

九州東部の人工地震観測から推定された地殻構造

安藤 誠^{1)a}・森谷武男^{1)*}・岩崎貴哉²⁾・武田哲也²⁾・朴 成実²⁾・酒井慎一²⁾・飯高 隆²⁾・久保篤規³⁾・宮町宏樹⁴⁾・田代勝也^{5)b}・松島 健⁵⁾・鈴木貞臣⁵⁾

¹⁾ 北海道大学大学院理学研究科 ^a 現在: 応用地質株式会社愛媛支店

²⁾ 東京大学地震研究所

³⁾ 防災科学技術研究所

⁴⁾ 鹿児島大学理学部

⁵⁾ 九州大学大学院理学研究院 ^b 現在: システムラボラトリー株式会社

Crustal structure beneath eastern Kyusyu, Japan, derived from a wide-angle reflection and refraction experiment

Makoto Ando^{1)a}, Takeo Moriya^{1)*}, Takaya Iwasaki²⁾, Tetsuya Takeda²⁾, Chengshi Piao^{2)b}, Shin'ichi Sakai²⁾, Takashi Iidaka²⁾, Atsuki Kubo³⁾, Hiroki Miyamachi⁴⁾, Katsuya Tashiro⁵⁾, Takeshi Matsushima⁵⁾ and Sadaomi Suzuki⁵⁾

¹⁾ Graduate School of Science, Hokkaido University

²⁾ Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

³⁾ National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

⁴⁾ Faculty of Science, Kagoshima University

⁵⁾ Faculty of Science, Kyusyu University

^a Now Oyo Corporation

^b Now System laboratory Corporation

Abstract

In 1994 and 1996, seismic refraction experiments were executed in the eastern part of Kyushu, Japan. The target of the experiments was to investigate the crustal structure composed of accretion materials associated with the paleo subduction process. The experiment in 1994 was composed of 3 shots, 195 observation sites, and 195 km measurement line. In the 1996 experiment, there were 3 shots, 236 observation sites, and 228 km measurement line, which extended north. Observation sensors were set at the same places except for the extended line of the second experiment. To establish a P wave crustal structure model, ray-trace forward modeling and inversion technique were used. The final P wave velocity structure model shows that the upper crust is composed of four layers: two sedimentary layers with velocities of 3-4 and 4-5 km/s, basement layer, 5.2-5.8 km/s and granitic layer, 6 km/s. The sedimentary layers developed in the southern part of the profile, which corresponds to the North and South Shimant belts. The thickness of the sedimentary layers in the Southern Shimant belt, exceeds 4 km. The basement layer has a complicated form. We found two distinct irregularly folded parts of the basement layer beneath Shimant belts and an abrupt decrease of the amplitudes of seismic waves that pass through beneath those parts. We interpreted the sedimentary layers had developed under a subduction process in Cretaceous (Izanagi plate) and Tertiary (Pacific plate), and the 6 km/s layer rising beneath the Shimant belt might correspond to an under-plating fragment of a plateau.

Key words: refraction exploration, crustal structure, accretion sediments, Kyusyu

*e-mail: moriya@belinda.ep.sci.hokudai.ac.jp (〒060-0810 北海道札幌市北区北)

1. 緒 言

九州の地殻は西日本に広く分布する変成帯である領家帯および秩父帯、また付加体である四万十帯（北帯と南帯に分けられる）で覆われている（例えば唐木田他, 1992）。これらの構造を解明することは西日本の地殻の生成過程を理解することにつながる。しかし九州における精度の高い地殻構造探査の研究はほとんど行われていなかった。Ono *et al.* (1978) は九州南部の桜島付近において爆破観測をおこなって地殻構造を推定した。この研究で得られた地殻構造モデルは、上部地殻の厚さは22 km、P波速度は5.9 km/sであって、さらに下部地殻の構造も推定されているが、観測点密度がきわめて低く信頼性は低い。Kakuta (1982) はOno *et al.* (1978) と同じデータを使い鹿児島県北部の東西の測線で深さ6 kmまでの地殻構造を示した。それによれば東部でP波速度が4.9 km/sの層が厚くなりその下にある5.9 km/sの層の上面は深さ6 kmになっている。

今回の実験では九州の領家帯および秩父帯、四万十帯の構造を明らかにすることである。測線はFig. 1に示すように九州東部に南北に設定され2年をかけて行われた。それらの測線長、観測点数、および爆破点数は、1994年の実験では195 km、195点、および3ヶ所であり、1996年の実験では228 km、236点、および3ヶ所であった。1996年の実験では測線を北部へ33 km延長したが、センサーが置かれた位置はS-1以北の延長部を除き全く同じ場所であった（爆破地震動研究グループ, 1999 a; 同, 1999 b）。爆破点は北からS-4, S-1, S-5, S-2, S-6, S-3という順になっている。これらの爆破によって観測され、読みとられた初動走時のデータセットは公表されている（爆破地震動研究グループ, 1999 a; 同, 1999 b）。しかし反射波の走時は読みとりがないので我々が独自に読みとり、データセットに加えた。

2. 記録の特徴

得られた記録の特徴を見るためにFig. 2からFig. 7に最北の爆破点から順にレコードセクションを示す。S-4の記録（Fig. 2）では、140 km付近以遠で急に波群全体が減衰している。S-1（Fig. 3）ではやはりS-4の減衰した場所付近（105 km付近）で急に減衰している。S-5（Fig. 4）ではきわめて明瞭な初動と反射波が-45 kmから60 kmの範囲で見られるが、それ以遠では急に減衰してしまう。南側の60 km付近は、S-4, S-1で急に減衰した場所とほぼ同じ地点である。S-2（Fig. 5）では-80 kmから75 kmまでほぼ全体に明瞭な初動といくつかの反射波群が見られる。しかし北端と南端では急に減衰が大

