

人工地震を用いた地殻構造探査による近畿地方の P 波速度構造

廣瀬一聖*・伊藤 潔

* 北陽建設株式会社

要 旨

活断層の深部構造や活断層と地殻構造の関係を明らかにすることを目的として、近畿地方で行われた複数の人工地震探査記録を統合的に解析し、近畿地方広域の地震波速度構造の推定を行った。それぞれの測線が近畿地方北部で交差することを利用し、統一的な構造を求め、最終的には、いくつかの測線に沿う地震波速度構造モデルを得て、近畿地方全体の概略的な地下構造を得た。

キーワード：地震波速度構造、近畿地方、地震活動、反射面、強震予測、フィリピン海プレート

1. はじめに

大都市圏における被害の軽減、強震動予測などを目的として、2002 年から 5 ヶ年計画で実施された「大都市大震災軽減化特別プロジェクト（大大特）」の一環として、2004 年秋に近畿地方を縦断する大規模な弾性波探査実験、新宮－舞鶴測線が行われた（伊藤

ら、2005）。また、これまでに近畿地方北部では、爆破地震動研究グループによる屈折波制御地震探査が行われてきた。廣瀬・伊藤（2006）では、これらの探査記録を統合的に解析することにより、近畿地方広域の P 波速度構造を求めている。

この際、モホ面の深さについては、反射波が観測されないことや測線長が十分 Pn を得られるほど長くないことから、従来解析されてきた値を仮定している。本報告では、爆破地震動研究グループによって、実施された倉吉-花房測線による走時データを用いて、Pn の走時とモホ面の深さを再解析し、モホ面の深さを求めた。また、新宮－舞鶴測線のさらに広角な反射を用いて、モホ面をより詳細に求め、これらの結果を使って、より精密な速度構造を得ることを目的として、解析を行った。これによって、廣瀬・伊藤（2006）で得られた速度構造を見直し、より正確な構造モデルを求めた。

2. データと解析方法

本研究で用いた制御震源探査は下記の 4 測線で、Fig.1 に起震点と観測点を示す。①1963～64 年倉吉花房測線（測線長約 360km、観測点数計 41 点、ショット点 3 点）②1989 年藤橋上郡測線（210km、137 点、4 点）③1995 年京北西淡測線（135km、205 点、6 点）④2004 年大大特・新宮舞鶴測線（193km、2268 点、

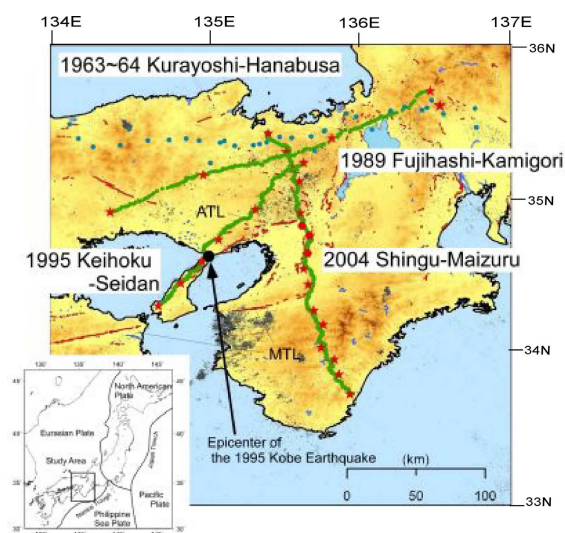


Fig.1 Seismic survey lines used in this study plotted on topography. Green dots, red circles and red stars show observation sites, multi-sweep positions of vibrators and shot points, respectively. Red lines show active faults. Small black dots show epicenters of shallow (depth less than 25km) earthquakes.

Table 1 Data for seismic experiments used in this study.

Profile line	Length of line (km) * ¹	Number of station	Av. interval of stations (m)	Number of Shots	Number of CMP	CMP interval (m)	Ave. number of stack
Kurayoshi-Hanabusa (1963-	~300	124	~2420	2	-	-	-
Fujihashi-Kamigori (1989)	220	137	1600	6	261	843	2.2
Keihoku-Seidan (1995)	135	205	660	4	338	400	3.7
Shingu-Maizuru (2004)	193	2240	86	13+3 *2	973	200	~30

16 点)。使用した測線の概要、データ仕様については Table 1 に示すが、測線長は投影直線距離を表している。

廣瀬・伊藤(2006)では、タイムターム法および二次元波線追跡法を用いて、測線に沿う地表から上部マントルに至る広域の暫定的な P 波速度構造を求めた。しかし、下部地殻からの反射波の強度は非常に弱く、深さおよそ 20km 以深の速度境界面、特にモホ面の深さを決定することは困難であった。そこで、次の 2 通りの手法によって、より正確なモホ面の深さを推定した。さらに、1989 年藤橋一上郡測線（爆破地震動研究グループ, 1995）、1995 年京北ー西淡測線（爆破地震動研究グループ, 1997）の速度構造の結果も考慮しながら、全体の速度構造の再解析を行った。

