

豊肥火山地域でみられた地震波速度異常

吉川美由紀*・須藤靖明*・John M. LONDONO**・増田秀晴*・吉川慎*

* 京都大学大学院理学研究科

** INGEOMINAS, Volcanological and Seismological Observatory, Manizales, Colombia

要旨

豊肥火山地域において三次元地震波速度構造を推定した結果、火山列に平行して分布する low V_p ラインが深さ 5.0km や 8.0km でみられた。また、大分ー熊本構造線に平行して分布する high V_p , high V_s 帯が 5.0km や 8.0km ではみられ、11.0km では low V_s 帯がみられた。豊肥火山地域は地熱活動の活発な地域である。これらの速度異常は豊肥火山地域の地熱構造に関係した異常だと考えられる。

キーワード：阿蘇火山・九重火山・豊肥火山地域・大分ー熊本構造線・地熱地域・3次元地震波速度構造

1. はじめに

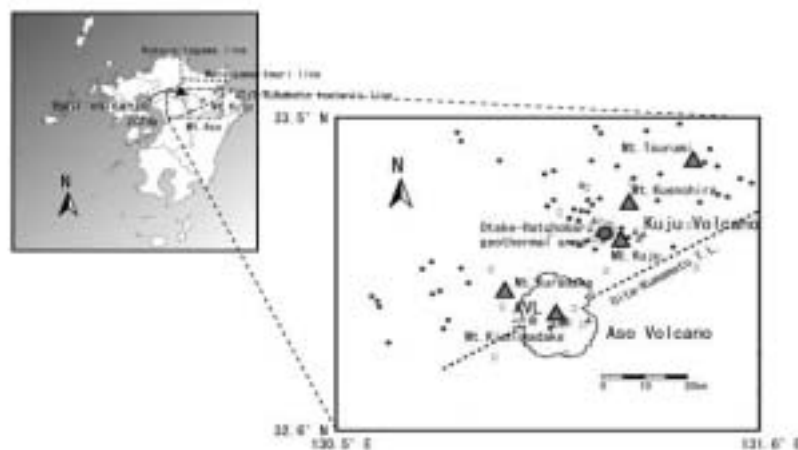
豊肥火山地域は中部九州に位置し、北の松山ー伊万里線、西の小倉ー田川断層帯の南方延長線、南の大分ー熊本構造線に囲まれた地域である。豊肥火山地域は鮮新世初期以降に大規模なグラーベンの形成と大量の火山岩の噴出がほぼ同時期に起きた火山性陥没地で、その形成には大分ー熊本構造線の右横ずれ断層運動が大きく寄与していると考えられている(鎌田, 2002)。

豊肥火山地域の代表的な火山に阿蘇火山、九重火山が挙げられる。阿蘇火山では中央火口丘の一つの中岳火口は数年毎に噴火をして灰や泥などを噴出しており、また中岳火口の噴火の特徴であるストロンボリタイプの噴火ではスコリアなども噴出している。九重火山は、数百年の空白期を置いた後、1995年10月に約20,000m³の灰を噴出する水蒸気爆発をおこし、現在も噴気活動が続いている。当時、九重火山周辺では、火山活動に伴う、活発な地震活動がみられていた(Sudo

et al., 1998)。

九重火山・阿蘇火山周辺では温泉が多数分布しており、九重火山の南部や西部、北西部、阿蘇カルデラ内の杵島岳付近などで泉温が40℃を超える温泉がみられる(Fig. 1)。特に九重火山北西部には大岳ー八丁原地熱地域があり、日本でも有数の地熱発電所(出力が110MW)が存在する。このように中部九州地域は火山・地熱活動の活発な地域である。

豊肥火山地域内では地熱・地殻構造の解明を目的にさまざまな探査・観測が行われている。Kubodera et al. (1969)や駒沢・鎌田(1985)は豊肥地域の重力基盤構造を明らかにし、火山性陥没構造と関係する負のブーゲー異常領域を見出した。Okubo et al.(1985)は九州においてキュリー点深度を求め、九州で最もキュリー点深度が浅いのは深さ7.0kmであり、南は阿蘇カルデラから北は鶴見火山北部まで分布していることを示した。またその分布は、大分ー熊本構造線の南部に位置し、それに平行している臼杵ー八代構造線(Okubo et al. (1985)では中央構造線と示されている)と関係があるこ



とも示している。江原(1984)は中部九州における地殻熱流量分布を求め、阿蘇火山から九重火山、鶴見火山にかけて 2.0HFU ($1\text{HFU} \equiv 42\text{mW/m}^2$) 以上の高熱流量帯が分布することを明らかにした。また、江原(1984)は地殻熱流量の分布から地下温度分布をもとめ、深さ 5km においては、阿蘇火山、九重火山、鶴見火山周辺地域は 275°C を越える高温領域であることを明らかにした。

以上のように豊肥火山地域は、地質構造においても地熱構造においても、火山列や大分・熊本構造線の関与は明らかである。ところで、火山・地熱地域における火山・地熱構造の解明には、トモグラフィーを用いた3次元地震波速度構造の推定がしばしば用いられる (Laigle et al., 2000; Londono and Sudo, 2002; Lee and Crosson, 1989; Sudo and Matsumoto, 1998; Sudo and Kong, 2001; Wu and Lee, 1999; Aster and Meyer, 1989; Julian et al., 1996 など)。火山・地熱地域における速度異常の解釈の例は、地震波速度が遅い場合には、部分融解したマグマ、マグマ溜まり、速い場合には、冷えたマグマなどを示すとして解釈される。そのほかにも、破碎帯や破碎に充填された流体、ガスなどの分布を知ることができる。九重火山については Sudo and Matsumoto(1998)がP波速度構造を、阿蘇火山については Sudo and Kong(2001)がP波およびS波速度構造を求めたが、豊肥火山地域全体の構造は明らかにされていない。豊肥火山地域は前述したように、その形成には大分・熊本構造線の関与が大きいとされ、また火山列に沿った高熱流量分布や高温地帯がみられている。これら豊肥火山地域に影響を与える深部構造を検出するために、Zhao et al.(1994)の方法を用いて豊肥地熱地域の地震波速度構造の推定を行った。解析データには阿蘇火山、九重火山で発生するローカルな自然地震を用

いた。

2. 解析データと方法

京都大学火山研究センター
山・九重火山周辺で発生
その周辺に観測網を展開
イーに用いた観測点4
フィーには1981年から
N x130.5° E-131.6° Eの
られた5850個の地震を
すとP波が43530個、
初期モデルになる一
阿蘇のP波速度構造を
の構造からいくつかの

