

常時および臨時微小地震観測データによる箱根火山地域の地殻構造解析

小田義也^{*}、棚田俊收^{*}、八巻和幸^{*}、伊東 博^{*}

Crustal structure in and around Hakone volcano from stationary and temporal seismic observations
by

Yoshiya ODA^{*}, Toshikazu TANADA^{*}, Kazuyuki YAMAKI^{*} and Hiroshi ITO^{*}

1. はじめに

温泉地学研究所では「神奈川県西部地震」発生メカニズムの解明と箱根火山活動状況の把握を目的として地震のテレメータ観測を行っている(神奈川県温泉地学研究所、1999)。箱根火山ではしばしば群発地震が発生しており、最近では箱根火山直下で深部低周波地震も観測されている。また、1994(平成6)年には北伊豆断層系と箱根火山が交差する地域において通常の火山性地震とは異なる様式の地震活動も観測されている(伊東、棚田、1999)。このような地震発生メカニズムを理解し、箱根火山の活動性や北

伊豆断層系と箱根火山との関連性を検討するには詳細な地殻構造を把握することが重要である。

箱根火山地域は、温泉地学研究所の常時観測データから地下構造が推定されている(神藤ほか、1996)。本研究では、神藤ほか(1996)の解析以降、さらに蓄積された常時観測データおよびオフライン移動式地震計による臨時観測データを追加、また、解析にP波だけでなく、S波データも利用し3次元地震波速度構造の推定を行なったので報告する。