まず、倉吉ー花房測線（爆破地震動研究グループ, 1965；橋爪ら, 1966）の読み取り値を収集し、再解析を行った。倉吉ー花房測線は、測線長に対して観測点が少ないこと、大規模な発破が行われたことから、このデータをモホ面の深さの調査に用いた。この測線は、測線長約 360km、観測点数はのべ 41 点、

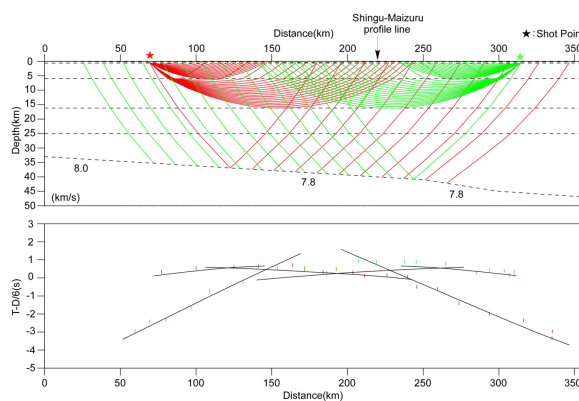


Fig.2 Crustal structure and seismic rays (upper figure) and observed (green dots) and calculated (black dots) travel times (lower figure) for the Kurayoshi-Hanabusa line. The travel times are reduced by a velocity of 6 km/s.

薬量は約 2 トンと非常に大規模な観測実験であったため、アナログ記録ではあるが、非常に良好な記録が得られている。この測線は Fig. 1 に示すように、2004 年新宮ー舞鶴測線と近畿地方北部で交差している。これらの記録に対して、測線同士が近畿地方北部で交差していることを考慮し、交点で速度構造が一致するように構造モデルを作成する。

初動読み取り値を、二次元波線追跡法（Zelt and Smith, 1992）を用いて、試行錯誤でモホ面の深さを求めた。読み取り値は、初動のみのため、走時が初動として現れない地殻中部～下部の地震波速度や反射面を決めることができない。そこで、地殻内の P 波速度構造は倉吉ー花房測線とほぼ平行した 1989 年藤橋一上郡測線の速度構造（Hirose and Ito, 2006）を用いた Fig.2 に地殻構造モデルと波線、および観測値と計算値の比較を示す。オフセット距離約 150km から、初動として最上部マントルを通る屈折波、いわゆる Pn が出現しており、この走時によってモホ面の深さと最上部マントルの地震波速度を決定することができる。観測値と計算値は良い一致を示しており、モホ面の深さと最上部マントルの地震波速度は良く決まっていると思われる。

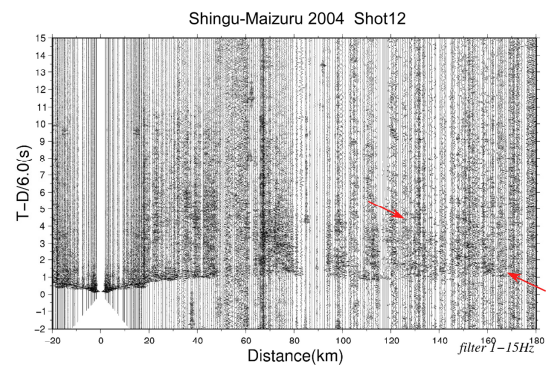


Fig.3 An example of record section of the Shingu-Maizuru line (Shot 12). The time axis is reduced by a velocity of 6 km/s. Reflections from the Moho (PmP) are shown at the offset more than 100.

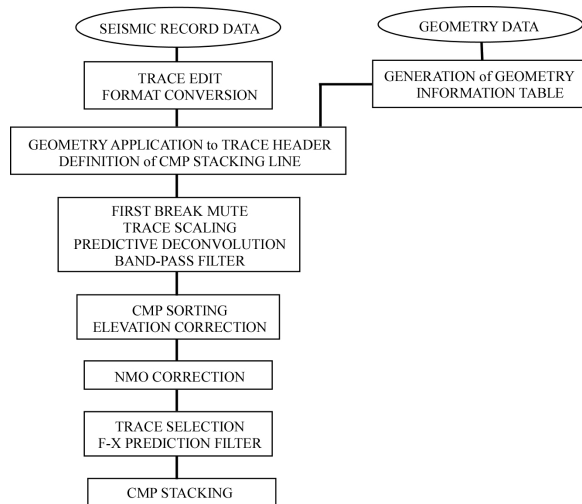


Fig.4 Flow diagram for reflection wave analyses.

