

## 地震波トモグラフィから推定した九州地方の島弧マグマ分布とスラブ構造

浅森浩一・趙 大鵬

愛媛大学理工学研究科

## Tomographic imaging of arc magma and subducting slab beneath the Kyushu subduction zone

Koichi Asamori and Dapeng Zhao

Department of Earth Sciences, Ehime University

### Abstract

The Kyushu subduction zone in southwest Japan is characterized by active subduction of the young Philippine Sea slab beneath the Eurasian plate. We have determined the detailed three-dimensional P-wave velocity structure of the Kyushu subduction zone to a depth of 120 km. We used 9,041 P and S wave arrival times from 486 shallow and intermediate-depth earthquakes, which occurred in and around Kyushu. The arrival times were recorded by the Japan University Seismic Network, which covers the entire Japan Islands densely and uniformly. Our results show that the subducting Philippine Sea slab is imaged clearly as a high-velocity zone. It has a thickness of about 35 km and a P wave velocity 3-5% faster than the initial 1-D velocity model used in this study. Very slow velocity anomalies (3-5%) exist in the mantle wedge and extend to the forearc region down to the subducting Philippine Sea slab beneath northern Kyushu. These results indicate that regimes of melting and magmatism in a subduction zone with a young slab are different from those with old slabs. Dehydration and melting occur beneath the arc and forearc regions above a young slab, such as in northern Kyushu (age < 26 Ma), while they occur beneath the volcanic front and back arc above old slabs, such as Northeast Honshu and South Kyushu. The formation of magmatism and volcanism in Kyushu is considered to be related to the convective circulation process in the mantle wedge and the dehydration of the subducting Philippine Sea slab. Large crustal earthquakes during the period 1886-1996 are found to occur in the vicinity of the low-velocity zones, indicating that volcanoes and magma chambers weaken the brittle seismogenic crust, and cause those weak areas to be subject to tectonic stress and prone to large earthquakes.

**Key words:** Tomography, Philippine Sea slab, Magmatism

### 1. はじめに

世界の主な沈み込み帯について三次元地震波速度構造を推定した研究は、東北日本、アラスカ、トンガなど、多数の地域について行なわれており（例えば、Hasemi *et al.*, 1984; Zhao *et al.*, 1992 a, 1995, 1997 a), 沈み込むスラブに対応する領域が高速度であり活火山直下の地殻とマントル・ウェッジに地震波低速度域が存在し、それは高速度のスラブとほぼ平行に傾斜しており、沈み込むスラブからの脱水やマントル・ウェッジにおける対流に

関係しているとされている。また、世界の殆ど全ての沈み込み帯には火山列が存在することから、スラブの沈み込みに伴って脱水反応が起こり、マグマが形成され、上昇するものと考えられている（例えば、Tatsumi, 1989, Iwamori, 1998）。

日本列島南西部に位置する九州地方においては、ユーラシアプレートの下にフィリピン海プレートが西北西方向に沈み込んでおり、浅発・稍深発地震は深さ約 200 km まで活発に発生している。さらに、この九州地方の

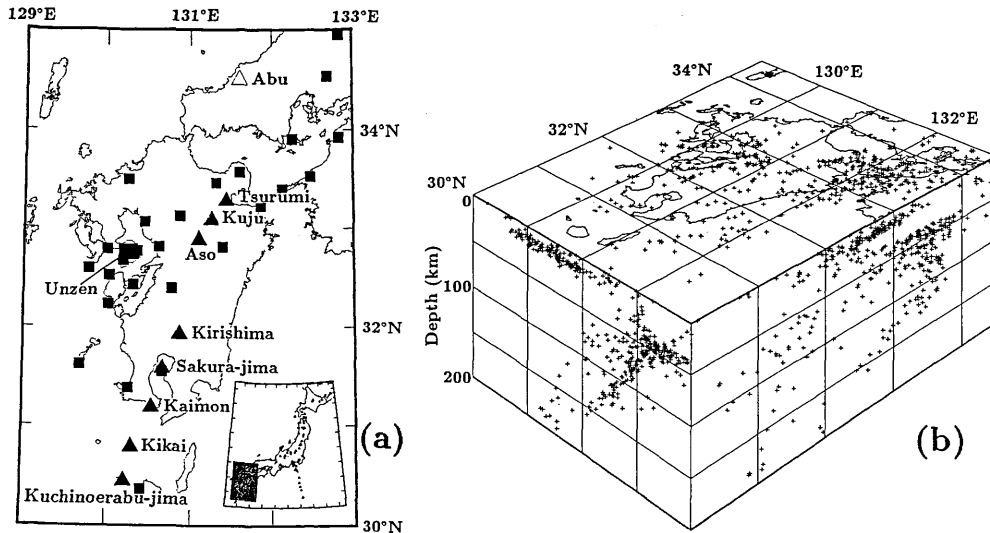


Fig. 1. (a) Map showing the distribution of seismic stations (solid squares) used in this study. Solid and open triangles denote active volcanoes and Quaternary volcanoes, respectively. The shaded area on the insert map shows the present study area. (b) Hypocentral distribution of the 486 earthquakes used in this study.