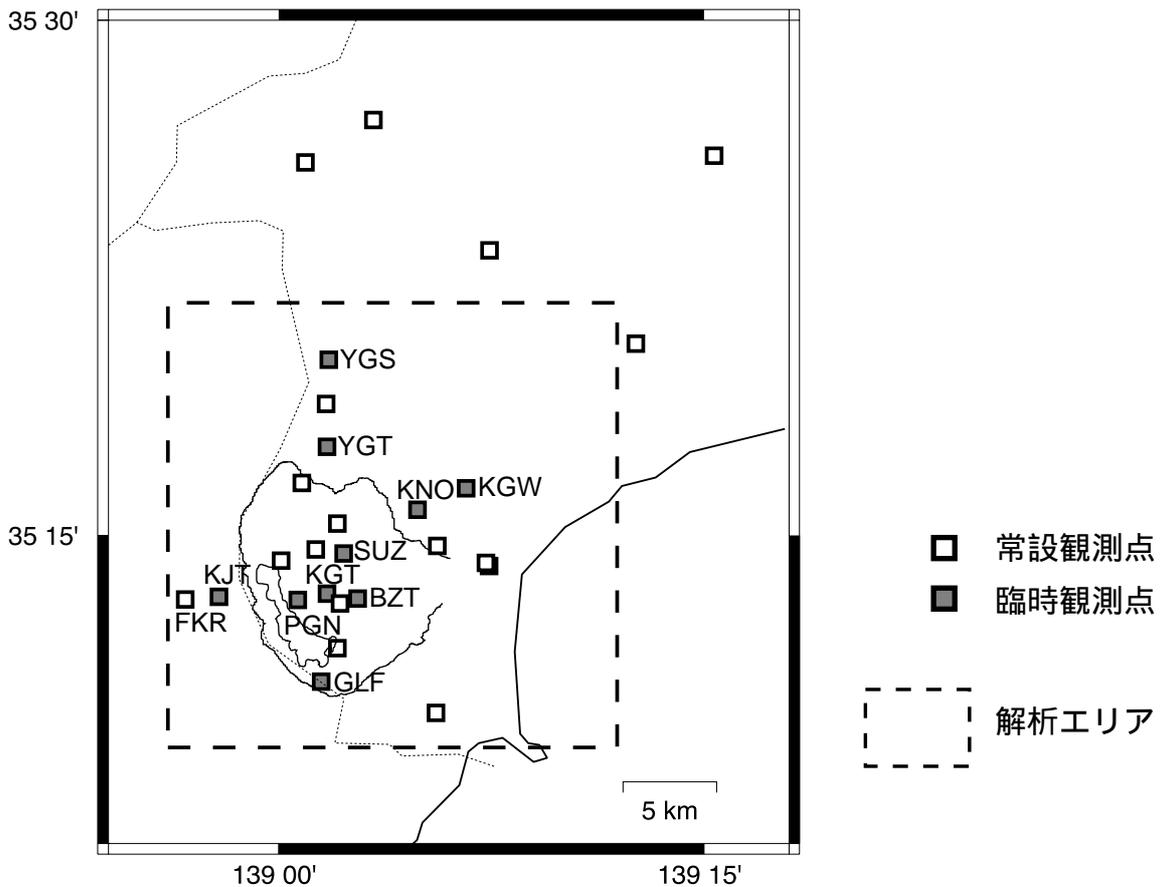


図1 観測点位置図
臨時観測点のうち日金山(図の範囲外)の観測データはGPS受信不良のため用いなかった。

^{*}神奈川県温泉地学研究所 〒250 0031 神奈川県小田原市入生田 586
報告, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第32巻, 25-32, 2001.



写真1 移動式地震計の設定状況 パソコンによる観測パラメータの設定



写真2 移動式地震計の設置状況 地震計の設置および結線

2. 自然地震波トモグラフィー

自然地震波トモグラフィーなど弾性波トモグラフィーは、医療分野におけるX線CTスキャンを地下構造探査に応用した探査手法である。X線CTスキャンでは被検体(人体)を取り囲む全方位から、その反対側に設置した受信機に向けてX線を当て、透過する物質によりX線の吸収の程度が異なることを利用して病巣の位置を推定している。

地下構造を推定する弾性波トモグラフィーでは、X線の代わりに弾性波を用い、物質によって弾性波の伝播速度が異なることを利用して地下構造を推定する。特に、弾性波として自然地震波を用いる場合には、自然地震波トモグラフィーという。X線CTスキャンと同様に、調査地域で発生する地震を多くの観測点で観測し、震源と観測点の組み合わせによって病巣にあたる地下の弾性波伝播速度異常域を推定する。しかし、自然地震の場合、その震源時と震源位置(震源要素)は未知である。本来、これらの震源要素はトモグラフィーによって推定しようとしている速度構造に基づいて解析される値であるが、自然地震波トモグラフィーでは、震源要素と速度構造の両方が未知数となり、解析上不安定になりやすい。また、X線の波線は直線として扱えるのに比べ、自然地震波を含む弾性波の場合は透過する媒体の不均質によって屈折現象が生じるため、波線追跡により波の経路を計算する必要があり、解析時間の多くはこの波線追跡に費やされる。

3. 観測

本研究に用いたデータは常時観測および臨時観測データである。図1に観測点位置図を示す。

3.1. 常時観測

テレメータによる常時観測データは専用回線を通じて温泉地学研究所へ送られ、12bit、120HzでA/D変換されている。時刻は短波標準電波(JJY)を常時受信することにより自動校正を行い、誤差3.5ミリ秒以下の精度を保っている(2000年8月にGPS時計による時刻校正に変更)。また、地震計は固有周波数1Hzの速度計を用い、3成分の観測を行っている。観測点は全17点であるが、観測期間の違いにより同時期に観測している最大観測点数は15点(1997(平成9)年~現在)である(神奈川県温泉地学研究所、1999)。

3.2. 臨時観測

臨時観測は1996(平成8)年10月31日~11月29日まで、財団法人電力中央研究所と合同で行なった。臨時観測では、デジタルオーディオテープ(DAT)を記録媒体として約3週間連続記録が可能な移動式地震計DAT2GB(八巻、小田、2001)を用いた。地震計は固有周波数2Hzの速度計で3成分一体型のものである。臨時観測点は全12点、箱根火山を中心とした十字アレイに配置した。しかしながら、1観測点(HKS)でGPS受信不良であったため本研究でもちいたデータは12観測点中11点のものである。臨時観測位置を表1に、観測状況を写真1、2に示す。

4. データ

常時観測がテレメータ化された、1989年4月から1998年12月までに決定された震源は、6681個であった。本研究では、このうち7観測点以上で初動の判別が可能であった、376個の地震を良質なデータとして解析に用いた。