新宮－舞鶴測線の反射法解析では、近畿地方直下に沈みこむフィリピン海プレートの形状や構造、地殻内の反射面は明瞭に見られたが、陸域のモホ面は確認することができなかった（伊藤ら，2005）。これは、測線長が 220km と、上記の倉吉－花房測線などに比べて短かったことや、重合する際に、オフセット距離 30km 程度のトレースを使用したことなどが原因であると思われる。しかし、人工地震探査記録のオフセット距離の大きなトレースには、Fig.3 に示すように、モホ面などの速度境界面からの反射波が見られることが知られている（Nemeth et al., 1996; Bleibinhaus and Bruckl, 2006 など）。これらの広角反射波の明瞭なトレースのみを用いて反射法処理を行うことにより、通常の反射法処理では確認できなかったモホ面をイメージできることが期待される。そこで本研究では、新宮－舞鶴測線の広角部分にあたるトレースを用いて反射法処理を行い、モホ面のイメージを試みた。

本研究で行った反射法処理手順を Fig.4 に、各処

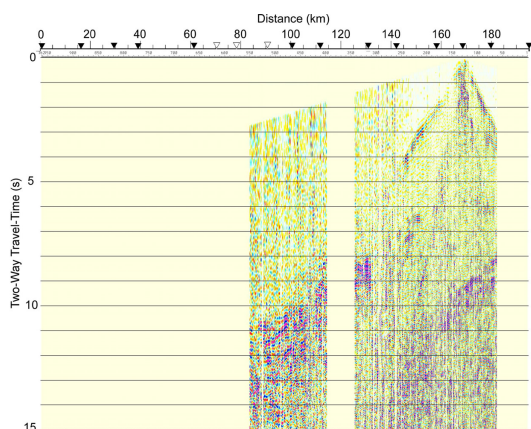


Fig.5a NMO reflection section of the very wide angle records for Shot 3 of the Shingu-Maizuru line using NMO velocity of 6.3 km/s.

Table 2 Parameters used for reflection sections.

Processing	Parameters
First break mute	1000msec(Taper length) 6300m/s(Sliding velocity)
Gain recovery	
Time function	t^{**2}
Decomvolution	
Start time of 1-st gate	3200msec [Time-Variant]
Length of gate	8000msec
Sliding velocity of gate	5500m/s
Operate length	600msec
Whitening noise	0.5%
Prediction distance	32msec
CMP sorting	
CMP interval	200m
Number of CMP	973
F-X prediction filter	
Operator length	3 CDPs
Length of space window	20 CDPs
Length of time window	5000msec
Bandpass filter	
Operator length	400msec
Passband frequencies	1/2-10/12Hz

理で使用したパラメータを表 1 に示す。通常の反射法処理と異なる点は以下の 3 点である。

- 1) 地殻深部からの反射波は数 Hz の成分が卓越するため、バンドパスフィルターは長周期側に設定する。
- 2) 重合を行う前に、各ショットから反射波が明瞭に確認できるトレースのみを抽出する。
- 3) NMO 速度は、重合を行う際に、隣接するショットの反射面の深さと比較しながら、最も相関の良い速度を試行錯誤で決定する。

Fig.5 に、1 ショット毎に 6.3km/s で NMO 補正を施したショットギャザーの例を示す。横軸は CMP を、縦軸は往復走時を示す。オフセット距離 60-80km 以上のトレースの往復走時 10 秒付近に、水平方向に連続性の良い明瞭な反射面が確認できる。これらの反射波は、広角部分にのみ見えていることから、反射面への入射角が臨界角を超え、全反射をしたフェー

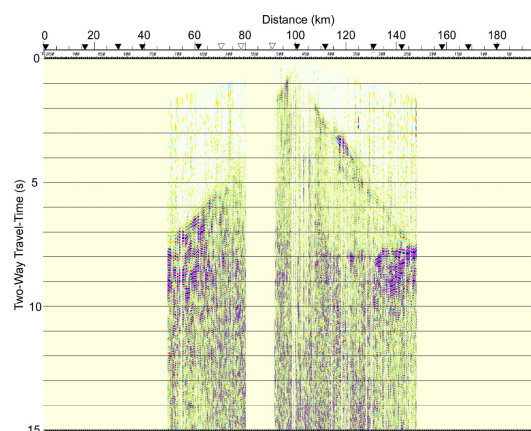


Fig.5b NMO reflection section of the very wide angle records for Shot 8 of the Shingu-Maizuru line using NMO velocity of 6.3 km/s.

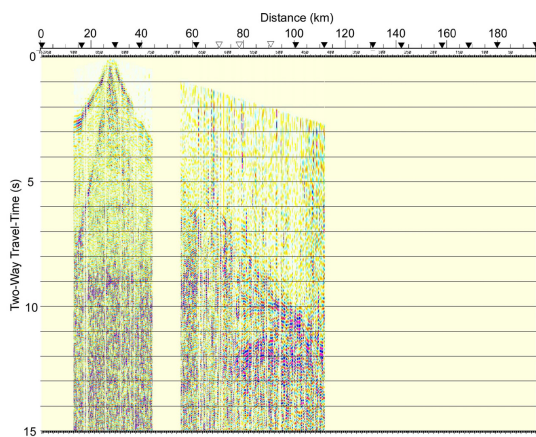


Fig.5c NMO reflection section of the very wide angle records for Shot 13 of the Shingu-Maizuru line using NMO velocity of 6.3 km/s.

ズであると考えられる。全ショットから、このフェーズの見られるトレースを抽出し、重合を行った。

3. 結果

Fig.6に倉吉-花房測線の走時解析によって得られた構造を示す。上記のように、地殻内部の速度構造は1989年藤橋-上郡測線による。ここではモホ面の深さおよび、最上部マントルの速度に注目する。構造の上部の矢印は、新宮-舞鶴測線との交点を示す。モホ面の深さは、測線の西端で約35 km、東端で40 kmとゆるやかに東に傾いており、橋爪ら (1966) や Yoshii et al. (1974) の走時解析による結果と、ほぼ調和的であった。最上部マントルのP波速度は、測線西端部で8.0 km/sのほかは、ほぼ全域で7.8 km/sとなった。新宮-舞鶴測線と交差する部分では、モホ面の深さは約37kmでP波速度は7.8km/sである。

次に、広角反射法解析の結果をFig.7に示す。本手法は、オフセット距離の大きなトレースのみを用いており、初動ミュートとNMOストレッチミュートも行っているため、測線の両端部および地殻浅部についてはイメージングされない。横軸はCMPの場所を示し、右端が新宮市、左端が舞鶴市である。縦軸は

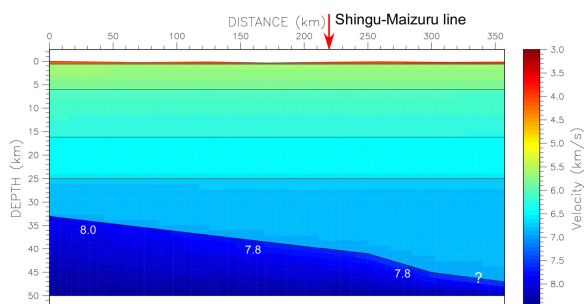


Fig.6 P-wave velocity structure for the Kurayoshi-Hanabusa line. Numerals show P-wave velocities in km/s.

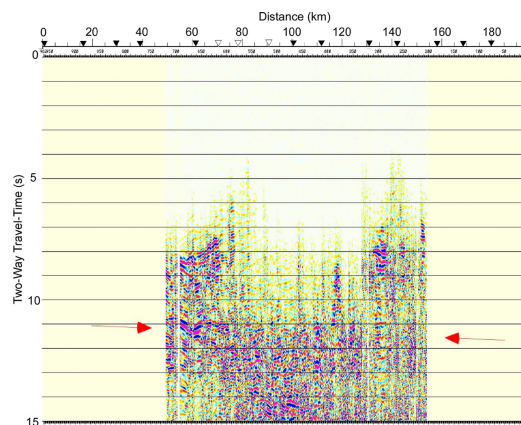


Fig.7 Stacked reflection section of the very wide angle records for the Shingu-Maizuru line using NMO velocity of 6.3 km/s. Clear reflections are seen at about 8 and 11 s of two-way travel times.

往復走時 (秒) を示す。往復走時 8 秒付近、および 11~12 秒付近に、水平方向に連続性の良い明瞭な反射面が認められる。これらを深さに変換すると、約 25 km、35~37 km/s となり、前者は下部地殻の反射面 (速度境界) で、後者がモホ面であると推定される。モホ面の深さは、上記の倉吉-花房測線の屈折法解析によって得られた深さとほぼ調和的であり、近畿地方中北部では、モホ面の深さはおよそ 37 km であることがわかった。これは Yamauchi et al. (2003) によるレーシーバー関数によって求められたモホ面と、ほぼ調和的である。

ここで得られたモホ面の深さを考慮し、さらに 1989 年藤橋-上郡測線、1995 年京北-西淡測線の交点で、それらの速度構造と矛盾が生じないように速度構造の再決定を行った。Figs.8a, 8b, 8c に構造と波線の例を示す。それぞれ、1989 年藤橋-上郡測線、1995 年京北-西淡測線および 2004 年新宮-舞鶴測線

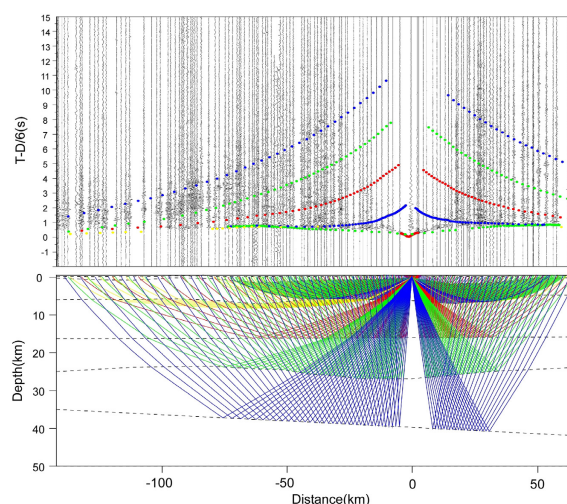


Fig.8a An example of the record section and calculated travel times (upper figure) for the final model of the crustal structure and seismic rays (lower figure) for the Fujihashi-Kamigori line. The travel times in the upper figure are reduced by a velocity of 6 km/s.

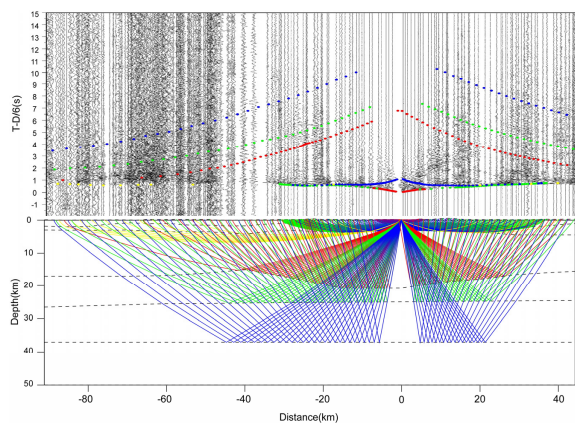


Fig.8b An example of the record section and calculated travel times (upper figure) for the final model of the crustal structure and seismic rays (lower figure) for the Keihoku-Seidan line. The travel times in the upper figure are reduced by a velocity of 6 km/s.

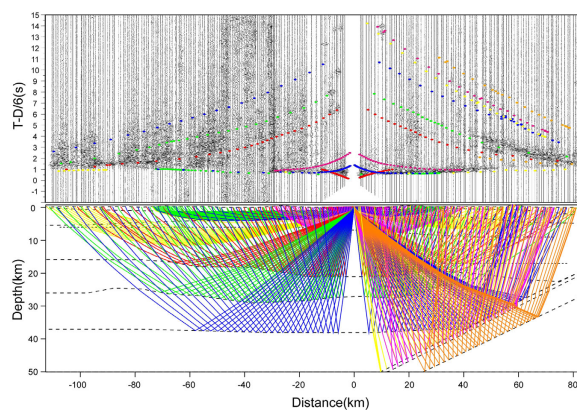


Fig.8c An example of the record section and calculated travel times (upper figure) for the final model of the crustal structure and seismic rays (lower figure) for the Shingu-Maizuru line. The travel times in the upper figure are reduced by a velocity of 6 km/s.

の中から選んだものである。

これらの結果、最終的に得られた1989年藤橋—上郡測線、1995年京北—西淡測線および2004年新宮-舞鶴測線の速度構造をFigs.9a, 9b, 9cに示す。図中の数字はP波速度(km/s)を示し、括弧の中の数字は、推定値であることを示す。これらの図には測線周辺、幅約20kmの範囲内で発生した地震の震源をプロットした。震源データは、気象庁一元化カタログによる。Fig.9c赤い点は、低周波地震を示す。これによると、

低周波地震は、フィリピン海プレート上面と、陸域のモホ面の会合する場所で発生しているように見える。この結果はモホ面の構成とプレートの脱水反応などの物質的な考察のために有効である(Katsumata and Kamiya, 2003)。

4. 考察

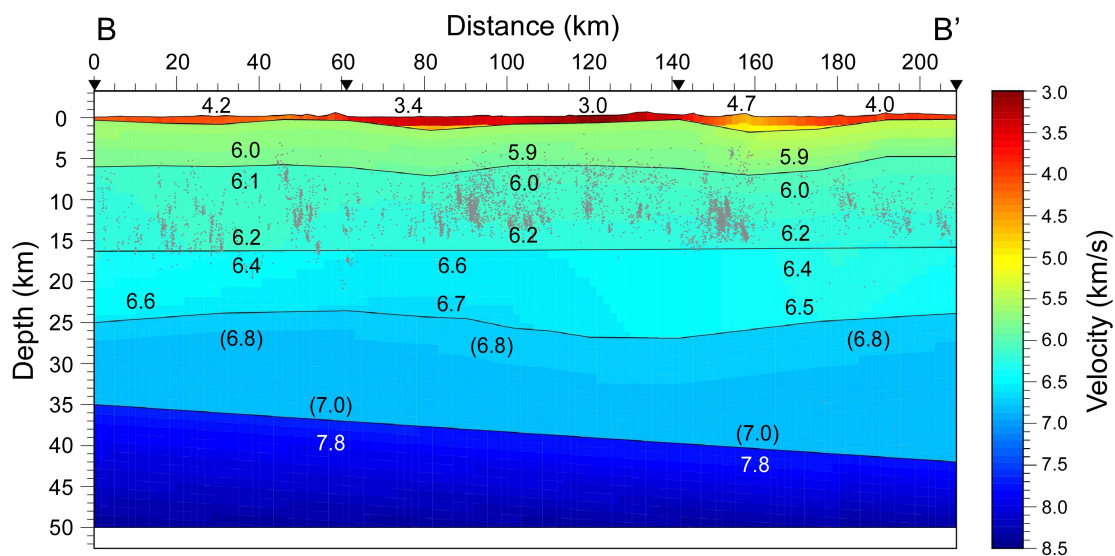


Fig.9a P-wave velocity structure for the Fujihashi-Kamigori line. Numerals show P-wave velocities in km/s. Parentheses show assumed velocity value. Small black dots show earthquakes.

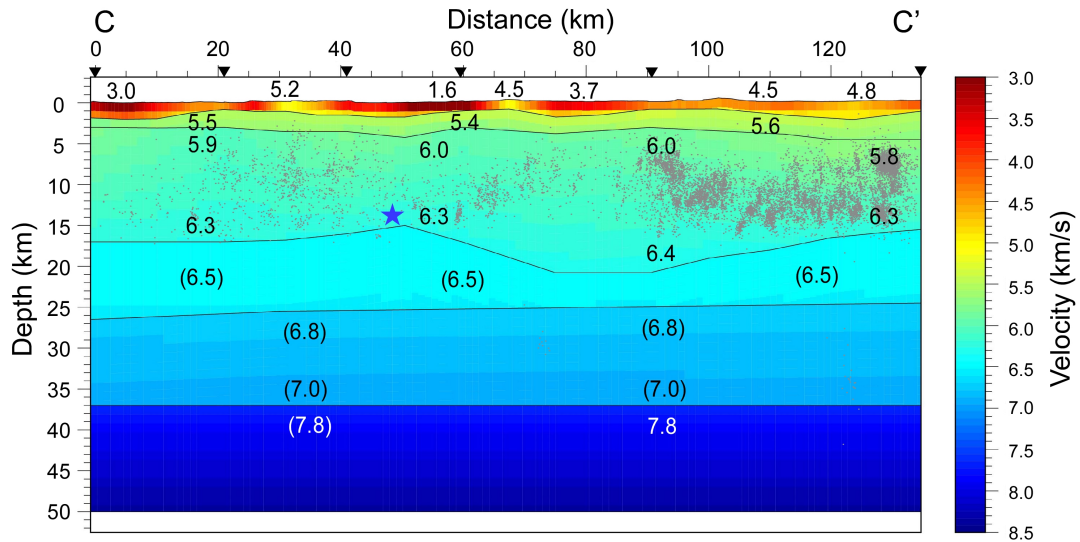


Fig.9b P-wave velocity structure for the Keihoku-Seidan line. Numerals show P-wave velocities in km/s. Parentheses show assumed velocity value. Small black dots show earthquakes and star shows the main shock of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake.

これらの結果は、基本的には廣瀬・伊藤(2006)の結果と大きく違わないが、近畿地方の典型的な断面の速度構造を示す。ホモ面は上記の検討の結果5km程度深くなった。大大特の構造調査によって、近畿地方の詳細な速度構造が飛躍的に明らかにされ、過去のデータを加えて再解析することによって、構造を推定することができた。これらは、今後、強震予測ばかりでなく、地震発生過程の解明、さらには構造発達史の解明に基

礎的なデータを提供するものと考えられる。

この調査の結果、地殻の構造ばかりでなく、フィリピン海プレートの構造が地域によって異なることが明らかになった。特に、プレート境界付近の地震発生が海洋性地殻内か、マントルかの問題が提起されている。また、低周波地震の発生がプレートとモホ面の境界付近であることが明らかになり、内陸の低周波地震もモホ面付近に発生していることがはっきりしてきた。しかし、プレート境界とモホ

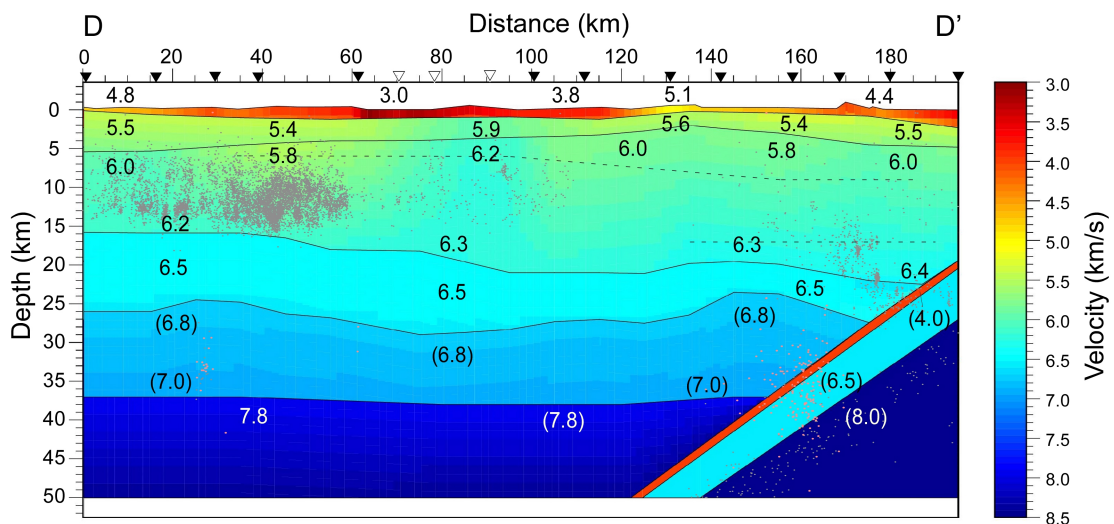


Fig.9c P-wave velocity structure for the Shingu-Maizuru line. Numerals show P-wave velocities in km/s. Parentheses show assumed velocity value. Small black and red dots (about 35-40km deep) show earthquakes and low-frequency earthquakes.

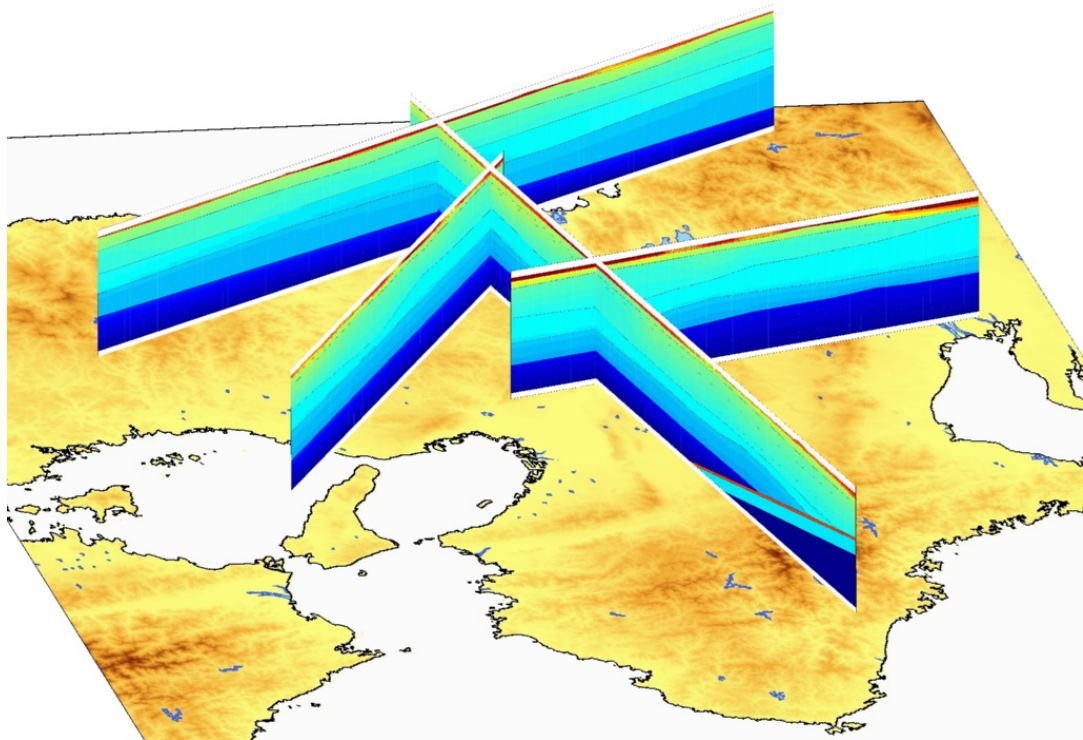


Fig.10 Schematic velocity structure from four seismic survey lines, looking down from the southwest in the Kinki district.

面が接している付近ではモホ面がよくわからなくなる。これらのことも今後の調査が必要である。レシーバ関数によるモホ面は明瞭で、反射法によるモホ面が比較的不明瞭であることなどを用いて、周波数の違いを考慮すれば、モホ面の深さと性質をよりよく理解できるものと思われる。

近畿地方の下部地殻には多くの反射面があることがわかったが、上部地殻では反射面は不明瞭である。特に活断層と下部地殻の反射面のつながり方はよくわからない。活断層と下部地殻の反射面の関係を明らかにすることによって、地震発生層内における大地震の破壊開始の過程を解明できるかもしれない。プレート運動のひずみが下部地殻を通じて蓄積する(飯尾, 1966)様子が、下部地殻の反射面に反映する可能性がある。

5. まとめ

Fig.10には、得られた速度構造を三次元的に配置し、南西方向から俯瞰した図である。図には大阪―鈴鹿測線の速度構造も加えた。速度構造と地震分布、地質構造など関連データとの比較から明らかになった事柄を以下に示す。

- 1) 表層の速度構造は地質構造と調和的であり、有馬高槻構造線、中央構造線を境に速度が急激に変化する。基盤の速度は大阪平野直下で速い。
- 2) 内陸で発生する浅い地震は、地震波速度が

5.8~6.4km/sの層に集中し、その上下に反射面が存在する。

- 3) 1995年兵庫県南部地震(M7.3)の震源は、速度構造が大きく変化する場所に位置する。
- 4) 沈み込んだフィリピン海プレート内で発生する地震は、マントル中で発生する。
- 5) 低周波地震は陸域のモホ面とフィリピン海プレートの会合する場所で発生する。
- 6) 近畿地方北部では、モホ面野深さは35~40km, 最上部マントルのP波速度は7.7~8.0km/sで、走時解析による結果(Yoshii et al., 1974)と調和的である。

謝 辞

速度構造の解析には爆破地震動研究グループが長期間にわたって、蓄積してきた貴重なデータを全面的に利用させていただいた。関係者各位に深くお礼申し上げます。大大特の実施には多くの研究者、行政組織の関係者、事務関係者および技術室にお世話になった。これらの方々に深く感謝します。地震の震源は気象庁の一元化震源を使用しました。また、作図の一部はGMT(Wessel and Smith, 1991)を用いました。

参考文献

- 飯尾能久 (1996) : 兵庫県南部地震の発生過程－断層の固着とディタッチメントのすべり－, 地震 2, 第49巻, pp. 103-112.
- 伊藤 潔・佐藤比呂志*・梅田康弘・松村一男・澁谷拓郎・廣瀬一聖・上野友岳・森下可奈子・伊藤谷生・平田 直*・川中 卓・黒田 徹, 阿部 進・須田茂幸・斎藤秀雄・井川 猛, (2005) : 近畿圏における大大特プロジェクト I の地下構造調査, 京都大学防災研究所年報, 48B, 243-258.
- 爆破地震動研究グループ (1965) : 第 1 回, 第 2 回倉吉爆破および花房爆破観測により得られた西部日本の地殻構造, 第 1 部 第 1 回, 第 2 回倉吉爆破および花房爆破地震動の観測, 地震 2, 第19巻, pp. 107-124.
- 爆破地震動研究グループ (1995) : 中部・近畿地方における人工地震による地殻構造調査 (藤橋－上郡測線), 地震研究所彙報, 70, 9-31.
- 爆破地震動研究グループ (1997) : 1995年兵庫県南部地震震源域及びその周辺地域における屈折法地震探査 (京北－西淡測線), 地震研究所彙報, 72, 69-117.
- 橋爪道郎・川本整・浅野周三・村松郁栄・浅田 敏・玉木逸夫・村内必典 (1966) : 第1回, 第2回倉吉爆破および花房爆破観測より得られた西部日本の地殻構造, 第 2 部 西部日本の地殻構造, 地震 2, 第 19巻, pp. 125-134.
- 廣瀬一聖・伊藤 潔 (2006) : 広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定, 京都大学防災研究所年報, 49B, 307-321, CD-ROM.
- Bleibinhaus, F. and E. Bruckl (2006) : Wide-angle profile: Linking the two DSS project, Tectonophysics, observation of ALP 2002 shots on the TRANSALP Vol. 414, pp. 71-78.
- Hirose, I. and K. Ito (2006) : Deep structure and seismicity in the Kinki district, southwest Japan, as revealed by seismic refraction and wide-angle reflection surveys, 12th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins, pp. 101-102.
- Katsumata, A. and N. Kamaya (2003) : Low-frequency continuous tremor around the Mono discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, Geophys. Res. Lett., Vol. 30, pp. 20-1-4.
- Nemeth, B., Z. Hajnal and S.B. Lucas (1996): Moho signature from wide-angle reflections: preliminary results of the 1993 Trans-Hudson Orogen refraction experiment, Tectonophysics, Vol. 264, pp. 111-121.
- Yamauchi, M., K. Hirahara and T. Shibutani (2003): High resolution receiver function imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and the uppermost mantle beneath southwest Japan, Earth Planet Space, Vol. 55, pp. 59-64.
- