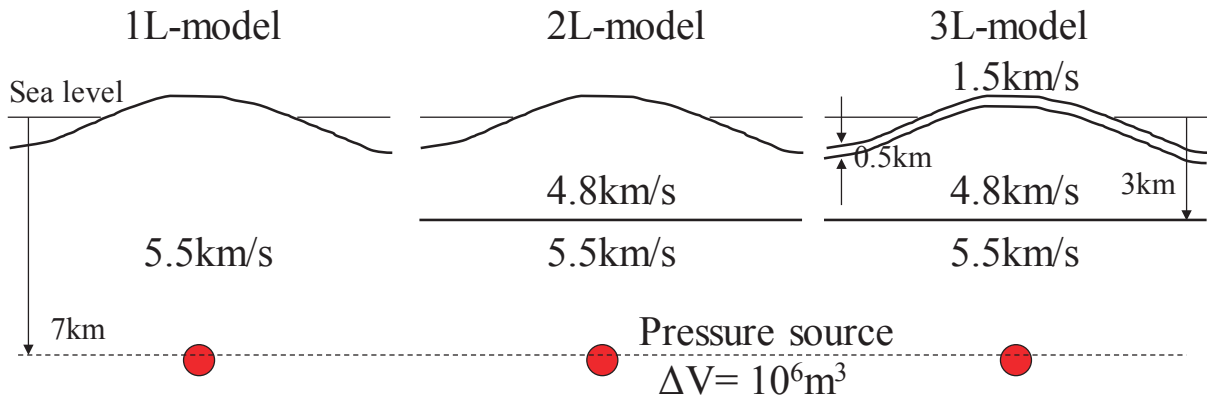


Fig. 1.1.4 Three solid models used to calculate the surface displacement distribution by FEM. 1L-model is a one-layer model with 5.5 km/s P-wave velocity. 2L-model is a two-layer model with 5.5 and 4.8 km/s P-wave velocities. 3L-model is a three-layer model with 5.5, 4.8 and 1.5 km/s P-wave velocities. The pressure source is at a depth of 7 km directly beneath Miharayama.

になり、その違いは 13 倍にもなる。このことから、構造を与えたソリッドモデルを用いて有限要素法で求めた圧力源パラメータと、均質半無限媒質として解析解で推定した圧力源パラメータは大きく異なることも考えられ、その違いがどの程度になるかを把握しておくことは重要である。

均質半無限を仮定して解析解の格子点探索で見積もってしまった圧力源パラメータは、真の圧力源パラメータとどの程度異なるかについて、以下の手順で比較検討を行う。伊豆大島における 3 種類のソリッドモデルに対して、ある圧力源パラメータ（圧力源の緯度、経度、深さ、体積変化量）を与えた場合の地表面変位分布を有限要素法であらかじめ計算しておき、その地表面変位分布を用いて Mogi (1958) の解析解による格子点探索で、圧力源パラメータを再決定し、真の圧力源パラメータと比較する。3 種類のソリッドモデルとは、 $V_p=5.5\text{km/sec}$ に相当する媒質の均質半無限モデル (1L モデル)、海拔下 3km より下方は $V_p=5.5\text{km/sec}$ 、上方は $V_p=4.8\text{km/sec}$ に相当する媒質のモデル (2L モデル)、2L モデルのうち $V_p=1.5\text{km/sec}$ に相当する媒質を厚さ 0.5km の表層におくモデル (3L モデル) である (Fig. 1.1.4)。ポアソン比は $\sigma=0.25$ 、密度は $\rho=2,500\text{kg/m}^3$ の一様とし、完全弾性体と仮定した。3L モデルは、Fig. 1.1.2 に示したモデルと等しく、2L モデル、1L モデルはこれを簡略化したモデルである。

三原火口直下の海拔下 7.00km の位置に球状圧力源を仮定し、 $+1.0 \times 10^6\text{m}^3$ の体積変化に相当する圧力変化を与え (以下、これを基準圧力源と呼ぶ)、上記 3 種類のソリッドモデルを用いて有限要素法によるシミュレーションを行い、伊豆大島の陸域地表面上の 500m 間隔の格子点 416 点の変位分布を計算した。なお、モデルの拘束条件として、ソリッドの底面と側面の変位を不動とした。ソリッドモデル全体の要素数は 56,995 である。なお、有限要素計算は、ANSYS