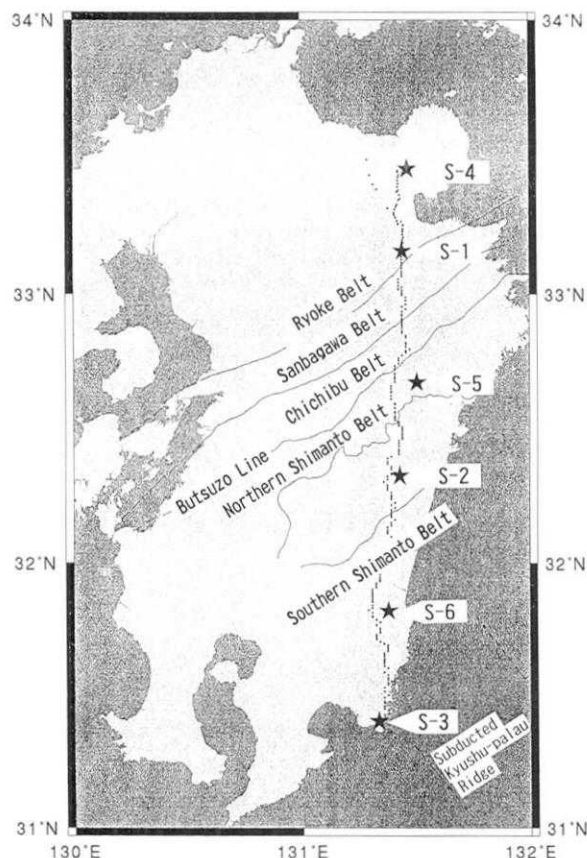


Fig. 1. Map showing measurement line and shot points of the experiments with the main surface geology in Kyushu.

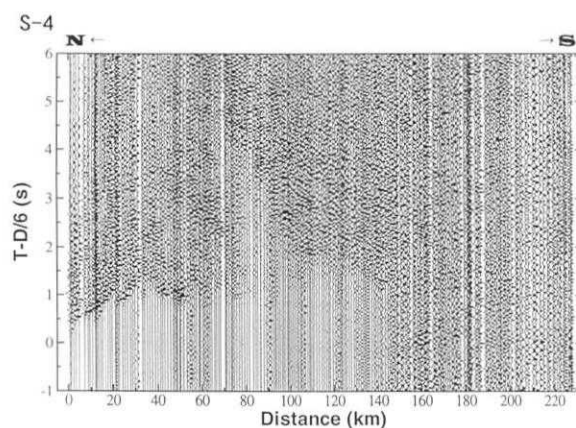


Fig. 2. A record section observed by S-4. Each trace is normalized by the maximum amplitude and is filtered through the pass band from 5 to 15 Hz. Vertical time axis is reduced by 6 km/s.

きくなる。S-6（Fig. 6）では-120 km以遠では急に減衰するが全体に明瞭な初動が見られる。爆破点から20 km付近までは見かけ速度が小さくそれ以遠では走時が複雑

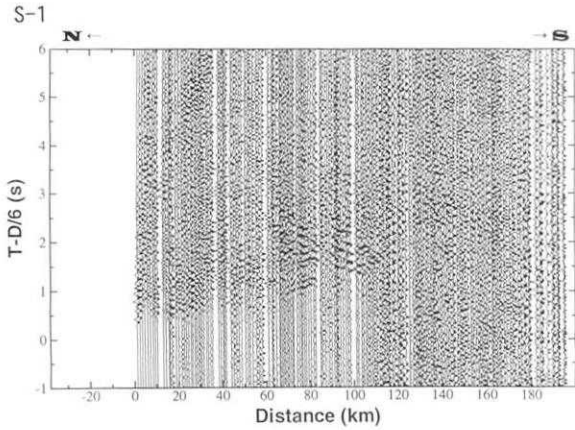


Fig. 3. A record section observed by S-1. Parameters of the figure are same as in Fig. 2.

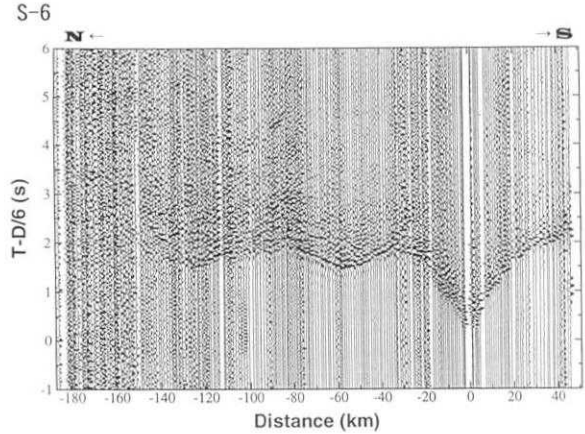


Fig. 6. A record section observed by S-6. Parameters of the figure are same as in Fig. 2.

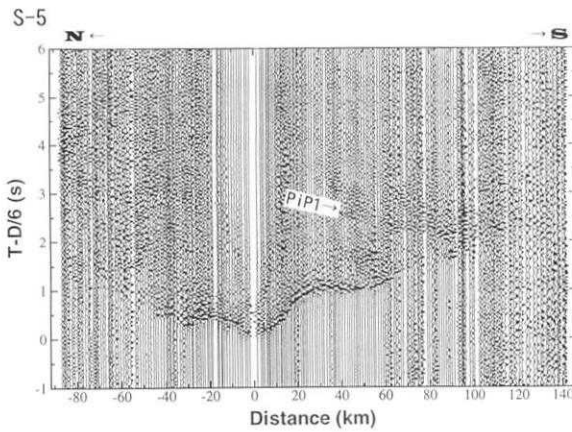


Fig. 4. A record section observed by S-5. Parameters of the figure are same as in Fig. 2.