表1 臨時観測点位置

	観測点名	緯度	経度	標高
1	矢倉沢(YGS)	35° 20.12' N	139° 1.77' E	550m
2	矢倉沢峠(YGT)	35° 17.58' N	139° 1.70' E	611m
3	上河原(KGW)	35° 16.37' N	139° 6.62' E	272m
4	久野(KNO)	35° 15.75' N	139° 4.90' E	480m
5	湖尻峠(KJT)	35° 13.20' N	138° 57.90' E	581m
6	深良(FKR)	35° 13.13' N	138° 56.70' E	365m
7	早雲山(SUZ)	35° 14.47' N	139° 2.30' E	790m
8	ヒックカターテン (PGN)	35° 13.11' N	139° 0.68' E	906m
9	駒ヶ岳山頂(KGT)	35° 13.30' N	139° 1.71' E	1351m
10	芦の湯温泉(BZT)	35° 13.15' N	139° 2.79' E	851m
11	鞍掛山(GLF)	35° 10.73' N	139° 1.51' E	901m
12	日金山(HKS)	35° 7.31' N	139° 2.92' E	720m

表2 ルーチンの震源決定で用いている1次元構造

深さ	P波速度
0 km	5.5 km/sec
5 km	6.0 km/sec
15 km	6.6 km/sec
30 km	7.8 km/sec

表3 1次元解析結果

深さ	P波速度
0 km	5.48 km/sec
4 km	6.02 km/sec
8 km	6.15 km/sec
12 km	6.38 km/sec
16 km	6.67 km/sec

また、1989年3月に行われた小田原発破 ESG Working group, 1989) 3点、および山北における採石発破1点もイベントとして解析に用いた。発破データは震源時、震源位置が、採石発破は震源位置が既知であることから解析上貴重なデータとなる。

選択された地震および発破の初動読取りデータは、P波の読取りデータが4400個、S波の読取りデータが1827個の合計6227個である。

5. 解析

速度構造解析はまず1次元走時トモグラフィプログラム VELEST (Kissling *et al.*, 1994)により解析領域の平均的な速度構造を推定し、ついで、1次元解析の結果を初期モデルとして3次元解析を行った。3次元解析には3次元走時トモグラフィプログラム Simulps1X (Evans *et al.*, 1994)を用いた。

5.1. 1次元解析

1次元解析における初期モデルは温泉地学研究所がルーチンの震源決定で用いている速度モデル(表2)を採用した。

通常の震源決定では観測点近傍における速度不均質の

影響を除くため、観測点補正値を設定しているが、本解析では観測点近傍の速度不均質をも解析結果に反映させるために、観測点補正値は設定していない。また、解析グリッドは3次元解析のグリッドと合わせるため深さ4km毎のグリッドとした。

1次元解析の結果を表3に示す。解析結果はルーチンの速度モデルとほぼ一致しており、箱根火山地域の平均的な速度構造を正しく表現していると考えられる。

5.2. 3次元解析

1次元解析の結果をふまえて、3次元解析を行った。3次元解析におけるグリッドポイントは35°15'30"N, 139°04'Eを原点としてX、Y(東西、南北)軸に200.0, 20.0, 12.0, 8.0, 4.0, 0.0, 4.0, 8.0, 12.0, 20.0, 200(km)、Z(深度)軸に0.0, 4.0, 8.0, 12.0, 16.0, 50.0, 100.0(km)の位置である。解析の際に速度の修正を行ったのはX、Y軸に対して20km×20km、Z軸に対して0.0km~12.0kmの解析エリアである(図1解析エリア)。

5.3 チェッカーボードレゾリューションテスト

(Checkerboard Resolution Test)

通常の解析に加えて、解析結果の解像度を評価するためにチェッカーボードレゾリューションテスト(Humphreys and Clayton, 1988)を行った。チェッカーボードレゾリューションテストでは初期(1次元)モデルの隣り合う各グリッドに±5%の速度不均質を与え、これを真の地殻構造と仮定する。この地殻構造における走時を計算し、得られた疑似走時データからインバージョンを行い、解析結果が仮定した真の地殻構造をどれだけ再現できたかによって各グリッドの解像度を評価するものである。