社の ANSYS ver. 8.0 による。

Fig. 1.1.5 に、1L モデルを用いて有限要素法により計算された地表面 416 点における変位分布を青矢印で示す。この計算結果を用い、 $V_p=5.5\text{km/sec}$ に相当する均質媒質と仮定した解析解の格子点探索により、この変位分布にもっとも一致するような圧力源パラメータを求めた。格子点探索に用いた格子間隔は 10m、体積変化量の間隔は 10^3m^3 とした。解析解は標高も考慮した標高補正茂木モデル（気象研究所，2008）を用いた。これらの条件は、以下、2L モデルと 3L モデルにおいても同様である。推定された圧力源の最適値は、有限要素法計算で与えられた基準圧力源より西に 200m、南に 190m の海拔下 7.40km で、体積変化量は $+1.103 \times 10^6\text{m}^3$ であった。1L モデルは均質媒質であるため、有限要素法による地表面変位の計算結果に対する、解析解を用いた圧力源の格子点探索の結果は、基準圧力源と一致することが予想された。しかし水平方向、深さ方向、及び体積変化量に不一致が生じた。これは、与えられた格子点の領域が制限されていることなどから、正確に基準圧力源と同じパラメータで再決定することができなかったと考えられる。

次に、2L モデルを用いた場合の結果を Fig. 1.1.6 に示す。推定された圧力源の最適値は、基準圧力源より西に 190m、南に 180m の海拔下 6.96km で、体積変化量は $+1.063 \times 10^6\text{m}^3$ であった。深さは、ほぼ基準圧力源と一致している。

最後に 3L モデルを用いた場合の結果を Fig. 1.1.7 に示す。推定された圧力源の最適値は、基準圧力源より西に 200m、南に 150m の海拔下 6.25km で、体積変化量は $+0.970 \times 10^6\text{m}^3$ であった。深さは基準圧力源と比べて 0.75km 浅く見積もられる。これは深さを約 10% の過小見積もりをしていることになる。一方体積変化量は基準圧力源より $0.030 \times 10^6\text{m}^3$ 小さいが、3% の過小見積もりをしているに過ぎない。

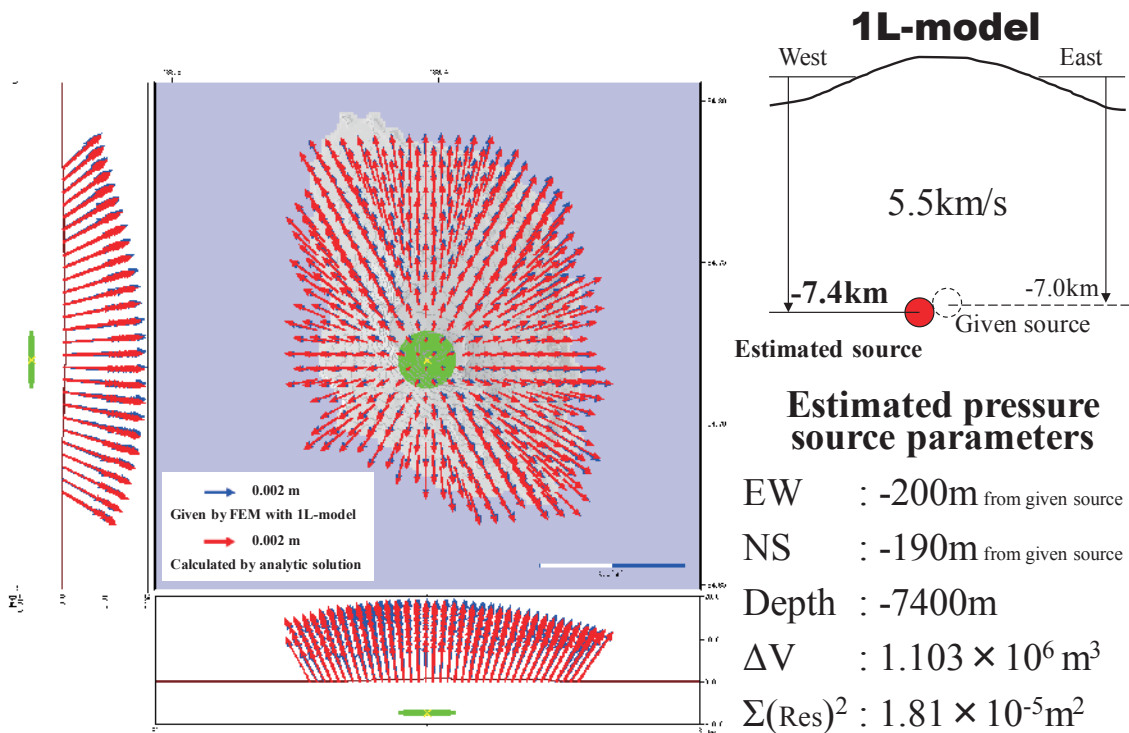


Fig. 1.1.5 Pressure source estimated by analytic solution, using the surface displacement distribution from a 7-km-deep source by FEM with 1L-model.

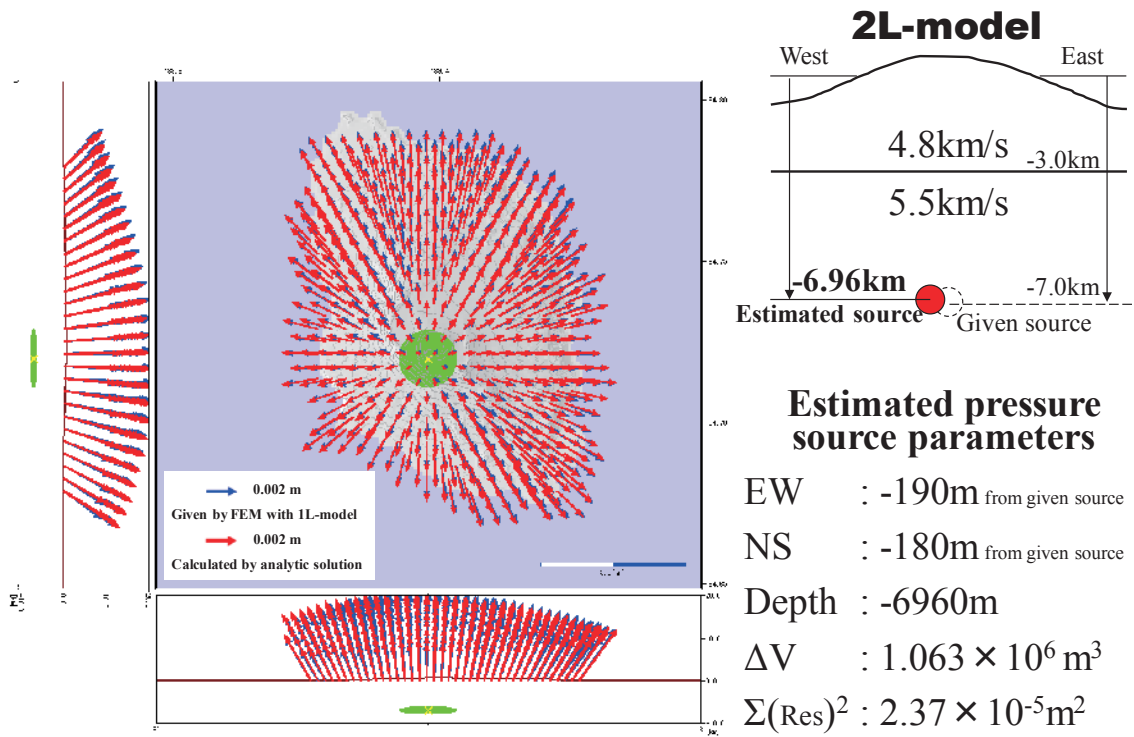


Fig. 1.1.6 Pressure source estimated by analytic solution, using the surface displacement distribution from a 7-km-deep source by FEM with 2L-model.

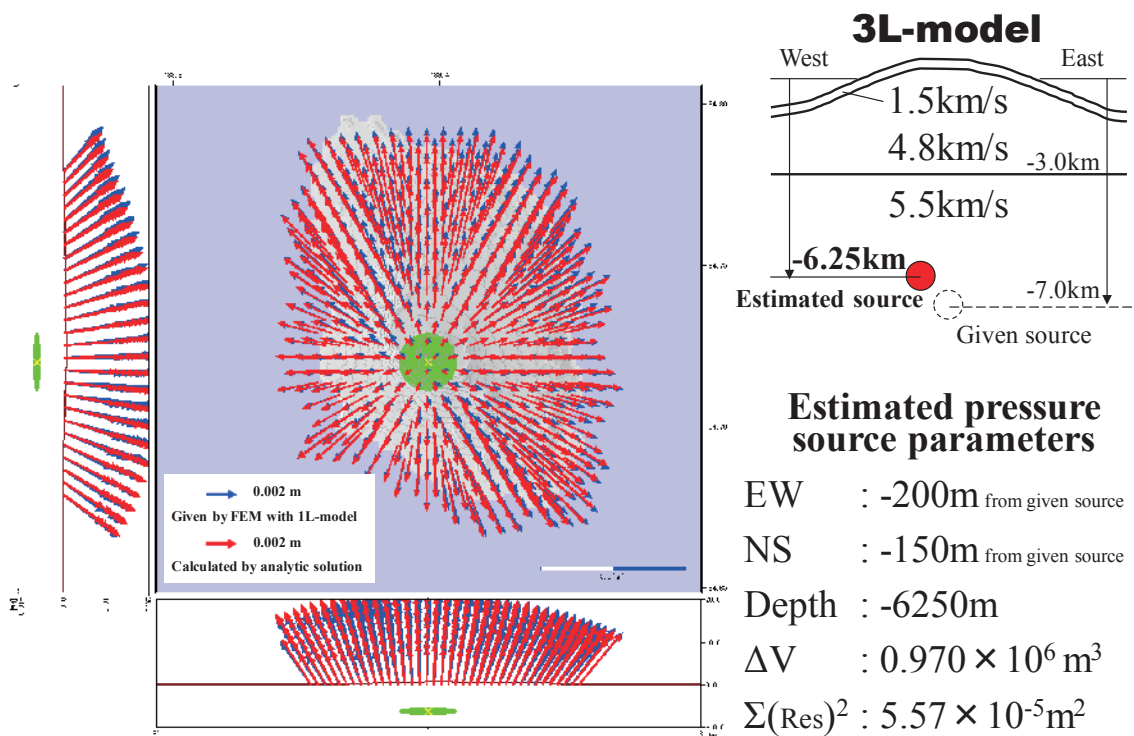


Fig. 1.1.7 Pressure source estimated by analytic solution, using the surface displacement distribution from a 7-km-deep source by FEM with 3L-model.

また、いずれのモデルの結果も、水平位置の見積もりは基準圧力源の西 190~200m, 南 150~190m となっている。これは、基準圧力源が島の中心よりもやや南西よりに位置するため、地表面格子の分布が相対的に基準圧力源の南西側に少なくなった。このため、解析解の格子点探索による水平位置の見積もりが系統的に基準圧力源の南西側にシフトしてしまったものと予想される。

1.1.4 まとめと考察

伊豆大島において地殻変動観測データを用いてより正確な圧力源を推定することを目的に、3層の異なる剛性率からなる有限要素法計算のためのソリッドモデルを作成した。

このソリッドモデルとこれを簡略化した2層及び1層のソリッドモデルを用い、均質半無限媒質を仮定して解析解の格子点探索で見積もってしまった圧力源パラメータは、真の圧力源パラメータとどの程度異なるかについての比較検討を行った。その結果、1Lモデル、2Lモデルで見積もられた圧力源の深さは、基準圧力源と比べてほぼ変わらず、それぞれ0.40km深く、また0.04km浅く見積もられた。一方、3Lモデルでは、基準圧力源と比べて0.75kmも浅く見積もられ、これは深さを約10%も過小見積もりしていることになる。1Lモデル、2Lモデル及びL3モデルの体積変化量は、基準圧力源と比べてそれぞれ $+0.103 \times 10^6 \text{m}^3$ 、 $+0.063 \times 10^6 \text{m}^3$ 、 $-0.030 \times 10^6 \text{m}^3$ となった (Fig. 1.1.8)。体積変化量は深さに依存するが、L3の深さは基準圧力源と大きく異なったが、深さについては、3つモデルの中では基準圧力源に最も近い値となった。

より剛性率の小さい (P波速度が小さい) 浅い層を考慮せずに圧力源を推定すると、深さは過小に見積もられる。それは、圧力源から斜め上方に伝播する歪みが、より剛性率の小さい層では外側に広がってしまうため、地表面で観測される変位分布を用いると、均質半無限媒質で仮定して解析解で見積もってしまった圧力源は浅く計算される。Fig. 1.1.9にその概念図を示す。

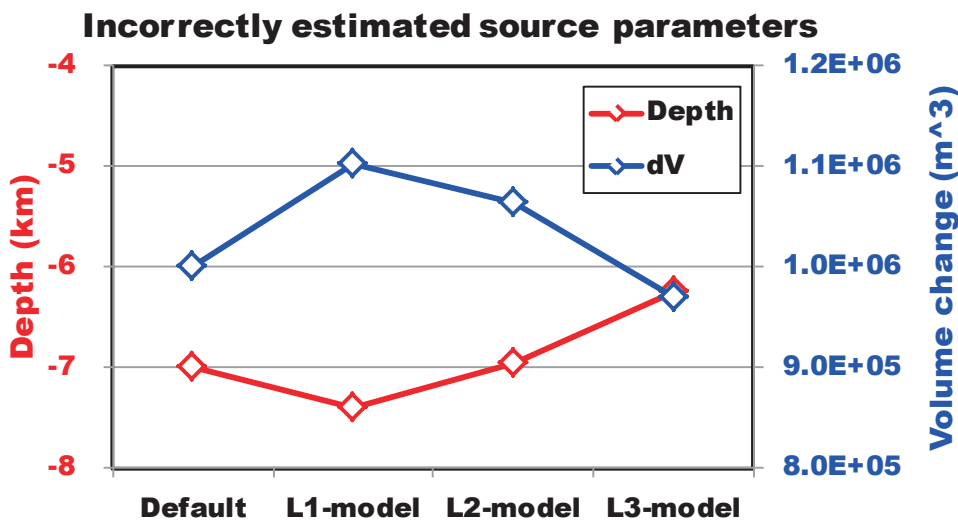


Fig. 1.1.8 Incorrectly estimated source parameters from L1-model, L2-model and L3-model from the analytic solution with a homogeneous half-space medium.I.

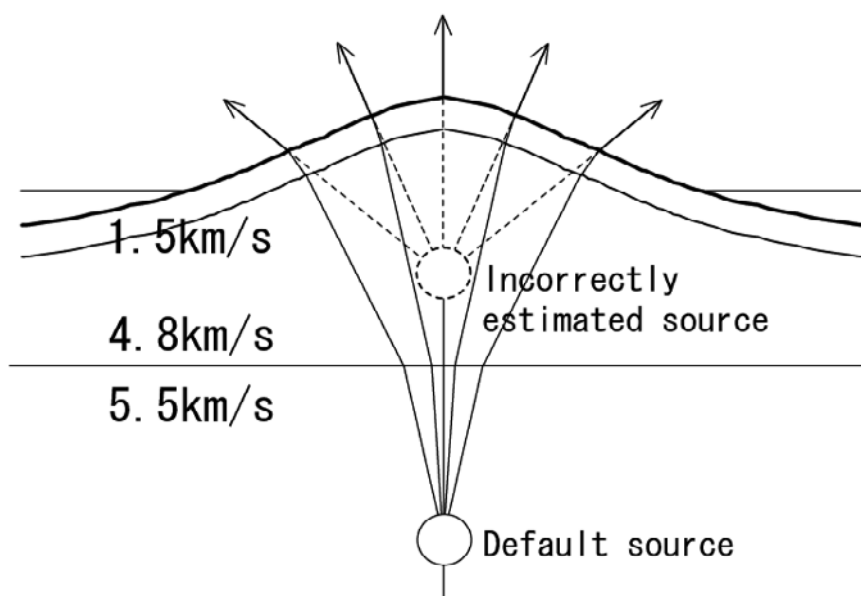


Fig. 1.1.9 Schematic diagram showing the origin of source errors from velocity models.

以上のように、剛性率が小さい表層が存在する場合、それを無視して、その下方の基盤部分の剛性率で一様半無限と仮定した解析解により推定された圧力源の深さは過小見積りとなる。本節で与えた剛性率の小さい表層の厚さは 0.5km で、本実験で用いた基準圧力源の深さまでの 10%未満に過ぎないが、深さを約 10%も過小見積りしていることが明らかになった。このように、とりわけ剛性率の小さい表層部分の構造を適切に組み込んだソリッドモデルを作成して有限要素法計算しない限り、より正確な圧力源を推定することは困難であることが明らかになった。

(高木朗充)

参考文献

- 伊藤正和, 2003: 制御震源を用いた伊豆大島及び周辺海域の地震波速度構造. 東京大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文.
- 気象研究所, 2008: 標高補正茂木モデルの有効性と適用範囲. 気象研究所技術報告, **53**, 105-122.
- 国土地理院, 1997: 数値地図 50m メッシュ (標高) 日本-Ⅱ.
- Mikada, H., H. Watanabe, S. Sakashita, 1997: Evidence for subsurface magma bodies beneath Izu-Oshima volcano inferred from a seismic scattering analysis and possible interpretation of the magma plumbing system of the 1986 eruptive activity, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **104**, 257-269.
- Mogi, K., 1958: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 99-134.
- Onizawa S., H. Mikada, H. Watanabe, S. Sakashita, 2002: A method for simultaneous velocity and density inversion and its application to exploration of subsurface structure beneath Izu-Oshima volcano, Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 803-817.