中央部に火山フロントが位置しており、和達-ベニオフゾーンの深さ 100 km から 150 km の直上に位置している。また、それらの活火山のうち、霧島、桜島、阿蘇山は近年でも活発に活動している。

これまでの研究において九州地方における三次元地震波速度構造は、この領域を含むさらに大きな空間スケールで推定されており (Hirahara, 1981; Zhao *et al.*, 1994; Sadeghi *et al.*, 2000), 沈み込むフィリピン海スラブの存在などが確認されている。しかしながら、九州において沈み込むスラブと活火山の関係については未だ不明瞭な点が多く、それを解明することは重要な研究テーマである。そこで、本研究では Zhao *et al.* (1992 a) による地震波トモグラフィ法を用いて九州地方全域下における詳細な三次元 P 波速度構造の推定を行なった。

## 2. データと解析

本研究領域を Fig. 1 (a) に示す。我々は、この領域内に 1993 年 1 月 1 日から 12 月 31 日までの一年間に発生した浅発・稍深発地震の中から到達時刻データを 9 個以上持つ 486 個の地震を「国立大学観測網地震カタログ」(坪井・他, 1989) から選出し、P 波 6,468 個と S 波 2,573 個の到達時刻データを集め、これらのデータをトモグラフィ・インバージョンに用いた。

本研究に用いた観測点の分布を Fig. 1 (a) に示す。研究領域内においては、25 点の観測点が展開されており、九州北部や活火山周辺では比較的密に分布している。しかしながら、九州南部および海洋部での観測点数は少な

いため、その領域においては得られる結果の信頼度が低いことが予想される。Fig. 1 (b) に用いた地震の分布を示す。データとして使用する震源と観測点間の波線分布は結果として求められる速度構造の分解能をコントロールすることから、良質な結果を求めるために空間的になるべく均一に分布するように地震を選んだ。

走時データの解析には Zhao *et al.* (1992 a) による地震波トモグラフィ法を用いた。解析に際しては、研究領域内に三次元の格子点 (grid nodes) を水平方向に約 33 km, 垂直方向に 15~25 km の間隔で設置した。各格子点での地震波速度を未知数とし、空間上の任意の点での速度はその周囲の 8 つの格子点での速度から内挿により計算する。地震波の走時と波線は三次元波線追跡法 (Zhao *et al.*, 1992 a) を用いて計算した。また、研究領域内におけるコンラッド面およびモホ面の形状 (Zhao *et al.*, 1992 b) も計算に考慮した。使用した初期速度モデルにおける上部地殻、下部地殻、及びマントル最上部での速度 (Pn 速度) は Zhao *et al.* (1992 b) により推定されたものであり、上部地殻、下部地殻の P 波速度はそれぞれ 6.0 km/s, 6.7 km/s であり、Pn 速度を 7.7 km/s とし、深さについて 0.003/s の速度勾配を与えている。また、S 波速度は P 波速度を 1.73 で割った値を用いている。