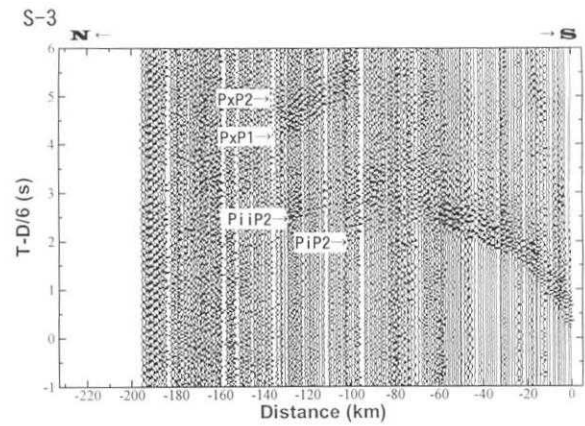


Fig. 7. A record section observed by S-3. Parameters of the figure are same as in Fig. 2.

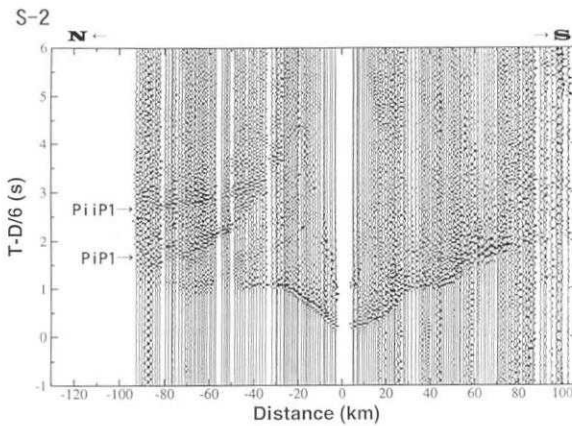


Fig. 5. A record section observed by S-2. Parameters of the figure are same as in Fig. 2.

に変化をしている。S-3 (Fig. 7) では小さい見かけ速度の初動が-60 km 付近まで見られる。それ以遠では非常に不明瞭となるが、いくつかの反射波群は認められる。以上のように、走時は複雑で 6 km/s の見かけ速度に対するインターセプトタイムは北部では 1 秒程度であるが、南部では 2 秒を越える。波群はある特定の場所で急に減衰する。この減衰の特徴は 1994 年の実験終了時点では単なる爆破の“きき”が悪かったと解釈されたが、1996 年の実験も加えてみると地殻内部に減衰の極端に大きな物質か、あるいは低速度物質が存在して地震波線が下方へ曲げられて地表にはもどってこないと考えられる。

3. P 波速度構造モデルの構築

みかけ速度が 6 km/s よりも大きく下部地殻を通過した屈折波らしい波群は観測されなかったので、上部地殻

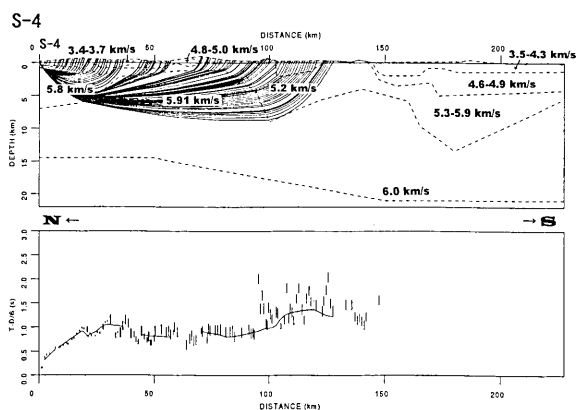


Fig. 8. Ray diagrams of the final velocity model for S-4 (upper). A reduction velocity of 6 km/s is used. The horizontal axis is an offset distance from S-4. A comparison of observed travel times (bars) with calculated travel times (solid lines). Lengths of bars are in proportion to uncertainty of arrival time picks.

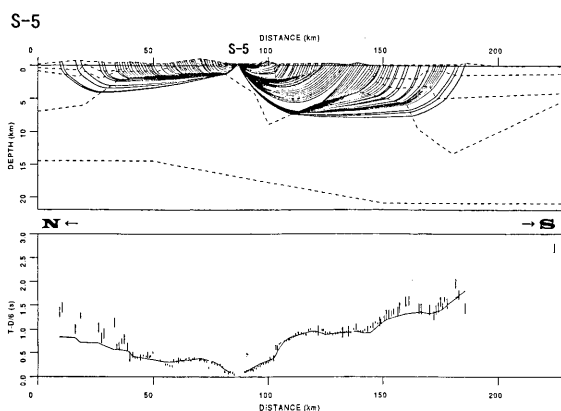


Fig. 9. Ray diagrams of the final velocity model for S-5. Parameters of the figure are same as in Fig. 8.