これらのモデル構造から VELEST(Kissling et al., 1994)を用いて、再度成層構造モデルを計算した。再決定された速度構造のうち RMS が最も小さいものをトモグラフィの初期モデルにした。最終的に決定した速度構造は Table 1 に示す。また、S 波の構造は、和達の方法による V_p/V_s 比が 1.64 であったため、P 波速度構造を V_p/V_s 比で割った値を用いている。

Table 1 Starting model of P wave velocity

Depth (km)	P wave velocity (km/sec)
------------	--------------------------

	Initial	Inverted
-9.00	3.300	3.300
1.00	4.126	3.430
3.50	5.260	4.140
5.00	5.723	5.560
8.00	6.133	6.040
11.00	6.490	6.590

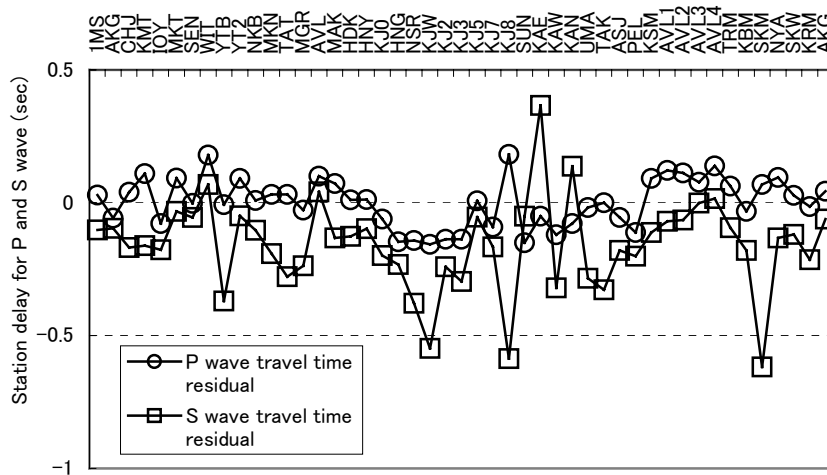


Fig.2 Station delays at each stations for P wave and S wave travel time residuals

トモグラフィーを行う前に、各観測点について観測走時と理論走時の残差である station delay を計算した。Fig.2 に示すのは各観測点における station delay の平均値で、P 波と S 波は別々にしている。Fig.2 からいくつかの観測点における station delay は解析領域に対して大きく無視できないことがわかる。このため、これらの station delay を観測点補正值として、P および S 波走時を補正した。ちなみに、補正前と補正後の P および S 波走時を用いて、5850 個の地震について震源決定を行ったが、補正前の各地震における走時残差の RMS の平均値は 0.206sec、補正後の RMS の平均値は 0.134sec で、補正前よりも補正後のほうが RMS 平均値は小さい。このことから、観測点補正は有効であることがわかる。解析に用いる震源は観測点補正後の到来時刻から決定されたものを用いた。

三次元トモグラフィーには Zhao et al.(1994)の方法を用いた。Zhao et al.(1994)の方法は速度構造の不連続を考慮して波線を求めるため、火山地帯などの不均質な構造を議論する場合に適している。また、解析領域を緯度経度で指定できるため、広範囲の速度構造が推定できる。本研究での解析領域は 32.6°N - 33.5°N $\times$ 130.5°E - 131.6°E の領域を考えた。グリッドメッシュはこの領域に $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ の大きさで与え、レイヤーは深さ 1.0, 3.5, 5.0, 8.0, 11.0, 20.0km にそれぞれ与えた(Fig.3)。本研究では特に地震波線の集中がみられる領域 (Fig.3 上の破線で囲まれた領域) について述べる。

3. 結果

トモグラフィーの結果の信頼度を測るために、チェッカーボードテストを行った。チェッカーボードテストの初期モデルには、速度構造の決定で用いるグリッドメッシュに対し、交互に $\pm 3\%$ のパータベーションを

与えている。各レイヤーの P 波と S 波に対するチェッカーボードテストの結果を Fig.4 と Fig5 に示す。P 波についての結果は、深さ 1.0km のレイヤーでは九重火山周辺と阿蘇火山のカルデラ内で中岳付近とその西部、深さ 3.5km では九重火山周辺と阿蘇カルデラおよびその西部、深さ 5.0km から 11.0km の3つのレイヤーに関しては九重火山周辺と阿蘇カルデラおよびその西部にかけて初期モデルが再現されている。しかしながら、深さ 20.0km に関してはどの地域についてもほとんどモデル構造は再現されていない。S 波の結果は P 波とほとんど同様であるが、深さ 5.0km から 11.0km のレ

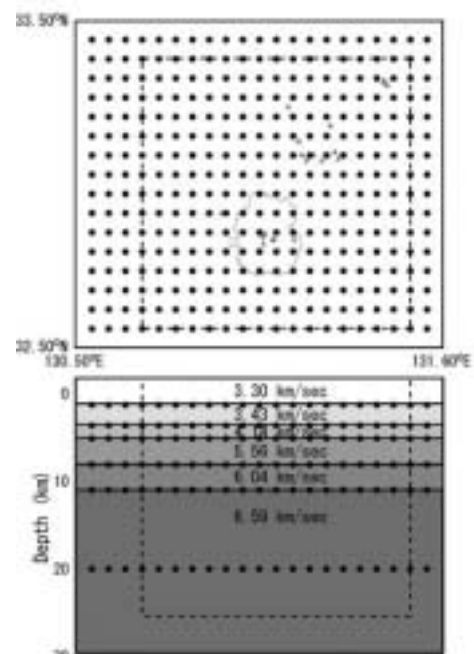


Fig. 3 Configuration of the grid net adopted in the inversion for map view and E-W cross-section. P wave velocities show on the lower figure

イヤーにかけてのモデル構造が再現された領域は、P波のそれよりも東西方向にやや広い。P波、S波共に深さ 20.0km では初期モデル構造の再現が見られないため、速度構造は深さ 11.0km 以浅のレイヤーについて議論する。

インバージョンを行う前に trade off curve から damping(=10)を決定した。その damping を用いて P 波 S 波についてインバージョンを行った。インバージョンに関する初期の走時残差の RMS は P 波については 0.143sec, S 波については 0.195sec であった。イタレーションをとめる基準をデータの残差の RMS が前回と今回の差が 0.0001 以内の変化の場合とし計算した結果、P 波について 9 回、S 波について 12 回のイタレーションが実行され、走時残差の RMS はそれぞれ 0.117sec, 0.161sec となり RMS の減少が見られた。

P 波 S 波それぞれについての三次元トモグラフィの結果を Fig.6, Fig.7, Fig.8, Fig.9, Table 2 に示す(P 波 : Fig6, Fig8 S 波 : Fig7, Fig9). Fig6, Fig7 は実際の値で表示し, Fig8, Fig9 は負の perturbation と正の perturbation のコントラストを大きくするために, $\pm 5\%$ を超える perturbation は $\pm 5\%$ に含めた。