## 3. 結果と分解能

本解析では、486×4 個の震源パラメータと 20 個以上の波線が通過した格子点における 1,506 個の P 波速度パ

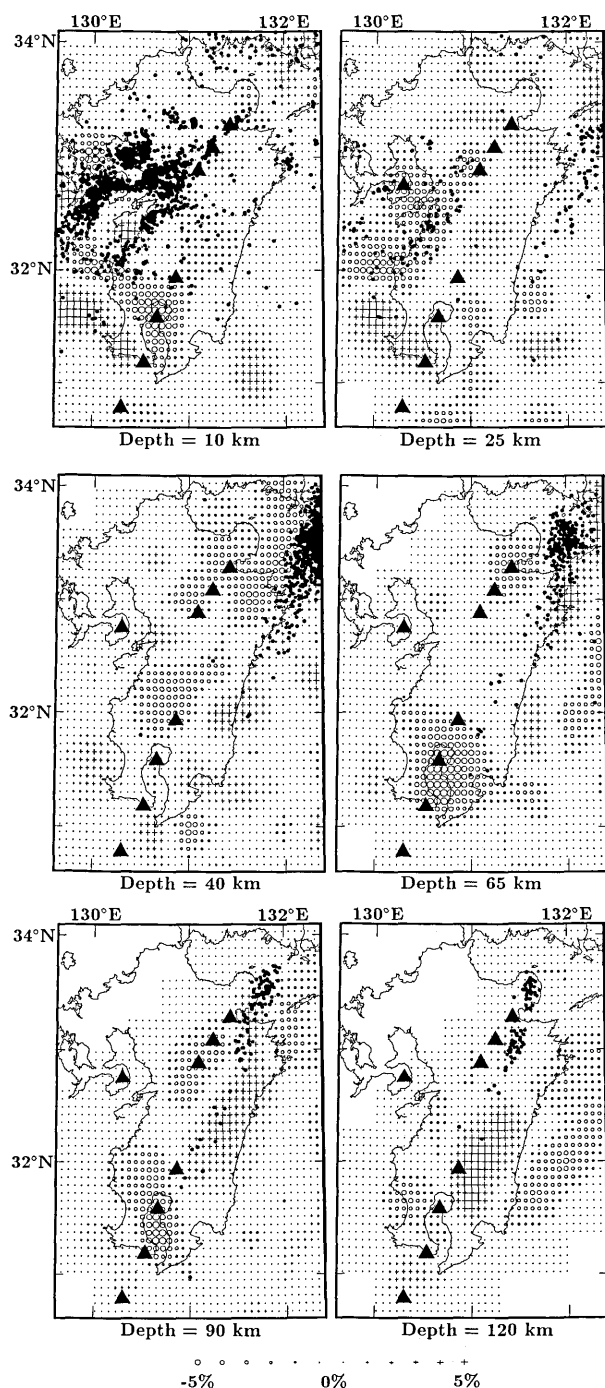


Fig. 2. P-wave tomography. Crosses and circles denote fast and slow velocities, respectively. The depth of each layer is shown at the bottom of each map. Solid triangles denote active volcanoes. Microearthquakes within 10 km of each depth slice are shown as solid circles.

ラメータをインバージョンによって求めた。その結果、全体の走時残差はインバージョンを行なう前に比べて約60%に減少した。Fig. 2に求められたP波速度構造の平面図を、Fig. 3にその断面図を示す。

本解析において結果として求められた速度構造の分解能は使用したデータセットの精度、観測点及び震源位置の分布などに影響を受ける。このため、結果の信頼性を検討する上で分解能テストを行なうことは重要である。そこで、本研究ではCheckerboard Resolution Test (CRT) 及びRestoring Resolution Test (RRT) (Humphreys and Clayton, 1988; Zhao *et al.*, 1992a)を行なった。CRTに用いたモデルのP波速度構造のパターベーションは±3%であり、RRTに用いたそれは本研究により決定されたP波速度構造である。ここで理論データをより現実的なものとするため、実際のデータセットに含まれている誤差を仮定された速度構造に基づいて得られた理論走時に標準誤差0.1秒のランダム誤差として加えている。これによって得られた平面図に対するCRTの結果をFig. 4に、断面図に対するCRT及びRRTの結果をFig. 5にそれぞれ示す。

まず、深さ10 kmにおいては研究領域内の大部分では正負交互の速度構造が完全に復元されていることからこの深さでの分解能は良好であることがわかる。しかし、九州南東部ではそれらが良く復元されていない。これはFig. 1 (a)に示すようにこのあたりでは観測点が少ないことから、震源から観測点に到達する波線が多く通らなかったためであると思われる。

深さ25 kmについては、領域の南東部及び北西部を除く地域においては与えられた速度構造のパターンは復元されているものの、そのパターンは良く復元されていない。これについてはいくつかの要因が考えられる。まず、下部地殻を屈折波として伝播するP\*波が、今回使用したデータ内には多く含まれていないこと。また、地殻内で発生している浅発地震の大部分は上部地殻でのものであり、下部地殻内では殆ど発生していない。これらのことから、下部地殻に相当する深さ25 kmでは波線があまり通らなかったために分解能はやや劣ると思われる。

マントル最上部に対応する深さ40 kmにおいては、正負交互に与えた速度構造が良く復元されている。これは、Pn波の波線や沈み込むフィリピン海スラブ内で発生している稍深発地震からの波線が多く通り、それらは領域内において互いに交差しているためであり、この深さでの分解能は非常に優れている。さらに深さ65 km、90 kmについては、速度構造のパターンはほぼ復元されていることからそれらの分解能は良好であると思われる。