6. 解析結果

図2に推定されたP波速度構造およびP波速度構造に対するチェッカーボードレゾリューションテスト結果、図3にS波速度構造、そして、図4にVp/Vs比の3次元構造を示す。P波およびS波速度構造とチェッカーボードレゾリューションテストの結果(図2、図3)では、地震波速度の不均質性を初期モデル(表3)を基準とした百分率(Perturbation)により表している。また、チェッカーボードレゾリューションテストの結果(図2)では、白黒のパターンがはっきり見えている領域ほど、解析結果の解像度が高いことを示している。

解析の結果、箱根火山直下ではP波速度構造、S波速度構造ともに速度不均質が±20%程度と非常に強いことがわかる。また、箱根火山における地震発生層である深度4km~6kmの地殻構造と震源分布を比較すると速度構造の境界部分に地震が集中して発生していることがわかる。可

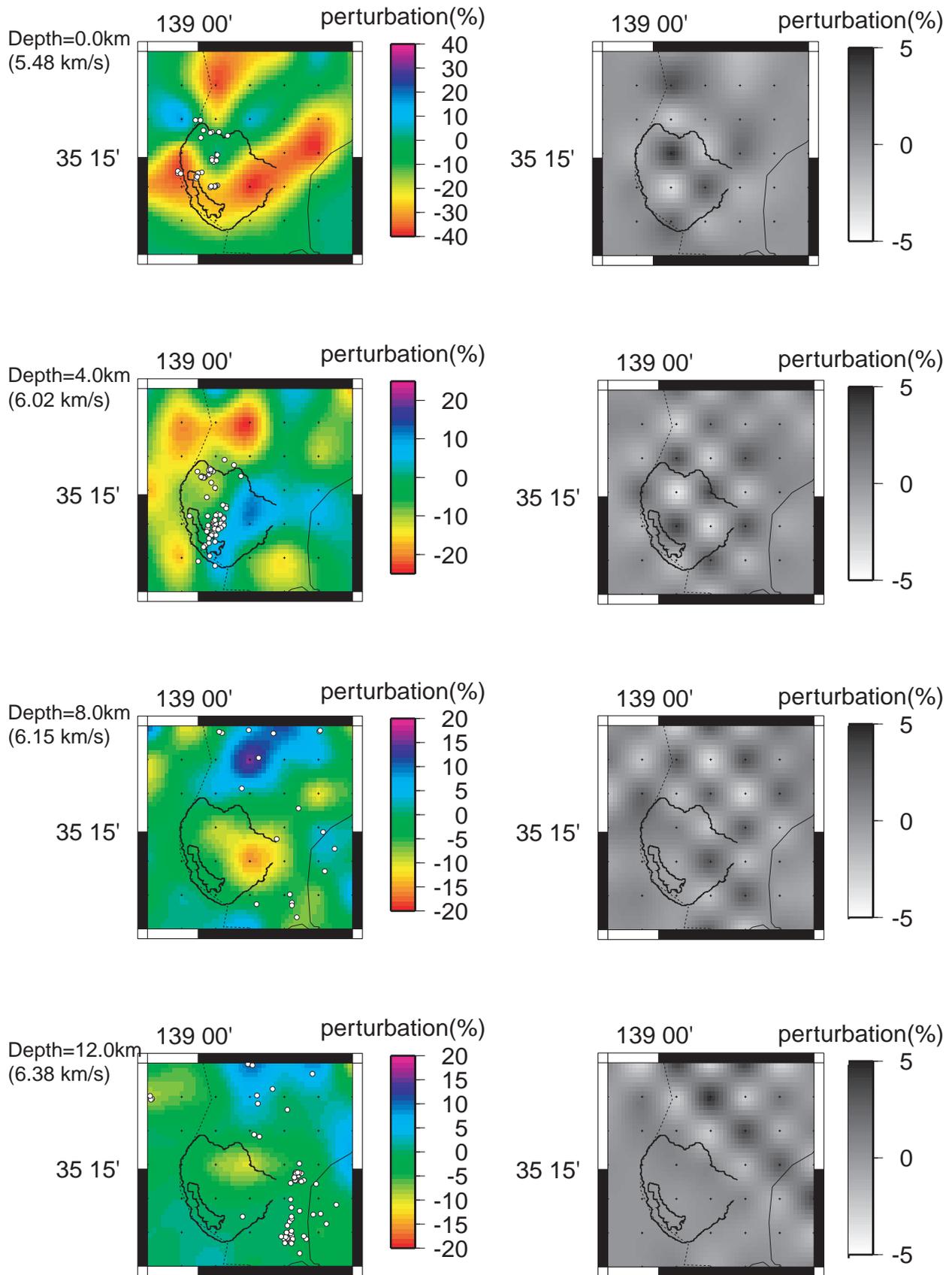


図2 P波速度(V_p)構造およびチェッカーボード レゾリューション テストの解析結果
 速度不均質を初期モデルを基準とした百分率で表している。図中の○は各深度での震源分布を表している。

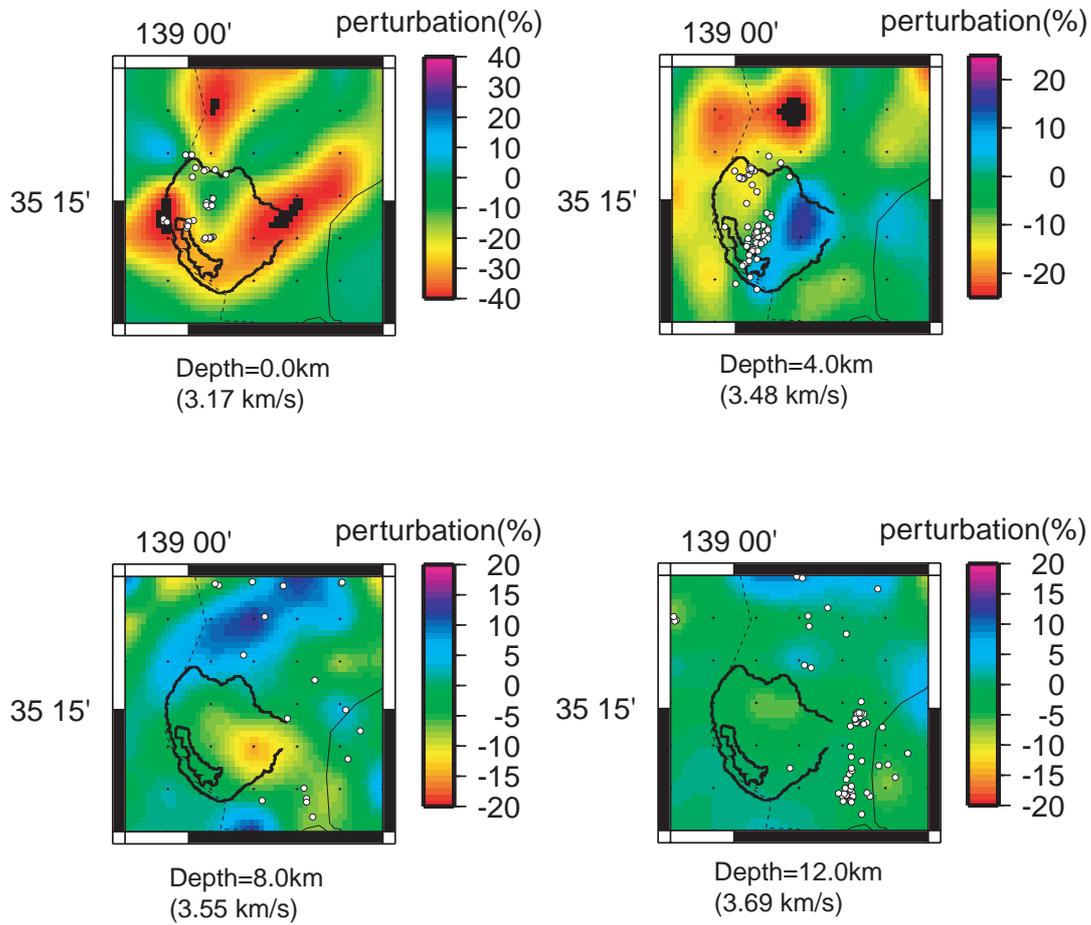


図3 S波速度(V_s)構造解析結果
速度不均質を初期モデルを基準とした百分率で表している。