P 波(Fig.6, Fig.8)についていえば、九重火山、阿蘇火山の杵島岳の低速度領域が目立つ。P 波速度異常領域の分布の特徴をあげると、深さ 5.0km で北から鶴見火山、九重火山、阿蘇火山という火山列に沿った低速度領域(K33 K32 K31 A32 A31)が見られる。火山列に沿った低速度ラインは深さ 8.0 km でも見られるが(K41 K42 A41), 深さ 5.0km のものに比べてやや西にある。深さ 5.0km および 8.0km でみられる阿蘇カルデラの東サイド(5.0km: A33, 8.0km: A43), 西サイド(5.0km: A34, 8.0km: A44)に分布する高速度領域($>+1\%$)は、大分ー熊本構造線に平行し帯をなして分布し、その北端はほぼ大分ー熊本構造線に一致している。また、深さ 11.0km で阿蘇カルデラ内の低速度領域(A51)は大分ー熊本構造線と平行に分布する。

S 波は深さ 1.0km や深さ 3.5km の浅いレイヤーでは、高速度領域が目立ち、低速度領域があまりみあたらない。これは、 $V_p/V_s=1.64$ が浅いレイヤーでの S 波速度構造に適していないためだと考えられる。しかしながら、深さ 5.0km 以深のレイヤーでは、P 波速度異常に現れたように、九重火山、阿蘇火山の低速度領域が目立つ。

S 波速度異常領域の分布の特徴をあげると、深さ 5.0km および深さ 8.0km には阿蘇カルデラの東サイド(5.0km: A33, 8.0km: A43), 西サイド(5.0km: A34, 8.0km: A44)に帯をなす高速度領域($>2\%$)がみられ、その分布は大分ー熊本構造線に一致する。また、深さ 11.0km で見られる阿蘇カルデラ東サイドからカルデラを通り、

その西サイドへと帯をなす低速度領域(A52, A51, A53)がみられ、この低速度帯は大分ー熊本構造線に平行して分布する。

3. 1. 断層分布との比較

豊肥火山地域には多くの断層が分布する。Fig.6 から Fig.9 の右下に破線で断層を示している。九重火山周辺と、阿蘇カルデラ周辺に断層が密集した地域がみられる。これらの断層の分布する領域では、深さ 1.0km と 3.5km といった浅いレイヤーにおいて、低速度領域が分布している。九重火山周辺で断層が分布する領域に深さ 1.0km で low V_p (K11 K12 K13 K14)がみられ、この領域は同じ深さの S 波速度で見ると、周囲よりも S 波速度が遅い。また、深さ 3.5km では九重火山南西部の断層が分布する領域に low V_p (K22) が分布し、この領域も周囲にくらべて S 波速度が遅い。阿蘇カルデラ西部に断層が分布する領域にも深さ 1.0km, 3.5km で low V_p (A11 A24)がみられる。S 波速度については深さ 1.0km のこの領域は速度が周囲よりも遅い領域であり、深さ 3.5km になるとこの領域は low V_s が分布する。

3. 2. 重力との比較

Fig.8 と Fig.9 の右下にブーゲー異常図を示す。阿蘇カルデラ東部では、大分ー熊本構造線にそって重力コンターが密になっている。一方、豊肥火山地域では九重火山北西部、九重火山南部、阿蘇カルデラにおいて、負のブーゲー異常がみられる。九重火山北西部の負のブーゲー異常については九重カルデラが推定されている。阿蘇カルデラでは、杵島岳付近、杵島岳北東部、南東部と「くの字」に分布する低重力異常域が見られるため、阿蘇カルデラは 3 つの陥没構造から成ると考えられている(Komazawa, 1995)。

深さ 1.0km や深さ 3.5km の浅いレイヤーに関しては、このうちの九重カルデラと阿蘇カルデラで速度異常との関係が見られる。九重火山北西部の九重カルデラでみられる低重力異常域では、深さ 1.0km や深さ 3.5km で low V_p 領域(K11 K21)がみられる。S 波速度に関しても、深さ 1.0km で九重カルデラ付近は周囲に比べて低速度である。阿蘇カルデラでは深さ 1.0km で low V_p 領域が杵島岳付近および西 (A11) に、深さ 3.5km で杵島岳付近 (A21) とその北東部 (A23), 南東部 (A22) に 3 箇所の low V_p 領域がみられる。S 波速度についても、深さ 1.0km で杵島岳付近はその周辺に比べ速度が遅く、深さ 3.5km では杵島岳付近 (A21) とその南東部に low V_s (A22) がみられ、杵島岳の北東部では周辺より速度の遅い領域がみられる。深さ 3.0km の

阿蘇カルデラ内で見られる3つの low Vp 領域(A21 A22 A23)は Komazawa(1995)のいう低重力異常領域の分布と一致する。

3. 3 震源分布との比較

Fig.8 と Fig.9 は P 波 S 波それぞれの速度構造に、トモグラフィーに用いた震源をオーバーラップさせた図である。震源は、 k 番目のレイヤーについて、 $k-1$ 番目のレイヤーとの中間の深さから、 $k+1$ 番目のレイヤーとの中間の深さまでで発生した地震をプロットしている。震源分布は、深さ 1.0km, 3.5km, 5.0km, 8.0km のレイヤーで P 波速度との関係がみられる。深さによって地震が発生する領域と速度異常との対応が異なり、深さ 1.0km や深さ 3.5km の浅いレイヤーでは地震の大半が low Vp 領域で発生し、深さ 5.0km 以深のレイヤーでは地震の大半が low Vp 領域の西部で発生する。九重火山西部で地震が発生する領域には、深さ 1.0km と深さ 3.5km で low Vp(K11 K21 K22)が分布する。また、深さ 3.5km において阿蘇カルデラ西部で地震が2つの列をなして発生し、二重の峠断層があると考えられている領域(須藤・池辺, 2002)には low Vp, low Vs(A21)が分布する。深さ 5.0km では震源が豊肥火山地域の火山列と平行するように分布している。この震源域は、火山列に平行する low Vp ライン(K33 K32 K31 A32 A31)の西側で、low Vs の分布しない領域にある。深さ 8.0km になると震源と速度異常との関係は阿蘇カルデラ周辺にのみでみられ、阿蘇カルデラ西部の地震は杵島岳周辺の low Vp 領域(A41)の西部で、low Vp 領域を囲むように分布する。深さ 11.0km では阿蘇カルデラ西部に震源が分布し、地震は low Vs 領域(A51 A52 A53)の周辺で発生している。

4. 考察

断層分布や重力異常などとの関係は深さ 1.0km と深さ 3.5km の速度異常ではみられるのに対し、深さ 5.0km, 8.0km, 11.0km の速度異常ではみられない。この章では速度異常を深さ 3.5km 以浅と深さ 5.0km 以深に分けて考察する。