構造は屈折波の走時データを基に試行錯誤によってモデルを変更しながら走時計算を Zelt and Smith (1992) のプログラムによって行った。そして誤差が最も小さくなるモデルについてインバージョンを行い、最終モデルを得た。下部地殻については反射波の走時からその上面の深さと角度をレイトレースにより計算した。

3-1. 屈折波の走時計算

最終モデルを通過する波線ダイアグラムを Fig. 8 から Fig. 12 に示す。Fig. 8 には S-4 の震源に対するレイダイアグラムおよび走時読みとり値と計算値を示してある。上部地殻は浅部から、3-4 km/s および 4-5 km/s の堆積層、5.2-5.8 km/s の層（以後基盤層と記す）それに 5.9-6.0 km/s の層（以後 6 km/s 層と記す）がある。基盤

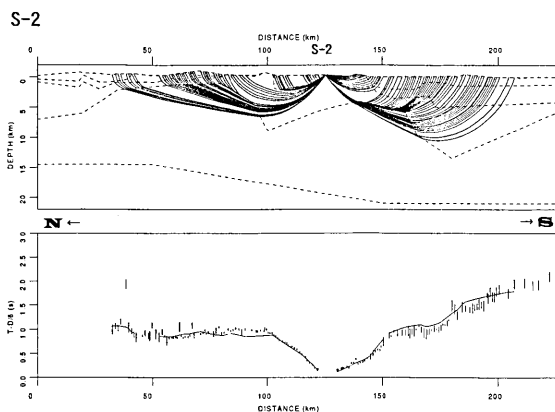


Fig. 10. Ray diagrams of the final velocity model for S-2. Parameters of the figure are same as in Fig. 8.

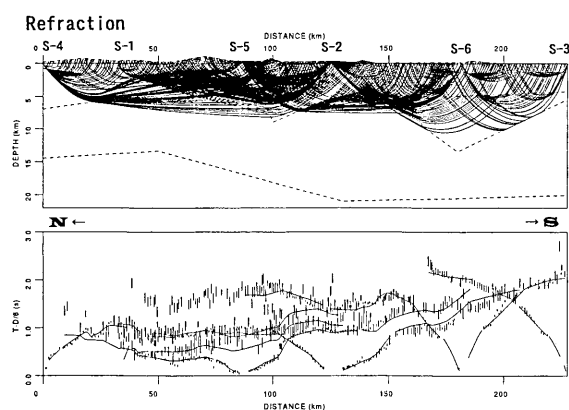


Fig. 11. Ray diagrams of the final velocity model for all shots. Parameters of the figure are same as in Fig. 8.

層の形状および 6 km/s 層の上面は複雑な形状を成している。北へゆるく南へ急な傾斜を持ちやや階段状であって、北から 100 km 付近と 180 km 付近の 2ヶ所に局部的な谷形をした窪み部分がある。Fig. 9 と Fig. 10 には S-5 および S-2 の震源に対する波線ダイアグラムなどを示してある。また Fig. 11 には全部の震源に対する波線ダイアグラムなどを重ねて表示してある。測線南部では 6 km/s を通過する往復走時が観測されていないので、6 km/s 層の構造には曖昧さがある。このような場合には平行層を仮定する場合が多い。しかし重力異常 (Shichi and Yamamoto, 2001) を見ると南端から約 50 km 付近で最も低い値 -30 mgal となり、南端ではほぼ 0 gal となる。このために 6 km/s の上面は北へ約 9度傾斜させた。

3-2. 反射波の走時計算

S-2 (Fig. 5), S-3 (Fig. 7), および S-5 (Fig. 4) には

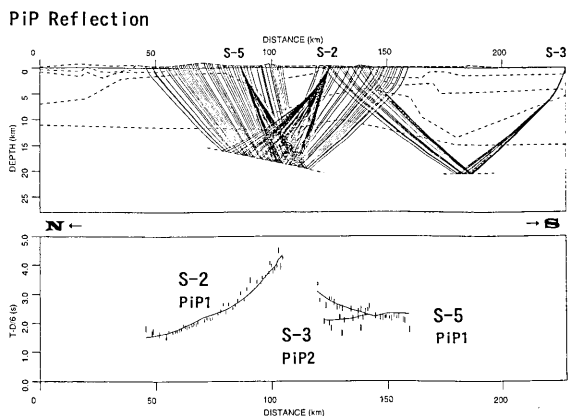


Fig. 12. Ray diagrams of reflected phases, PiP, of the final velocity model for S-2, S-3, and S-5. Parameters of the figure are same as in Fig. 8.

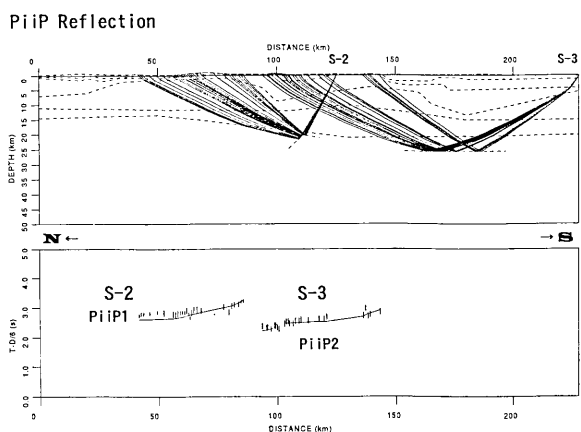


Fig. 13. Ray diagrams of reflected phases, PiiP, of the final velocity model for S-2, and S-3. Parameters of the figure are same as in Fig. 8.

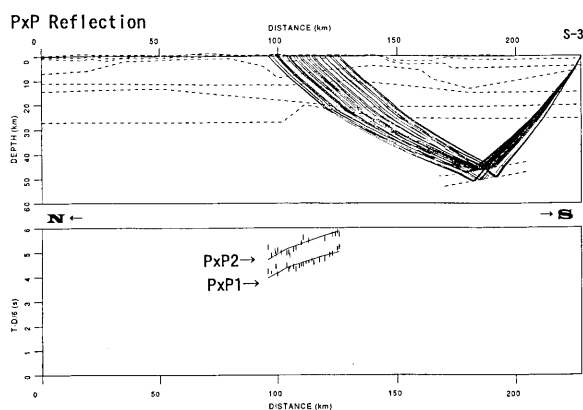


Fig. 14. Ray diagrams of reflected phases, PxP, from the upper surface of subducted Philippine Plate of the final velocity model for S-3. Parameters of the figure are same as in Fig. 8.

Table 1. Travel time residuals and χ^2 examination for the final model. They are calculated for Pg, PiP, PiiP, PxP1, and PxP2.

	Number of Picks for Pg	Number of Picks used	Travel time residuals (s)	χ^2
S-1	89	76	0.224	6.641
S-2	156	144	0.11	7.402
S-3	94	51	0.076	6.928
S-4	127	99	0.223	7.185
S-5	163	141	0.132	5.978
S-6	169	134	0.087	7.938

	Number of Picks for PiP	Number of Picks used	Travel time residuals (s)	χ^2
S-2	49	49	0.144	3.957
S-3	14	13	0.210	5.337
S-5	26	25	0.122	3.013

	Number of Picks for PiiP	Number of Picks used	Travel time residuals (s)	χ^2
S-2	28	27	0.131	5.534
S-2	23	22	0.12	1.501
S-3	27	25	0.087	0.790

	Number of Picks for PxP1	Number of Picks used	Travel time residuals (s)	χ^2
S-3	22	22	0.134	2.226

	Number of Picks for PxP2	Number of Picks used	Travel time residuals (s)	χ^2
S-3	17	16	0.177	3.324

PiP1, PiP2, PiiP1, および PiiP2 と記したフェイズを示してある。これらのフェイズの中で複数の震源で観測されているのは PiP1 だけである (Fig. 12)。従って他の3つのフェイズは地表に平行な境界面を仮定した。しかし PiiP1 については見かけ速度が非常に小さいので北へ急角度で傾いた境界面を想定した。S3 の PiP2 および PiiP2 は深さが約 20 km と 25 km にある境界面からの反射波と推定された (Fig. 13)。最南端の S-3 の記録 (Fig. 7) では深さ 50 km 付近からの反射波と考えられるフェイズ (PxP1, PxP2) が見られる。これらはやや深発震源の震源分布から考えて九州下に沈み込んだフィリピン海プレート上面付近からの反射波群と思われる。PxP1 と PxP2 は他の爆破点の記録には観測されていないので反射走時だけで反射面を決めることができない。このため、震源分布から反射面の位置と傾斜決め、そこから計算される反射波走時と観測された反射波走時を比較し、

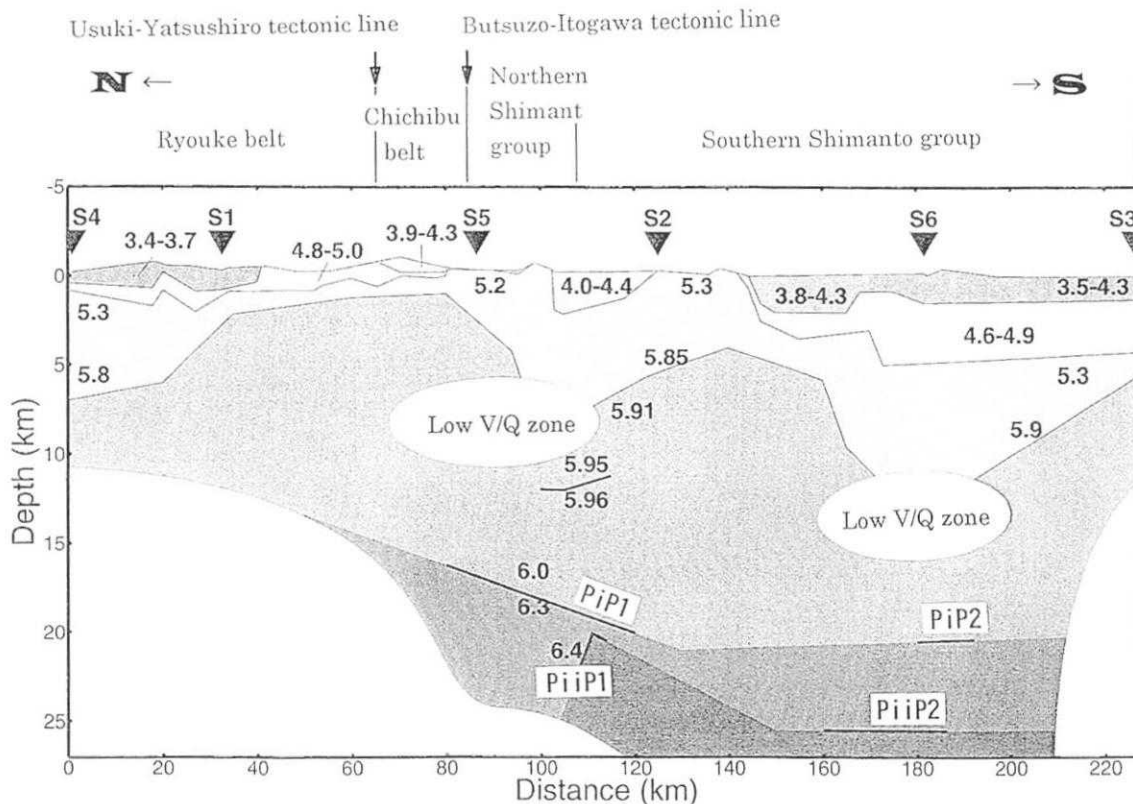


Fig. 15. Final P wave velocity structure model obtained from the analysis of travel time data for the refraction and wide angle reflection phases.

観測走時を説明できるように反射面の位置を微調整した (Fig. 14). ただし測線に対してフィリピン海プレートの最大傾斜方向は斜めになっているために3次元レイトレスを行う必要があるがここでは2次元の計算である.

3-3. 計算走時の χ^2 検定

Fig. 8~Fig. 11 を見ると、観測走時は計算走時と比較的良く一致していることがわかる。モデルの評価としては平均走時残差と χ^2 (カイ二乗) 検定を用いた。Table 1 に各震源毎の平均走時残差と χ^2 を示してある。数学的には観測値と計算値が一致すると、 $\chi^2=0$ であるが、一般に屈折法の解析では χ^2 の値は1から10程度であって、Zelt and Smith (1992) によればオーバーフィッティングである場合が多いという。我々の計算では、あらかじめ読みとり値の不確かさによってA, B, およびCのランク付けがなされている。これによりP波初動読みとり値に、ランクAに対し ± 0.02 秒、同Bに対し ± 0.05 秒、同Cに対し ± 0.1 秒をそれぞれ与えてある。もしもこの範囲内に計算値が全部入ると $\chi^2=1$ となる (Zelt and Forsyth, 1994)。今回の計算では、 χ^2 については反射波では1.5から5.6、屈折波では5.9から8.0の範囲にあ

る。また平均走時残差は、記録の質が悪い北部のS-1とS-4をのぞいて0.13秒以下であって χ^2 検定および平均走時残差ともほぼ満足できる値となっている。

3-4. 減衰を起こす特異な場所

S-4などの記録に見られたある距離から急に起こる減衰についてそれらの波線経路を調べて見ると、北から100km付近と180km付近のP波速度が6km/sの層上面の窪み部分よりも深い経路を通った波群について起こることがわかる。このことは反射波についても同じことが言える。反射波の2ヶ所の窪みの下を通ったものは観測されず、すべてそれらを迂回したものだけが観測されたと解釈できる (Fig. 12, 13, 14)。おそらくこの部分の深さ10km付近以深の地殻内部に強く地震波を減衰させる物質あるいは低速度構造、あるいはそれら両方が存在すると思われる。Fig. 15に最終的に得られたP波速度構造モデルを示す。

4. 議 論

P波速度構造モデルの特徴を以下に述べると; 南部では3.5-4.9 km/sの速度を持つ堆積層が発達して深さは4kmに達する。5.2-5.9 km/sの速度を持つ基盤層があり、

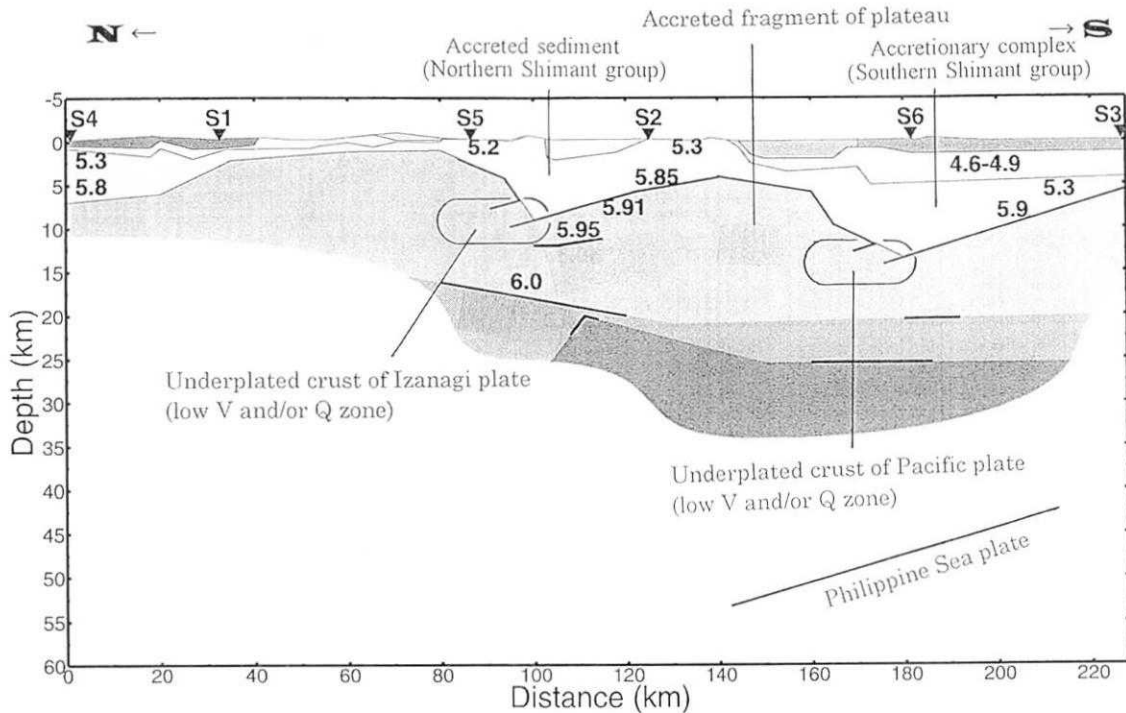


Fig. 16. Crustal structure model beneath eastern Kyushu interpreted from the P wave velocity model.

その下部にある 5.9–6.0 km/s の速度を持つ層と境界面は非常に複雑な形状をしている。地殻中部の反射面は断片的に見えている。S-5 と S-2 の間の深さ 15–20 km にある南へ傾いた面は S-2 と S-5 の 2 つの震源からの反射波により拘束されていて信頼度が高いが、他の面は 1 個の震源からの反射波から平行に近いものとして計算した位置であるので信頼度は低い。S-5 の直下の深さ 8 km 付近と S-6 の直下の深さ 13 km 付近には低 Q または低速度、あるいはそれらの混合物が存在すると考えられる。

田代他 (1999)、および宮町他 (1996) は同じ観測データを使用して P 波速度構造モデルを求めた。彼ら二つのモデルと今回の我々のモデルに共通することは測線南部における厚い堆積層の存在である。しかし 6 km/s 層の上面の形状が、彼ら二つのモデルでは水平ないし南傾斜であるのに対して我々のモデルでは非常に複雑になっていることである。この違いは、我々のモデルが P 波速度が 5.2–5.8 km/s の基盤層を測線下全部の領域に置いたこと、南端部では重力異常を考慮して 6 km/s 層を北へ 9 度傾斜させたためである。この結果、S5 と S2 の間と南部の S6 の下で基盤層が窪み持った部分が生じた。このため基盤層の下にある 6 km/s 層が S-2 直下と、南端部での 2 ケ所で緩やかな北傾斜となって、結果として四万十帯南帯の地表の地質層構造がすべて北へ傾斜してい

る (唐木田他, 1992) という事実と調和的である。近畿地方における地殻構造探査 (Sasaki *et al.*, 1970; Ohmura *et al.*, 2001; 大塚・森谷, 2001) では 6 km/s の上部地殻の上に今回見いだされた基盤層と似た値の速度 (5.5 km/s) を持つ層が存在している。この層がどのような物質で構成されているのかは不明であるが、西日本の上部地殻が共通した速度構造を持っていることは興味深いことである。

今回のように中央構造線を横切る地殻構造探査は 1985 年に愛知県と静岡県にまたがる地域で行われた (Matsu'ura *et al.*, 1991)。この時の長さ 53 km の測線 (春野-作手測線) は糸魚川静岡線と中央構造線を東西に横切っているため、領家帯、秩父帯、四万十帯を横断している。Matsu'ura *et al.* (1991) によれば地殻構造は深さ 6 km 付近まで求められていて、領家帯および秩父帯では深さ 2 km で 5.8 km/s 以上の P 波速度が観測されている。一方四万十帯では 4.8 km/s となって低速度である。また中央構造線付近では幅 5 km ほどで 5.2 km/s とやや低速度である。今回得られた九州の地殻構造でも秩父帯は最も高速度である。また S-4 と S-1 の間に中央構造線も低速度であるが測線の端部なので分解能が悪い。九州で発達する四万十帯は北帯と南帯に分けられ、測線上では S-5 から北帯が幅約 30 km で広がり、その南部に広く南帯が分布している。北帯の堆積層は南帯

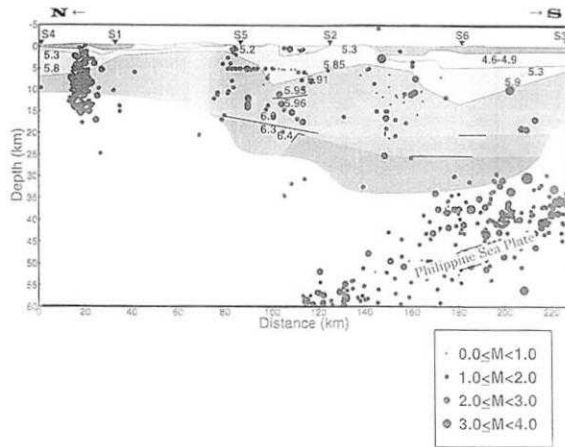


Fig. 17. Hypocenters are superimposed on the P wave velocity structure model.

に比べると非常に小規模である。今回の測線の東方沖では、市川他 (1997) によって海底地震計を用いた地殻構造探査が行われた。それによれば S-2 と S-6 の間の沖合では堆積層が厚さが 10 km にも達しておりフィリピン海プレートの沈み込みによる付加体が非常に発達していることが示された。今回得られた地殻構造で最も特徴的なことは S-5 と S-2 間の北帯の構造と、S-6 付近の南帯の構造を比べると堆積層が南帯で発達しているが形状や LowV/Q Zone の位置がよく似ていることである。このような構造は同じ原因—海洋プレートの沈み込み—によって造られたと考えられる。地質学的研究によれば四万十帯北帯を造った海洋プレートはイザナギプレートであり、南帯を造った海洋プレートは太平洋プレートである (例えば Kimura, 1994)。S-2 と S-6 の間にある 6 km/s 層の盛り上がり部分はこれらの二つのプレートの沈み込み時代間に付加した物体であろう。これは海台の一部が付加したと考えられる。LowV/Q の領域は沈み込んだ海洋地殻のアンダープレATINGによって周辺領域よりも複雑で低速度となっていると解釈が可能である。Fig. 16 に以上のような考察によって考えられた地殻構造モデルを示す。また Fig. 17 には九州大学と鹿児島大学によって決定された地震の震源を、それらの震央が測線±20 km の幅に入るものを地殻構造と重ねて示してある。地殻内部の地震活動は北部の中央構造線が最も活発である。領家帯南部、秩父帯および四万十帯南帯の低速度内部には全く地震活動は見られない。四万十帯北帯および同南帯北部には地震活動がある。九州全域の起震応力場については不明な部分も多いが、少なくとも中西部では、地震のメカニズム解は南北の張力が卓越している (清水他, 1993)。国土地理院による GPS 観測 (たと

えば国土地理院, 1998) によれば新潟県大潟を固定局とした場合に九州では北西-南東の伸びを示している。しかし今回得られた地殻構造は明らかに北西-南東の圧縮によって作られたものであって、現在のフィリピン海プレートの沈み込みによる九州の島弧システムは四万十帯形成時の内陸部の応力場を全く逆に変えている。

5. 結 論

2回にわたり行われた九州東部における人工地震観測の結果、九州中部から南部にかけての上部地殻構造が明らかになった。浅部 P 波速度構造は地質構造との良い対応を示した。特に付加体である四万十帯は北帯と南帯とに明瞭に分離した構造が明らかになった。中部地殻やマントル内のフィリピン海プレートからの反射波は検出されたが、モホ面からの反射波は検出されなかった。九州では、白亜紀以降、フィリピン海プレートが沈み込みを始めるまで、現在とは異なる北西-南東の付加体構造を発達させる圧縮場下にあったと考えられる。

謝 辞

本観測には爆破地震動グループの方々に参加していただいた。九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センターには九州地方の地震の震源データを提供していただいた。北海道大学地球惑星科学専攻在田一則博士には白亜紀以降のテクトニクスについて助言を頂いた。鹿児島大学理学部角田寿喜教授には地震活動について助言を頂いた。2名の査読者のコメントにより原稿が改良されました。以上の方々にお礼を申し上げます。

参考文献

- 爆破地震動研究グループ, 1999 a, 九州東部における爆破地震動の観測 (庄内-串間測線), 地震研究所彙報, 74, 123-140.
- 爆破地震動研究グループ, 1999 b, 九州東部における爆破地震動の観測 (安心院-田野測線), 地震研究所彙報, 74, 141-160.
- 市川 岳・白銀哲雄・仲西理子・塩原 肇・島村英紀・日野亮太・山田知朗・杉岡裕子・金沢敏彦, 1997, 海底地震計を使った日向灘周辺の地殻構造研究, 1997年地球惑星科学関連合同大会予稿集 E11-11, 262.
- 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆, 1992, 日本の地質 9, 九州地方, 共立出版株式会社, 1-371.
- Kakuta, T., 1982, Upper crustal structure in south kyushu, *Journal of Physics of the Earth*, 30, 113-129.
- Kimura, G., 1994, The latest Cretaceous-early Paleogene rapid growth of accretionary complex and exhumation of high pressure series metamorphic rocks in north-western pacific margin, *Journal of Geophysical Research*, 99, 22147-22164.
- 国土地理院, 1999, GPS 連続観測から求めた全国の水平地殻変動速度, 地震予知連絡会会報, 61, 555-573.

- Matsu'ura, R.S., T. Yoshii, T. Moriya, H. Miyamachi, Y. Sasaki, A. Ikami, and M. Ishida, 1991, Crustal structure of a seismic refraction Profile across the Median and Akashitectoic lines, central Japan, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **66**, 497-516, 1991.
- 宮町宏樹・鈴木貞臣・吉井敏尅・岩崎貴哉・酒井慎一・朴 正実・武田哲也・飯高 隆・久保篤規・森谷武男・安藤 誠, 1996, 人工地震探査による九州東部の地殻構造 (庄内-串間測線), 地震学会 1996 年秋季大会講演予稿集, B72.
- Ohmura, T., T. Moriya, C. Piao, T. Iwasaki, T. Yoshii, S. Sakai, T. Takeda, K. Miyashita, H. Yamazaki, K. Ito, A. Yamazaki, Y. Shimada, K. Tashiro and H. Miyamachi, 2001, Crustal structure in and around the region of the 1995 Kobe Earthquake Deduced from a wide-angle and refraction seismic experiment, *Island-Arc*, **10**, 215-227.
- Ono, K., K. Ito, I. Hasegawa, K. Ichikawa, S. Iizuka, T. Kakuta, H. Suzuki, 1978, Explosion seismic studies in south Kyushu especially around the Sakurajima Volcano, *Journal Physics of the Earth, Suppl.*, **26**, s309-s319.
- 大塚 健・森谷武男, 2001, 藤橋-上郡測線における地殻構造—近畿から西日本にかけての 5.5 km/s 層の存在—, 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集 Sz-007.
- 清水 洋・馬越孝道・松尾 道, 1993, 九州中・西部の地震活動, 地質学論集, **41**, 13-18.
- Sasaki, Y., S. Asano, I. Muramatsu, M. Hashizume, and T. Asada, 1970, Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayoshi and the Hanabusa explosions (Continued). Part 2. Crustal structure in the western part of Japan (Continued), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 1129-1136.
- Shichi, R. and A. Yamamoto, 2001, Gravity anomaly map of Southwest Japan, *Bull. Nagoya Univ. Museum, Special Rept.*, **9**.
- 田代勝也・鈴木貞臣・松島 健・宮町宏樹・岩崎貴哉・吉井敏尅・武田哲也・朴 成実・酒井慎一・飯高 隆・久保篤規・森谷武男・安藤 誠, 1999, 人工地震探査による九州東部の上部地殻構造, 九州大学理学部研究報告, 地球惑星科学, **20**, 111-123.
- Zelt, C. and R.B. Smith, 1992, Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophysical Journal International*, **108**, pp. 16-34.
- Zelt, C. A. and D. A. Forsyth, 1994, Modeling wide-angle seismic data for crustal structure; Southern Grenville Province, *Journal of Geophysical Research*, **99**, 11687-11704.

(Received February 25, 2002)

(Accepted July 8, 2002)