Fig. 2に示す得られたP波速度構造について、上部地殻に対応する深さ10 kmでは、阿蘇山、九重山、鶴見岳

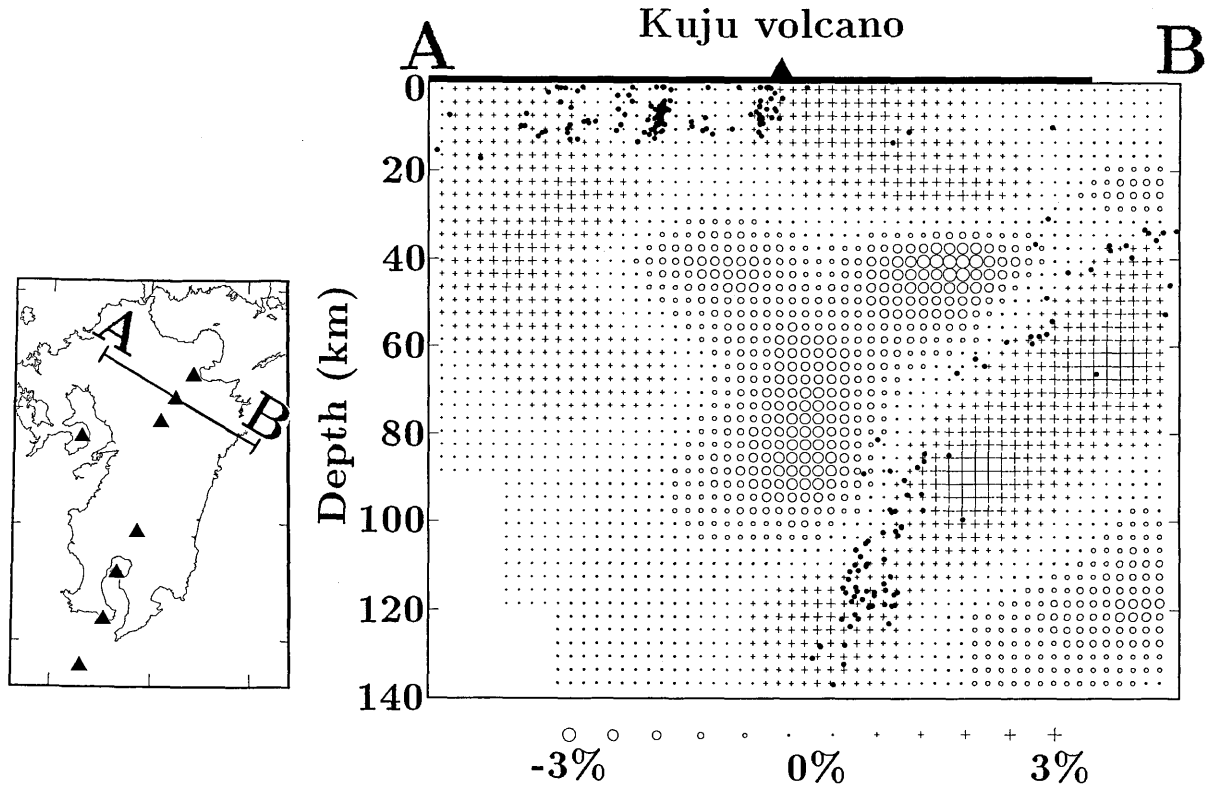


Fig. 3. Vertical cross-section of P-wave velocity structure from 0 to 140 km depth along the line AB on the insert map. Earthquakes within a 15-km width from the cross-section are shown as solid circles. The bar at the top denotes the land area of Kyushu.

の活火山地域を除く活火山地域においてP波速度が3~5%遅い顕著な低速度異常体が見られる。また、下部地殻に対応する深さ25 kmでは比較的分解能の低い九州南部を除き、近年でも活発な火山活動がみられる雲仙及び阿蘇下において顕著な低速度体が見られ、その規模は上部地殻に見られるものと比べて大きくなっている。このような特徴はZhao *et al.* (1992 a) による東北地方の研究結果と調和的である。

さらに、マントル最上部にあたる深さ40 kmでは雲仙下を除く活火山地域において顕著な低速度異常体が見られ、それらは深さ65 km, 90 kmでも継続して見られる。また、深さ65 km, 90 km及び120 kmでは沈み込むフィリピン海スラブに対応する顕著な高速度異常帯が見られ、その速度は本解析に1次元初期速度モデルとして用いた平均的なマントルのP波速度より3~5%高い。

Fig. 3に活火山である九重山を通る断面図を示す。図中に示す地震は本研究により推定されたP波速度構造を用いて震源再決定したものであり、その深さに対する誤差は3 km以内である。沈み込むフィリピン海スラブが高速度帯として明瞭にイメージされた。Fig. 5 (b)に示すRRTの結果においてその厚さに対するイメージは

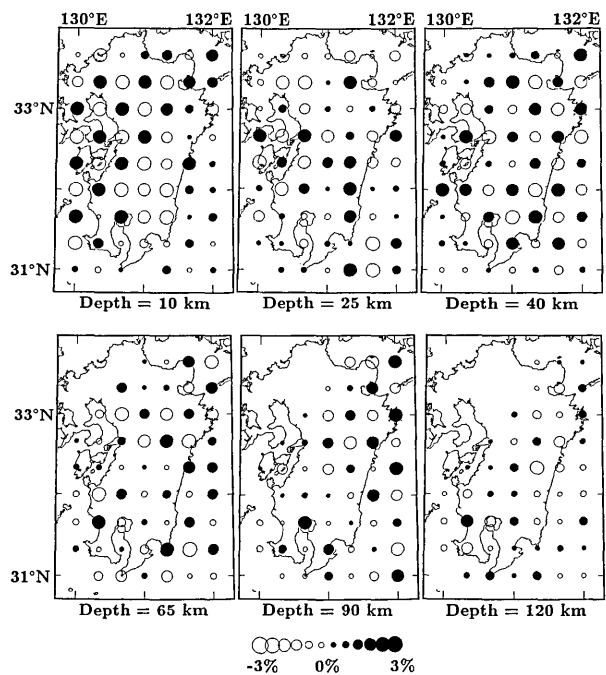


Fig. 4. Results of the checkerboard resolution test for P-wave velocity structure. The grid spacing is 33 km. The depth of each layer is shown at the bottom of each map. Open and solid circles denote slow and fast velocities, respectively.

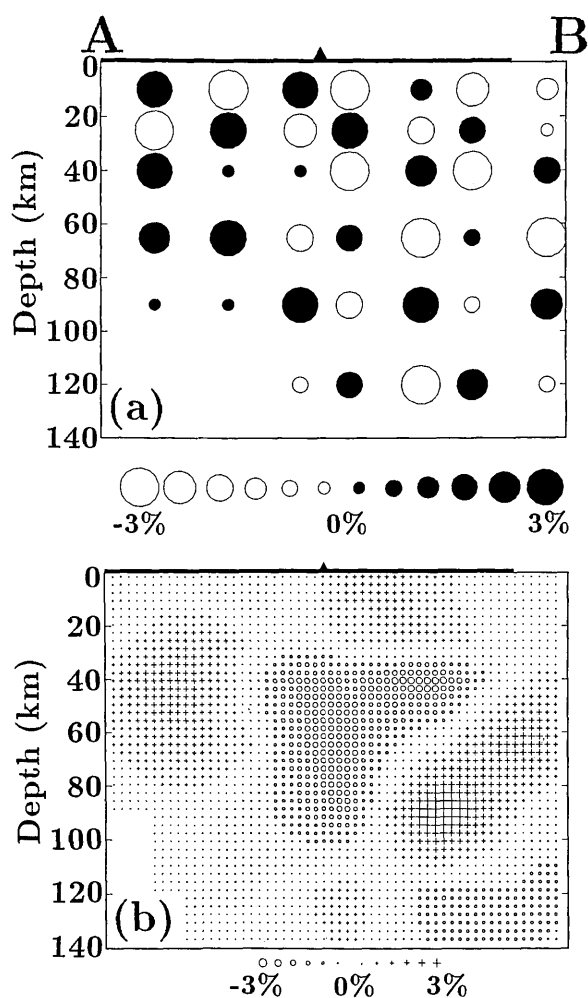


Fig. 5. Result of the (a) checkerboard and (b) restoring resolution tests for the vertical cross-section in Fig. 3.

35±3 km の範囲内で回復していることから、スラブの厚さは約 35 km であると推定される。さらに稍深発地震の多くは高速度のスラブの上部境界面付近で発生しているが、スラブの中央部にも地震が発生している。これは九州地方下の二重深発地震面についての報告(石川, 1985)と調和的であり、九州北部においてその存在を示唆しているものであると思われる。また、活火山下のマントル・ウェッジにおいて顕著な低速度異常体が見られる。これらの結果は東北地方、アラスカ及びトンガの沈み込み帯における研究結果 (Zhao *et al.*, 1992 a, 1995, 1997 a) と類似しており、九州地方における活火山下に供給するマグマはマントル・ウェッジでの対流や沈み込んでいる海洋プレートの脱水に関係していることを示唆している (Tatsumi, 1989; Peacock, 1990; Zhao *et al.*, 1997 a).

#### 4. 議論

##### 4-1. 九州地方における火成活動とスラブ

本解析の結果として九州地方下の地殻及びマントル最上部に、顕著な低速度異常体が見られた。これらの低速度異常体は活火山周辺域に分布しており、これらの地域では地表面での熱流量 (heat flow) と地温勾配は共に高い (湯原, 1973; 大久保, 1993)。このことから、地殻内及びマントル最上部にみられる地震波低速度域は活火山及びマグマ溜まりに起因すると推測される。

さらに、九州地方下のマントル・ウェッジに顕著な低速度異常体が存在し、それは活火山直下、背弧側及び九州北部においては前弧側にも見られる (Figs. 2, 3)。これらマントル・ウェッジでの低速度異常体に関して、東北日本 (Zhao *et al.*, 1992 a), アラスカ (Zhao *et al.*, 1995) 及びトンガ (Zhao *et al.*, 1997 a) のトモグラフィの研究結果では、マントル・ウェッジにおける低速度異常体はそれぞれの地域に存在する活火山の直下及び背弧側のみ見られるのに対し、Fig. 3 に示す九州北部地域下では前弧側にも顕著に見られる。

この断面における CRT 及び RRT の結果 (Fig. 5) より、前述した特徴の見られる領域においては速度のパターン及び振幅が良く復元されていることがわかる。さらに、深さ 40 km での結果の平面図 (Fig. 2) 及びその CRT の結果 (Fig. 4) より、それらに対する分解能は非常に良いものであり、これらは信頼性の高い特徴であると言える。

一般に、沈み込み帯における火成活動はマントル・ウェッジにおける対流や沈み込む海洋スラブの脱水に関係しているとされている (Tatsumi, 1989; Peacock, 1990; Davies and Stevenson, 1992; Zhao *et al.*, 1994; Iwamori 1997, 1998)。沈み込むスラブからの脱水による多量の水はメルトの生成に貢献しており、この水の存在は岩石の溶融温度や地震波速度を低下させる要因となっている。

このことから、マントル・ウェッジにおける低速度体の違いはそれぞれの地域に沈み込んでいるスラブの年令に起因した脱水様式の違いによるものであると思われる。九州北部に沈み込んでいるフィリピン海スラブの年令は 20 Ma 程度であるのに対し、アラスカでは約 50 Ma、東北日本やトンガでは 100 Ma 以上である。

Iwamori (1998) による岩石学的な数値シミュレーションの研究結果によると、沈み込むスラブからの脱水はスラブ直上の蛇紋石と緑泥石による脱水反応の結果生じたものであり、スラブに沿って変化する温度に依存して深さ約 150 km までに分解される。それらの深さにお

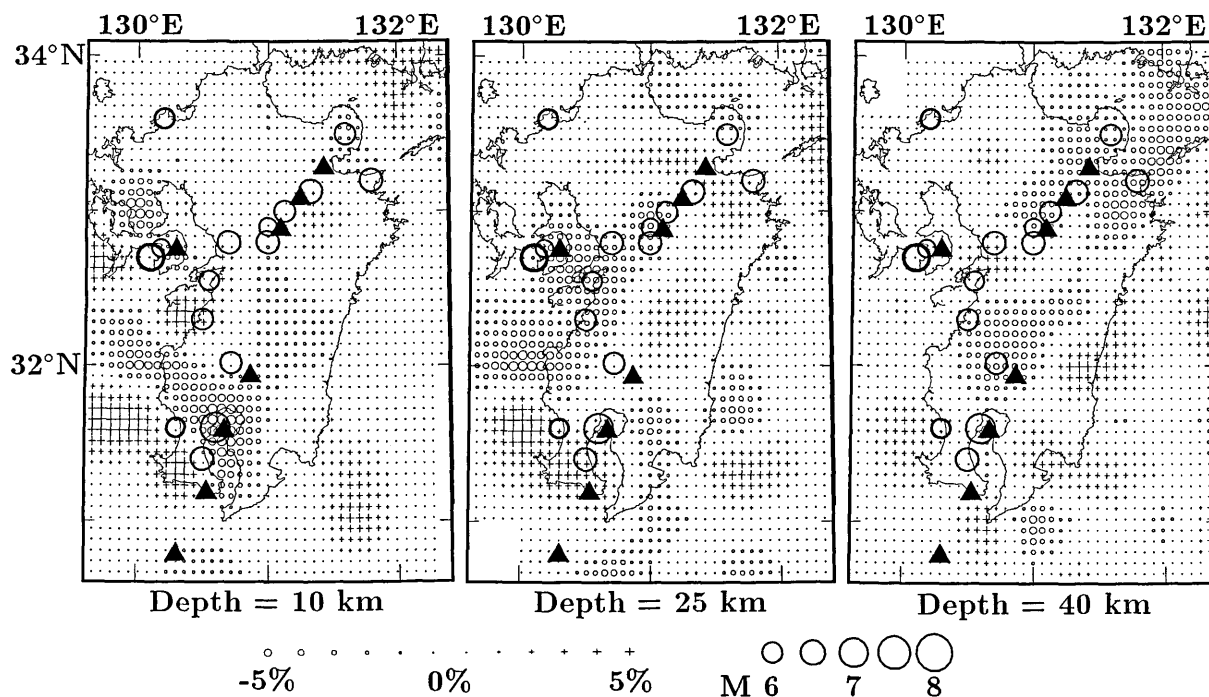


Fig. 6. Epicentral distribution of large earthquakes ( $M > 6$ ) that occurred from 1885 to 1998 at each depth slice. The depth of each layer is shown at the bottom of each map. The scales for magnitude and velocity perturbation are shown at the bottom.

いて分解された蛇紋石と緑泥石からの水は上方に向かって輸送される。さらに、それらの水が含水カンラン岩のソリダスに対応する深さまで達すると、広範囲に渡って溶融を起こす。しかし沈み込むスラブの年齢が若い場合、スラブに沿って変化する温度は古いものに比べて高くなるため、沈み込むスラブからの脱水及び溶融は前弧側において発生するとされている。

このことから、Figs. 2, 3に見られる深さ 40 km~100 km の火山フロントから前弧側の領域の顕著な低速度異常体は沈み込むフィリピン海スラブからの脱水に起因する多量の流体 (aqueous solution, melt) の存在を示唆しているものであると思われる (Zhao *et al.*, 2000)。

さらに Fig. 2 に示されている深さ 40, 65, 90 km でのマントル・ウェッジにおける低速度異常体の有無、及びその存在領域は島弧の走向に沿って変化しており、前弧側の低速度異常体は九州北部で顕著に見られるが、南部では見られない。この特徴から以下のことが考えられる。九州北部には 26 Ma よりも若い四国海盆に対応する比較的年齢の若いスラブが沈み込んでいるのに対し、南部では 50 Ma よりも古い白亜紀末期から第三紀初期にかけての九州・パラオ海嶺、奄美海盆、奄美海嶺による異なった年齢のスラブが沈み込んでいるとすると、九州南部の前弧側における脱水は抑えられることになり、結

果としてその地域下での脱水による流体に対応する低速度異常体が見られなかったのではないかと考えられる。また、活火山直下及び背弧側において見られる低速度異常体は九州北部・南部ともに活火山下に存在する高温のマグマ溜りや、マントル・ウェッジにおける対流に起因していると思われる。

#### 4-2. 地殻内部の浅発大地震

Fig. 6 に今回得られた P 波速度構造と 1885 年から 1998 年にかけて発生したマグニチュード 6.0 以上の浅発大地震の震央をプロットしたものを示す。浅発大地震の震源位置とマグニチュードは宇佐美 (1999) により決められたものを使用した。これらの浅発大地震は全て上部地殻において発生したものであるが、本解析結果に見られる上部地殻、下部地殻、マントル最上部のいずれかの層においてみられる活火山下のマグマ溜りに起因する顕著な低速度異常体周辺域で殆どの大地震が発生していることがわかる。

一般に地殻内の物質は上部地殻で脆性的、下部地殻で延性的であるとされており、延性と脆性の中間的な変形様式で特徴付けられる岩石変形のゾーンである脆性延性遷移帯が存在する。また、活火山下では系統的に圧力や温度などの環境条件が変化し、周辺に存在する岩石は延性から脆性へ遷移するため、主に活火山下では脆性延性

遷移帯が押し上げられると考えられる。このことから、低速度異常体として現われている活火山やマグマ溜まりは脆性的な地殻を弱め、応力集中し、大地震を発生しやすい地域を生み出す原因となっていると思われる。

## 5. 結論

本研究では、九州地方における詳細な三次元的構造を明らかにすることを目的として、Zhao *et al.* (1992a) による地震波トモグラフィ法に九州地方及びその周辺で発生した486個の地震からの約9千個の走時データを適用して三次元P波速度構造の推定を行なった。主に、分解能の良い九州北部地域における結果より以下のことが明らかになった。

(1) 沈み込んでいるフィリピン海プレートのイメージが非常に明瞭に見られ、その厚さは約35kmであり、そのP波速度は平均的なマンツルの速度より3-5%高く、稍深発地震はその内部において発生している。

(2) 九州北部地域における活火山下の地殻とマンツル・ウェッジにおいてP波速度が3-5%遅い低速度異常体が見られることから、活火山下にマグマ溜まりが存在し、マンツル・ウェッジにおける対流や沈み込む海洋スラブの脱水に関係していると思われる。

(3) 1885年から1998年にかけて地殻内に発生した大地震の殆どは低速度域周辺に位置している。このことから、火山やマグマ溜まりは脆性的な地殻を弱め、応力集中し、大地震を発生しやすい地域を生み出す原因となっていると思われる。

## 謝辞

東京大学地震研究所の瀬瀬一起氏と鷹野 澄氏に「国立大学観測網地震カタログ」のデータを提供して頂き、深く感謝いたします。また、東京大学の岩森 光氏には、本研究について多くの資料と有益な助言を頂き、深く感謝いたします。査読者鈴木貞臣氏および吉田武義氏からの貴重なコメントは本稿の改善に大いに役立ちました。記して感謝いたします。

## 参考文献

Davies, H. and D. Stevenson, 1992, Physical model of source region of subduction zone volcanics, *J. Geophys. Res.*, **97**, 2037-2070.  
 Hasemi, A.H., H. Ishii and A. Takagi, 1984, Fine structure beneath the Tohoku district, northeastern Japan arc, as derived by an inversion of P-wave arrival times from local earthquakes, *Tectonophysics*, **101**, 245-265.  
 Hirahara, K., 1981, Three dimensional seismic structure be-

neath southwest Japan: The subducting Philippine Sea plate, *Tectonophysics*, **79**, 1-44.  
 Humphreys, E. and R.W. Clayton, 1988, Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, **93**, 1073-1085.  
 石川有三, 1985, 九州下の二重深発地震面, 地震II, **38**, 265-269.  
 Iwamori, H., 1997, Heat sources and melting in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **102**, 14803-14820.  
 Iwamori, H., 1998, Transportation of H<sub>2</sub>O and melting in subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 65-80.  
 長宗留男・田代秀樹, 1989, 九州下における和達一ベニオフゾーンの形状, 地震II, **42**, 13-19.  
 大久保泰邦, 1993, 日本列島の温度勾配図, 日本地熱学会誌, **15**, 12-22.  
 Peacock, S., 1990, Fluid processes in subduction zones, *Science*, **248**, 329-337, 1990.  
 Sadeghi, H., S. Suzuki and H. Takenaka, 2000, Tomographic low-velocity anomalies in the uppermost mantle around the northeastern edge of Okinawa trough, the backarc of Kyushu, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 277-280.  
 Tatsumi, Y., 1989, Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **94**, 4697-4707.  
 坪井誠司・瀬瀬一起・鷹野 澄・宮武 隆・阿部勝征・萩原幸男, 1989, 国立大学観測網地震カタログの震源決定処理, 地震II, **42**, 277-284.  
 宇佐美龍夫, 1999, 新編 日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 493 pp.  
 湯原浩三, 1973, 地殻熱流量におよぼす熱水系の影響, 火山, **18**, 129-141.  
 Zhao, D., A. Hasegawa and S. Horiuchi, 1992a, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909-19928.  
 Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa, 1992b, Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, **212**, 289-301.  
 Zhao, D., A. Hasegawa and H. Kanamori, 1994, Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22, 313-22,329.  
 Zhao, D., D. Christensen and H. Pulpan, 1995, Tomographic imaging of the Alaska subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **100**, 6487-6504.  
 Zhao, D., Y. Xu, D. Wiens, L. Dorman, J. Hildebrand and S. Webb, 1997a, Depth extent of the Lau back-arc spreading center and its relation to subduction processes, *Science*, **278**, 254-257.  
 Zhao, D., T. Matsuzawa and A. Hasegawa, 1997b, Morphology of the subducting slab boundary in the northeastern Japan arc, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **102**, 89-104.  
 Zhao, D., K. Asamori and H. Iwamori, 2000, Seismic structure and magmatism of the young Kyushu subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2057-2060.

(Received September 28, 2000)

(Accepted April 17, 2001)