4. 1 3.5km 以浅の速度異常

深さ 1.0km や深さ 3.5km のレイヤーで、周辺より速度の遅い領域は low Vs とする。九重火山地域では、深さ 1.0km で九重火山周辺部(K11 K12 K13 K14), 深さ 3.5km で九重火山北西部(K21)とその南西部(K22), 阿蘇火山地域では深さ 1.0km, 3.5km で杵島岳西部(A11

A21), 深さ 1.0km, 3.5km で杵島岳南東部(A12 A22), 深さ 3.5km で杵島岳北東部(A23), 深さ 3.5km で鞍岳付近(A24)に low Vp 領域がみられた。また、九重火山周辺(K11 K13 K14 K22)や阿蘇火山杵島岳周辺(A11 A12 A21 A22 A23)では low Vs も見られている。

これらの低速度領域の分布を断層の分布と比較すると、九重火山地域(K11 K12 K13 K14 K21 K22)や鞍岳付近(A24)の低速度領域には一致が見られている。また、これらの低速度領域のほとんどで温泉、噴気、変質が見られる。例えば、九重火山地域の大岳・八丁原地域(K11)には出力が 110MW の地熱発電所があり、大岳・八丁原地域(K21 南部))とその南 (K22), 九重火山西部(K13)では変質帯が分布する(鎌田, 1997)。また、大岳・八丁原地域付近(K11 K21)や阿蘇杵島岳西部(A11 A21)の low Vp, low Vs 領域では、地震が発生している。

一般に Crack や fracture が多い領域、またそれらが流体に満たされている領域、変質を受けている領域の場合、その領域は低速度領域となることが多い(Moos and Zoback, 1983 など)。断層の分布、変質帯の分布、温泉の分布、地震活動と低速度領域の対応から、九重火山や阿蘇地域の浅い位置でみられた低速度領域は破碎帯やそれを満たす流体に影響された領域と考えられる。

九重火山地域において、深さ 1.0km と深さ 3.5km で九重火山北西部(K11 K21)に low Vp, low Vs 領域がみられた。この領域では Matsumoto(1993)が九重カルデラを提唱しており、九重カルデラは阿蘇カルデラとほぼ同じ大きさをもつといわれている。阿蘇火山地域において、深さ 1.0km で杵島岳付近(A11), 南東部(A12)に low Vp, low Vs, 深さ 3.5km で杵島岳付近(A21), 杵島岳北東部(A23)に low Vp, low Vs, 杵島岳南東部(A22)に low Vp がみられた。カルデラでは低速度異常が見られた例があり、イタリアの the Campi Flegrei で、the Campi Flegrei caldera にみあう low Vp, low Vs 領域が見出されている(Aster and Mayer, 1989)。重力と比較すると、これらの低速度領域は、九重カルデラ、阿蘇カルデラを示すと考えられる低重力異常域と一致する。したがって、これらの低速度領域はカルデラ構造を示すと考えられる。

4. 2 5.0km 以深の速度異常

深さ 5.0km, 8.0km でみられた火山列に平行した low Vp ライン(5.0km: K33 K32 K31 A32 A31, 8.0km: K41 K42 A41)について S 波構造をみると、九重火山付近は Vs があまり速度異常をもたず、阿蘇カルデラ内(5.0km: A32 A31, 8.0km: A41)では low Vs が分布する。Vp/Vs に関して言えば、九重火山周辺(5.0km: K31, 8.0km: K41

K42)は low Vp/Vs を示し、阿蘇カルデラ内で杵島岳北東部(A33)はあまり異常を持たず、杵島岳付近(A31)では high Vp/Vs を示す。Low Vp ラインはおそらく、破碎領域によって構成され则认为られるが、領域が破碎に富む場合、Vp/Vs はそれを満たす流体に左右され、その領域がガスや蒸気などで満たされた場合は low Vp/Vs、逆に水で満たされた場合は high Vp/Vs がみられる。例えば、Geysers では vapor-rich な領域で low Vp/Vs が認められている(Julian et al., 1996)。これらのことから、low Vp ラインは、ガスや水などの流体で満たされたライン状に並ぶ破碎領域と考えられ、また Vs や Vp/Vs のバリエーションが地域によって様々なことから、地域によって low Vp ラインを満たす流体はその状態が異なると考えられる。

江原(1984)は、中部九州を $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ のブロックに分割し、地表から放出される熱量(放熱量)から熱水の上昇を考慮して地下温度分布を推定した。そして、深さ 5km で 275 度を超える高温領域は、北から、鶴見火山付近、万年山付近、鶴見火山と万年山の間、九重火山付近、九重火山西部、阿蘇山付近、これら全てが一体となった領域にあることを示している(この高温地域の周辺は 215 度以下を示している)。この高温領域は火山列に沿って分布している。また、江原(1984)は坑井データから地殻熱流量を推定し、 2HFU ($\text{HFU}=42\text{mW/m}^2$)を超える高熱流量領域が鶴見火山から阿蘇山にかけての火山列に沿って分布することを示している。Okubo et al. (1985)は九州のキュリー点深度を推定しており、鶴見火山から阿蘇山にかけての火山分布域は中部九州でもキュリー点深度が浅く、7.0km 以浅であることを示した。なお、キュリー点の温度は 500°C から 600°C である。これらの点から豊肥火山地域では阿蘇周辺から鶴見火山周辺にかけて火山列に沿った高温領域や高熱流量領域が分布すると考えられる。

深さ 5.0km 付近では豊肥火山地域のほとんどの地震が low Vp ラインの西側で発生している。阿蘇火山や九重火山といった火山活動の活発な地域の地震活動は、火山活動との関連も考えられている。須藤(1981)は阿蘇カルデラ西部の鞍岳付近の地震活動は阿蘇中岳の活動が活発化する直前、もしくは活発化した初期に地震活動が活発化し、逆に火山活動が最盛期になる期間は地震活動が低調になることを示した。九重火山は 1995 年 10 月に水蒸気爆発をしたが、その活動に伴い九重火山北西部の大岳―八丁原地熱地域や九重火山南部で群発地震活動が見られた。Sudo et al.(1998)はこれらの地震活動と九重火山の噴火との関係を示唆した。

ところで、九重火山、阿蘇火山周辺の地震活動の特徴に群発地震活動があげられる。久保寺(1979)は、群発地震の原因を地下の熱水の異常によることを述べた。

また、江原(1984)は九州中部地域の地熱構造と地震活動の関連を述べる中で、火山・地熱地域及びその周辺の群発地震活動の主因を広域地殻応力の高まりとしているが、破碎が進行した地殻の存在や上昇する熱水の存在も群発地震活動に関係すると述べている。これらのことから、豊肥火山地域の地震活動は火山活動や地熱活動に伴った活動であり、これらの地震は low Vp ラインの西側で発生することから low Vp ラインが地震活動に何らかの影響を与える領域だと考えられる。

以上のことから考えると、深さ 5.0km や深さ 8.0km でみられた low Vp ライン(5.0km: K33 K32 K31 A32 A31, 8.0km: K41 K42 A41)は豊肥火山地域における熱輸送領域となる断層帯である可能性が高い。また、low Vp ラインの西部で発生する地震は、low Vp ラインに沿って上昇する地熱流体が影響を与えていると考えられる。

深さ 5.0km と深さ 8.0km のレイヤーでは、low Vp ラインのほかに、大分―熊本構造線に平行して分布する high Vp, high Vs 帯が阿蘇カルデラ東サイド(5.0 km: A33, 8.0 km: A43), 西サイド(5.0 km: A34, 8.0 km: A44)に現れる。深さ 11.0km では大分―熊本構造線に平行して low Vs 帯(A52 A51 A53)が分布し、その low Vs 帯に付随するように久住山南部(K51)の low Vs 領域が存在する。これらの low Vs 領域について Vp を見ると阿蘇カルデラ内(A51)と久住山南部(K51)に low Vp 領域が分布する。このうち、阿蘇カルデラ内(A51)の low Vp, low Vs 領域に関して言えば、この上部レイヤーの深さ 5.0km と深さ 8.0km でも杵島岳付近に low Vp, low Vs 領域(A31 A41)がみられ、連続する low Vp, low Vs 領域の存在が浮かびあがる。阿蘇火山杵島岳付近の low Vp, low Vs 領域は Sudo and Kong(2001)が阿蘇のマグマ溜まりに関係すると考えた低速度領域とおそらく一致する。

キュリー点深度 7km の分布は、その南端が大分―熊本構造線の南に位置する臼杵―八代構造線に平行する(Okubo et al., 1985)。そして、Sudo and Kong(2001)が阿蘇のマグマ溜まりに関係すると考えた領域と一致する低速度領域で、深さ 11.0km の底面の部分は、大分―熊本構造線と平行して分布する。これらのことから、大分―熊本構造線に平行して分布する高温物質の存在を推測できる。

Laigle et al. (2000)は、Mt. Etna で high Vp を示す領域には貫入岩などが分布すると考えている。さらに、Vp の他に Vp/Vs (Vs) を考えることで破碎状況や流体の有無などを議論できると示しており、high Vp and high Vs では貫入岩そのものを、high Vp and low Vs では熱輸送領域または molten fraction の結晶化する領域と考

えた。例えば Mt Etna(Laigle et al., 2000)や Nevado del Ruis(Londono and Sudo, 2002)などでは, high Vp 領域の中に low Vp/Vs や high Vp/Vs が不均質に分布している領域の解釈はそうように考えている。

大分ー熊本構造線に平行して分布する高温物質の存在と Laigle et al. (2000)らの解釈を用いれば, 深さ 5.0km や深さ 8.0km, 11.0km で大分ー熊本構造線に平行して分布する速度異常(5.0km: A33 A34, 8.0km: A43 A44, 11.0km: A52 A51 A53)から, 大分ー熊本構造線に平行に分布する貫入岩を想定できる。深さ 5.0km や深さ 8.0km で見られた high Vp, high Vs 領域(5.0km: A33 A34, 8.0km: A43 A44)はすでに冷えてしまった貫入岩, 深さ 11.0km で見られた low Vp を示さない low Vs 領域(A52 A53)は熱輸送領域または molten fraction の結晶化する領域を示すのかもしれない。また, 深さ 11.0km において九重火山の南部(K51)で大分ー熊本構造線に平行して分布する low Vs 領域に付随するように low Vp, low Vs 領域がみられた。地震波速度は温度の上昇に伴い遅くなる性質がある(Murase and Mc.Birney, 1973)。火山周辺で速度構造に low Vp and low Vs の構造が見られる地域, 例えばコロンビアの Nevado del Ruis 火山(Londono and Sudo, 2002)などでは, しばしばマグマ溜まりを想定し, 阿蘇の杵島岳付近(Sudo and Kong, 2001)でもマグマ溜まりに関係した領域と考えられている。したがって, 九重火山の南部の low Vp, low Vs 領域は九重火山のマグマ溜まりであるのかもしれない。この上部(深さ 5.0km や深さ 8.0km)には, 熱輸送の役割を果たす断層帯と考えられる low Vp ライン(5.0km: K33 K32 K31 A32 A31, 8.0km: K41 K42 A41)が分布している。

5. まとめ

豊肥火山地域において地震波トモグラフィーを行い, 三次元速度構造を推定した。その結果, 地表付近では豊肥火山地域の破碎領域や陥没構造, 深さ 5.0 km や深さ 8.0km では豊肥火山地域の火山列に伴った速度異常, 深さ 5.0 km 以深では大分ー熊本構造線に伴った速度異常がみられた。

参考文献

江原幸雄(1984): 九州中部地域の地殻熱流量の決定, 火山, Vol. 29, No. 2, pp. 75-94.
江原幸雄(1984): 九州中部地域の法熱量と熱水上昇を考慮した地殻上層の温度分布, 火山, Vol. 29, No. 2, pp. 195-213.
江原幸雄(1984): 九州中部地域の地熱構造と地震活動の

関連, 火山, Vol. 29, No. 2, pp. 249-265.
鎌田浩毅(1997): 宮の原地域の地質, 地質調査所, 127p.
鎌田浩毅(2002): フィリピン海プレート北縁部にみられる広域テクトニクスの転換, 京都大学防災研究所研究集会報告書, pp. 10-22
九州活構造研究会編 (1989): 九州の活構造, 東京大学出版, pp.553.
久保寺章(1979): 地熱地帯における地震活動, 温泉科学, Vol. 38, pp. 23-29
駒沢正夫・鎌田浩毅(1985): 豊肥地域の重力基盤構造, 地質調査所報告, No. 264, pp. 305-333.
須藤靖明・池辺伸一郎 (2002): 阿蘇カルデラ内で見出された落差1mの新鮮な活断層と最近の地震活動, 京都大学防災研究所年報, Vol. 44, pp. 345-352.
須藤靖明(1981): 阿蘇カルデラ西部地域の地震活動, 火山, Vol. 26, No. 4, pp. 263-279.
松本征雄(1979): 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題, 地質学論集, No.16, pp. 127-139
Aster, R. C., Meyer R. P. (1989): Determination of shear- and compressional-wave velocity variations and hypocenter locations in a rapidly inflating caldera: the Campi Flegrei. Phys Earth Planet Interior Vol. 55, pp. 313-325.
Julian, B. R., Ross, A., Foulger, G. R., Evans, J. R. (1996): Three-dimensional seismic image of a geothermal reservoir: the Geysers, California. Geophys. Res. Lett., Vol. 23, No. 6, pp. 685-688.
Kissling, E., W. L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, U. Kradolfer(1994): Initial reference models in local earthquake tomography, J. Geophys. Res., Vol. 99, pp. 19635-19646.
Komazawa, M. (1995): Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its Interpretation. J. Geod. Soc. Japan, Vol. 41, No. 1, pp. 17-45.
Kubodera, A., Tajima, H., Sumitomo, N., Doi, H. (1969): Gravity Surveys on Aso and Kuju Volcanic Region, Kyushu District, Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 47, pp. 215-255.
Laigle, M., Hirn, A., Sapi, M., Lepine, J.-C., Diaz, J., Gallart, J., Nicolich, R. (2000): Mount Etna dense array local earthquake P and S tomography and implications for volcanic plumbing. J. Geophys. Res., Vol. 105, pp. 21633-21646.
Lees, J.M., Crosson, R.S. (1989): Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data. J. Geophys. Res. 94, 5716-5728.
Londono, J. M., Sudo, Y. (2002): Velocity structure and a seismic model for Nevado del Ruiz Volcano (Colombia), J.