図中の○は各深度での震源分布を表している。

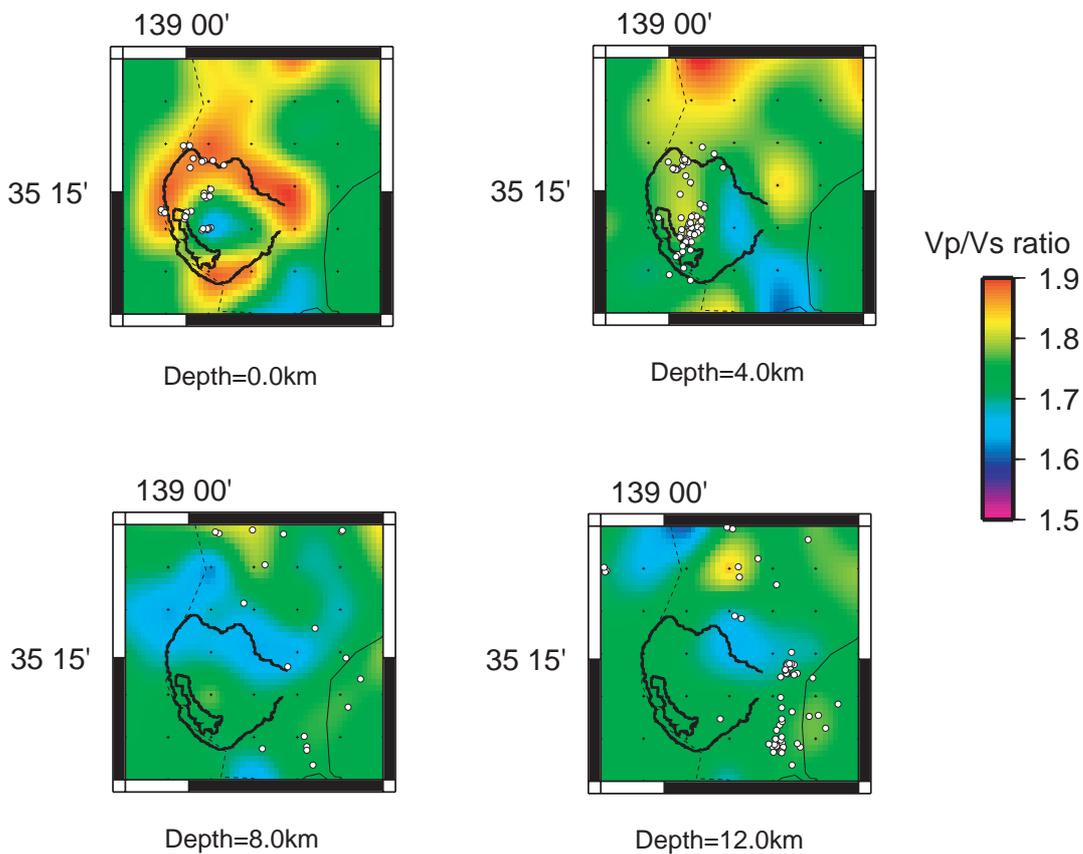


図4 V_p/V_s 解析結果
図中の○は各深度での震源分布を表している。

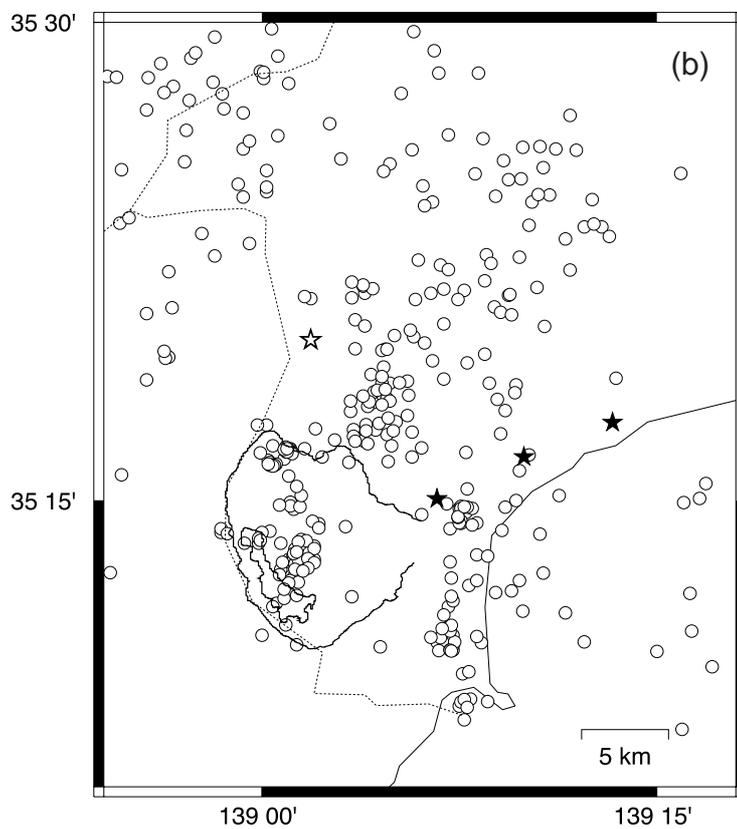
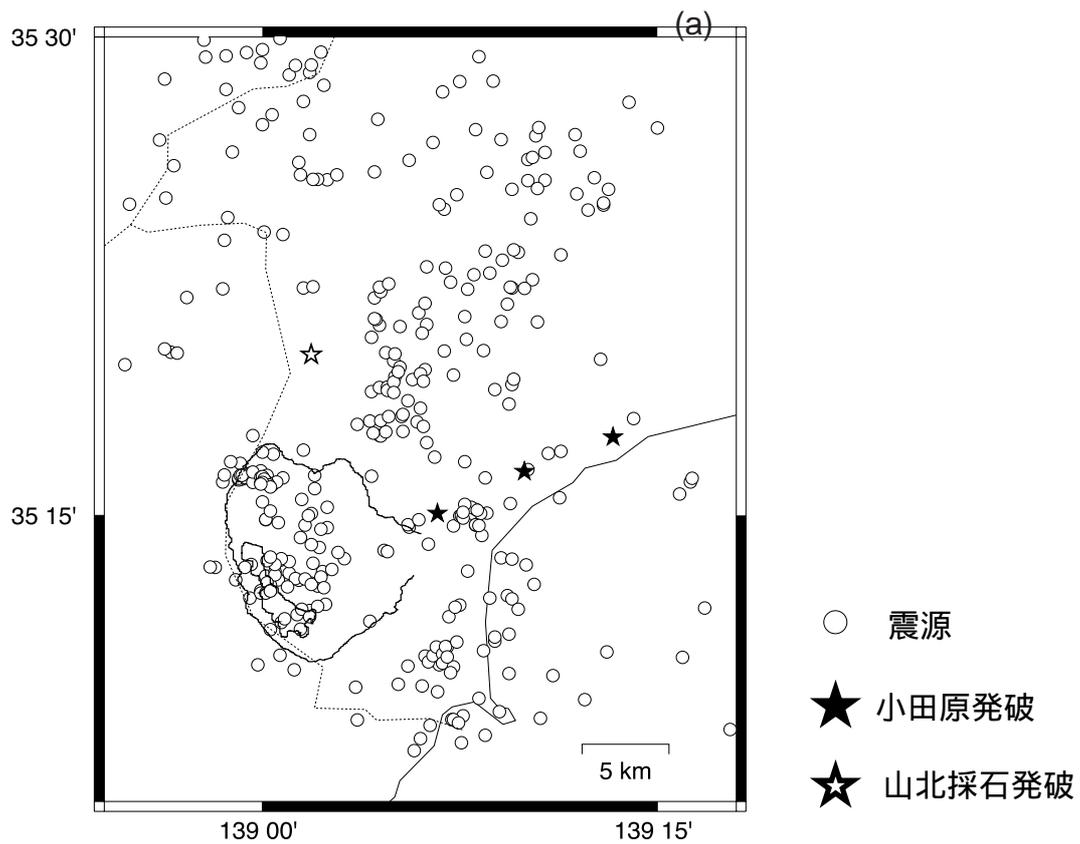


図5 震源分布の比較
 (a)レーチンにより決定された震源分布 (b)解析された速度構造を用いて再決定した震源分布

能性として、構造的不均質により応力集中が生じ地震が発生している、または、地震による破砕帯が速度境界部として現れていることがなどが考えられる。

また、箱根火山直下 8km 付近に低速度域が存在している。低速度の原因としてはマグマ溜りなどの溶融体、破砕帯、水、熱などが考えられるが(たとえば、渡辺、1994)、 V_p/V_s 比では不均質が現れていないことから、現時点ではマグマなどの溶融体とは考えにくい。しかし、チェッカーボード レゾリューション テストをみると必ずしも解像度が良い領域とはいえないため、今後波形を用いた解析などにより低速度域の実体を正確に把握する必要がある。

図 5 にルーチンにより決定された震源分布とインバージョンで得られた 3 次元速度構造にを用いて再決定された震源分布を示す。震源決定誤差は RMS 残差(計算値と観測地の差の 2 乗平均の平方根)で 0.091 から 0.057 と約 37%減少した。

神藤ほか(1996)の結果と比較すると 5km 以浅での構造において解析結果に多少の違いが見られる。原因として、今回の解析では、S 波データを利用したこと、また、観測点補正を設定していないことなどが考えられる。また、深さ 8km の低速度域が神藤ほか(1996)ではより広範囲に現れているが、解像度の問題から現時点での議論は難しい。

また、棚田(1997)は速度構造および地中温度分布と地震活動についての検討を行ない、地殻の熱構造が箱根火山地域の地震活動を規制している可能性について述べている。しかし、なぜ箱根火山の地震活動が中央火口丘の西側に偏っているかなどについては、表層の地中温度分布では説明できていない。今後、解像度の高い速度構造や、速度構造と熱構造との関係がより明らかになれば、地震発生層である深さ 5km 付近の熱構造についても議論が可能となり、地震活動を規制する要因について新しい知見が得られるであろう。

7. まとめ

温泉地学研究所の常時観測データおよび臨時観測データから箱根火山地域の地殻不均質構造の推定を行い、以下のことがわかった。

- (1) 箱根火山地域浅部では P 波、S 波速度構造とも速度不均質が初期モデルに対して $\pm 20\%$ 以上と高い。
- (2) 地震発生層では速度境界部に地震が集中しており、地殻の不均質構造が地震発生場を規制するなんらかの拘束条件となっている可能性がある。
- (3) 箱根火山直下 8km 付近に低速度部の存在が推定されるが低速度の実体を特定するのは現時点では困難である。
- (4) 3 次元速度構造を用いて震源の再計算を行った結果 RMS 残差が約 37%減少し、震源決定精度が向上した。

参考文献

- ESG Working group(1989) 足柄平野における地下構造探査, 地震学会秋季大会予稿集.
- Evans, J. R., Eberhart Phillips, D. and Thurber, C. H(1994) User's manual for Simulps12 for imaging V_p and V_p/V_s : A derivative of the "Thurber" tomographic inversion Simul3 for local earthquakes and explosions, USGS OFR 94 431.
- Humphreys, E. and R. W. Clayton(1988) Adaptation of back projection Tomography to seismic travel time problems, J.Geophys.Res., 93, 1073 1085.
- 伊東 博、棚田俊收(1999) 箱根火山における最近 10 年間(1989 ~ 1998)の地震活動, 温地研報告, 31, 45 52.
- 神奈川県温泉地学研究所(1999) 温泉地学研究所における「神奈川県西部地震」の取り組み, 温地研報告, 29, 3 40.
- 神藤史明、棚田俊收、伊東 博、飯塚 進(1996) 箱根火山およびその周辺地域の 3 次元速度構造, 地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart Phillips, D., and U.Kradolfer(1994) Initial reference models in local earthquake tomography, J.Geophys. Res., 99, 19635 19646.
- 渡辺 了(1994) 火山深部におけるメルトの存在 地震波速度からの推定, 地質学論集, 43, 20 31.
- 八巻和幸、小田義也(2001) 移動式地震計による地震観測施設の補助記録および臨時観測, 温地研報告, 32, 33 52.