- Volcanol. Geotherm. Res., Vol.119, pp. 61-87.
- Moos, D., Zoback, M. D. (1983): In Situ Studies of Velocity in Fractured Crystalline Rocks, J. Geophys. Res., Vol. 88, pp. 2345-2358.
- Murase, T. and McBirney, A. R. (1973) : Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 84, pp. 3563-3592.
- Okubo, Y., Graf, R. J., Hansen, R. O., Ogawa, K., Tsu, H. (1985): Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. Geophysics, Vol.53, No. 3, pp. 481-494.
- Sudo, Y., Ono, H., Hurst, A. W., Tsutsui, T., Mori, T., Nakaboh, M., Matsumoto, Y., Sako, M., Yoshikawa, S., Tanaka, M., Kobayashi, Y., Hashimoto, T., Hoka, T., Yamada, T., Masuda, H. and Kikuchi, S. (1998) : Seismic activity and ground deformation associated with 1995 phreatic eruption of Kuju Volcano, Kyushu, Japan, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 81, pp. 245-267.
- Sudo, Y and Matsumoto, Y. (1998): Three-dimensional P-wave velocity structure in the upper crust beneath Kuju Volcano, central Kyushu, Japan. Bull. Volcanol., Vol. 60, pp. 147-159
- Sudo, Y. and Kong, L. S. L.(2001) : Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan. Bull. Volcanol., Vol. 63, pp. 326-344.
- Wu, H. and Lees, J. M. (1999) : Three-dimensional P and S wave velocity structures of the Coso Geothermal Area, California, from microseismic travel time data, J. Geophys. Res., Vol. 104, No. B6, pp. 13217-13233
- Zhao, D., Hasegawa, A., Horiuchi, S. (1992): Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath north eastern Japan. J. Geophys. Res. Vol. 99, pp. 22313-22329.

Three-dimensional Seismic Velocity Structure in the Hoho Volcanic zone, Kyushu, Japan

Miyuki YOSHIKAWA, Yasuaki SUDO*, John M. LONDONO**, Hideharu MASUDA*, Shin YOSHIKAWA*

* Graduate School of Science, Kyoto University

** INGEOMINAS, Volcanological and Seismological Observatory. Manizales, Colombia

Synopsis

Three dimensional P and S wave velocity structures for the Hoho volcanic zone in Kyushu, Japan are estimated by applying a tomographic method to 43530 P and 31408 S wave arrival time data from 5850 local events. Low V_p lines at 5.0km and 8.0km depths run parallel to the volcanic chain in the Hoho volcanic zone and high V_p and high V_s belts at 5.0km and 8.0km depths and the low V_p belt at 11.0 km depth around of the Aso caldera distribute along side of the Oita-Kumamoto tectonic line. It is conceivable that these anomalies of the seismic velocity are controlled by the volcanic and geothermal structure in the volcanic zone.

Keywords : Aso Volcano, Kuju Volcano, the Hoho Volcanic Zone, the Oita-Kumamoto tectonic line, geothermal area, 3-D seismic velocity

P wave

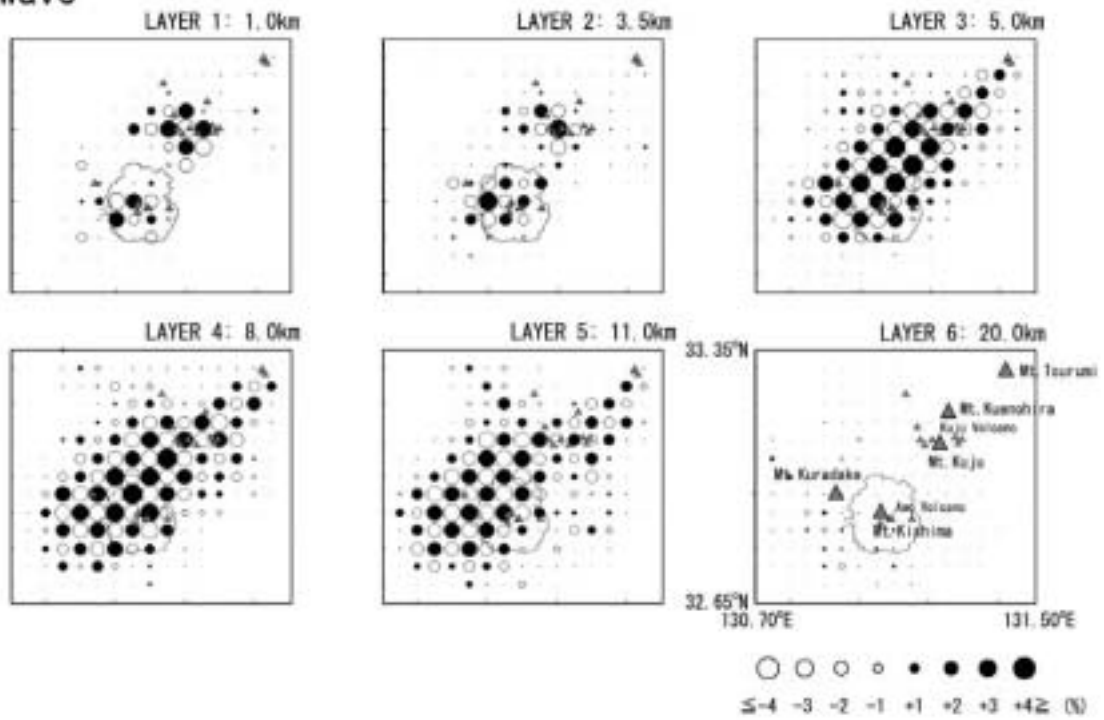


Fig. 4 The result of the checkerboard resolution test for P wave

S wave

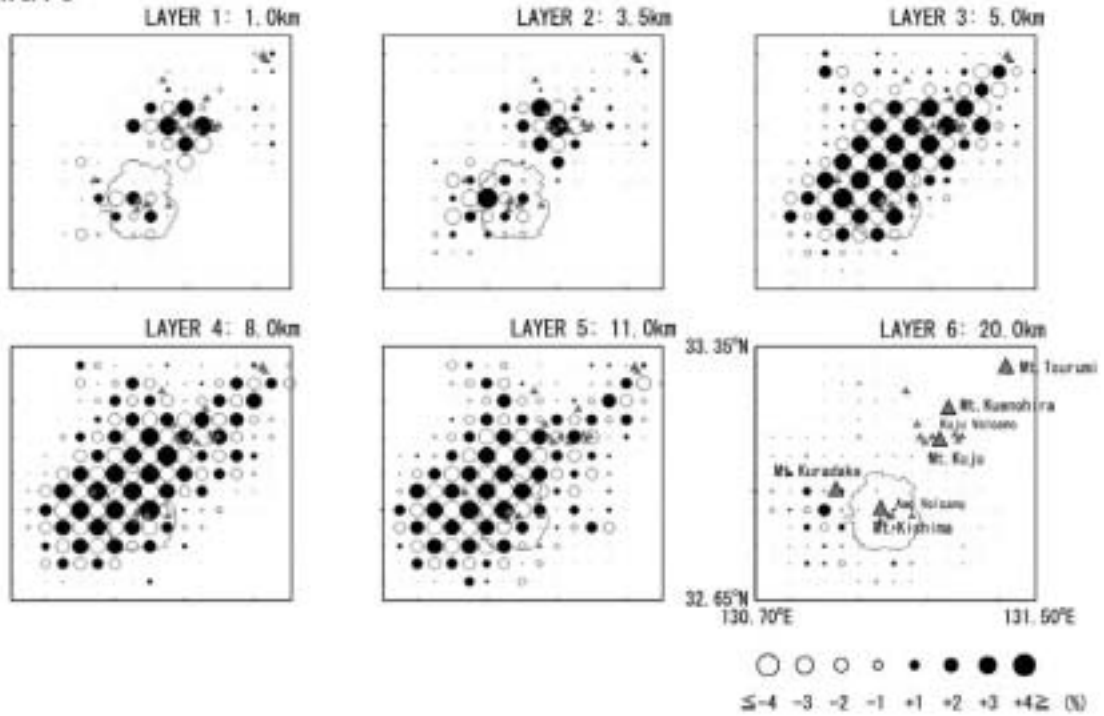


Fig. 5 The result of the checkerboard resolution test for S wave

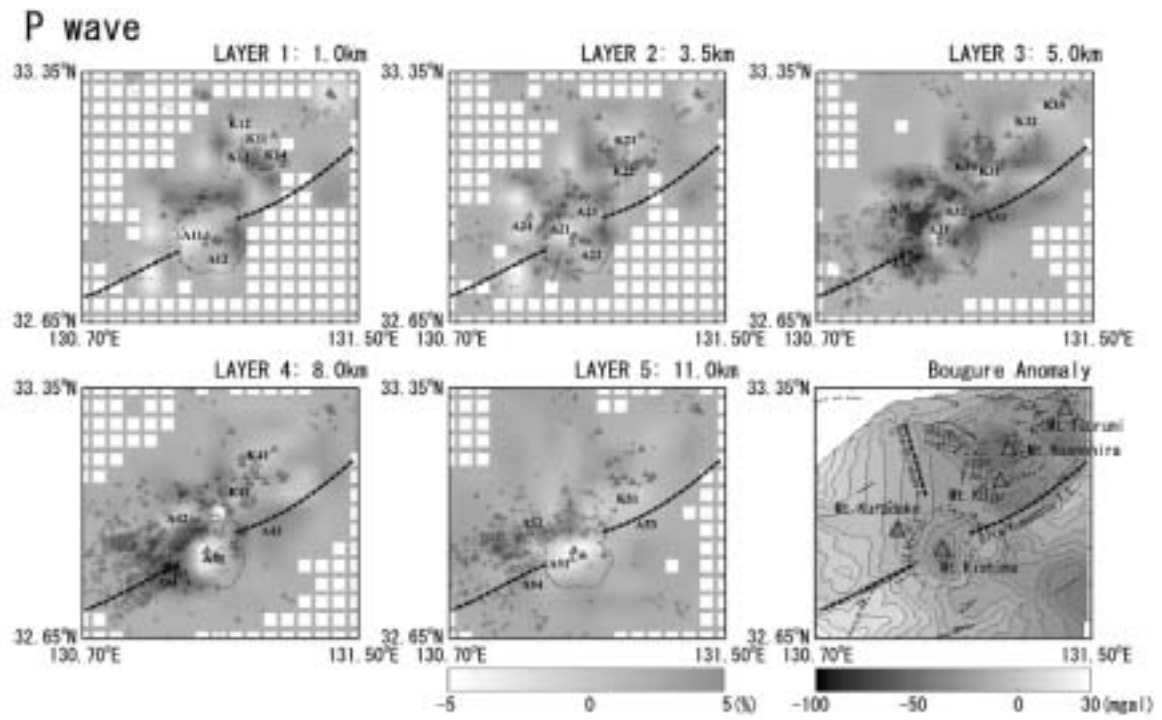


Fig. 8 The plan view of perturbations of P wave velocities rounding off $\pm 5\%$, the location map of hypocenters, the distribution of faults (The research group for active tectonics in Kyushu, 1989) and The Bougure anomaly (Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001)

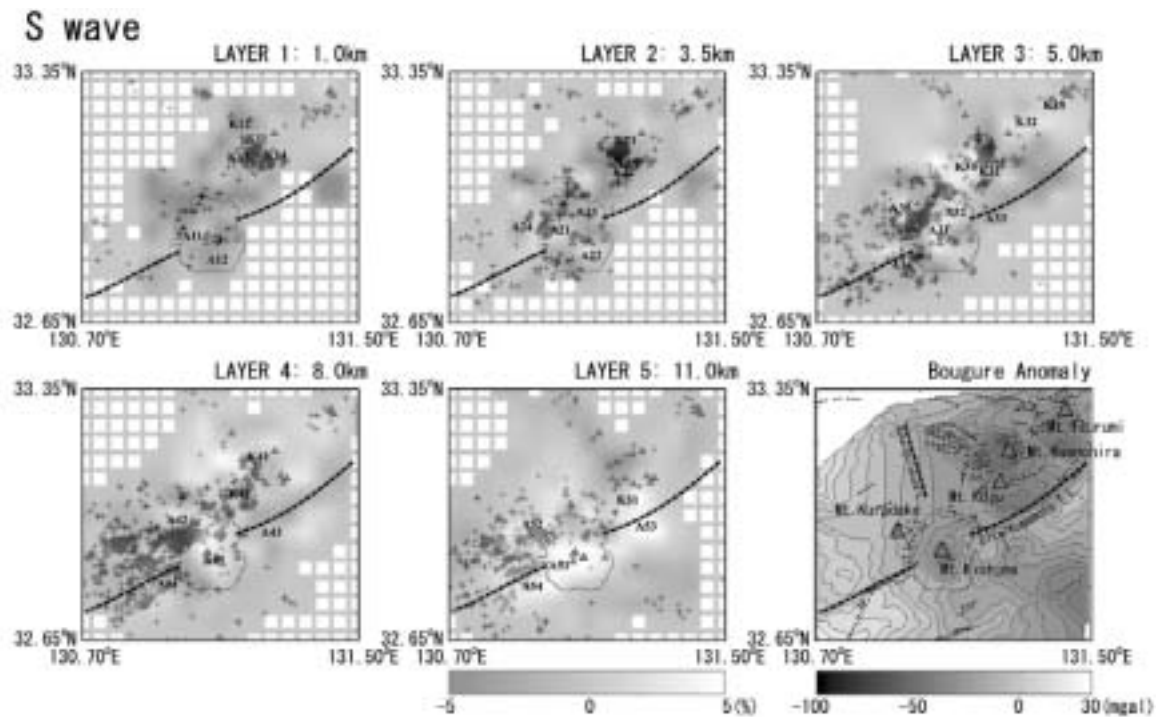


Fig. 9 The plan view of perturbations of P wave velocities rounding off $\pm 5\%$, the location map of hypocenters, the distribution of faults (The research group for active tectonics in Kyushu, 1989) and The Bougure anomaly (Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001)

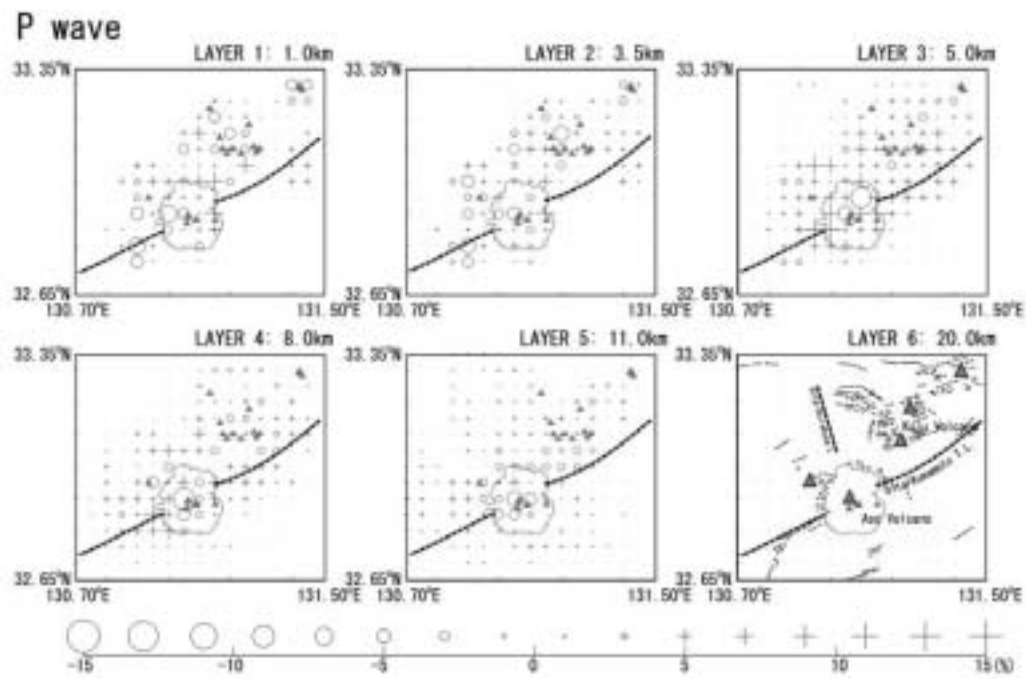


Fig. 6 The plan view of perturbations of original P wave velocities and the distribution of faults (The research group for active tectonics in Kyushu, 1989).

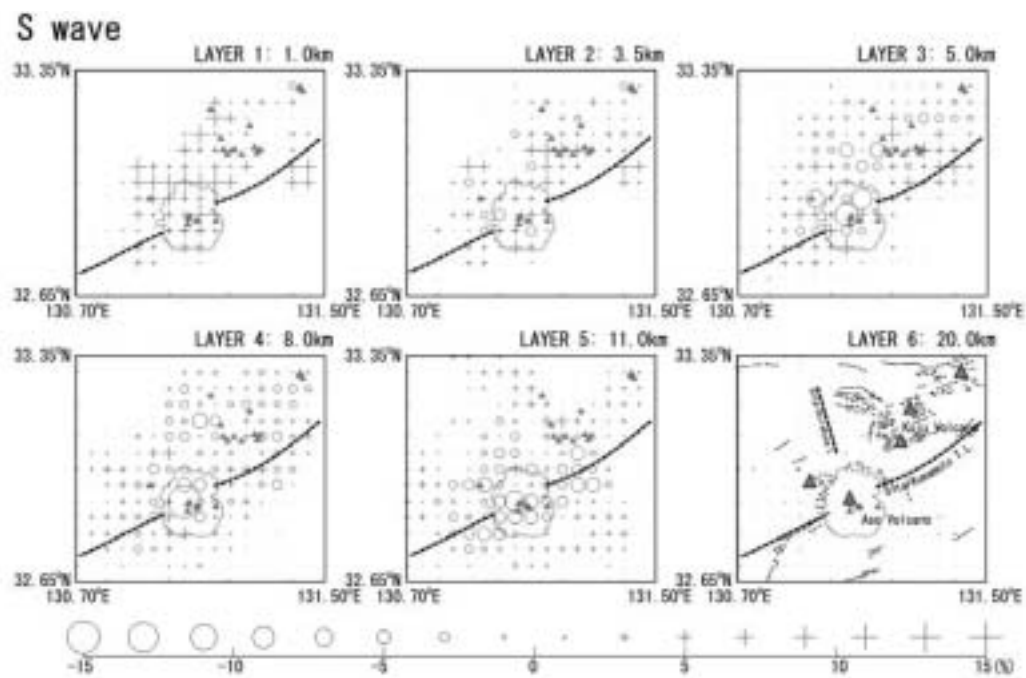


Fig. 7 The plan view of perturbations of original S wave velocities and the distribution of faults (The research group for active tectonics in Kyushu, 1989).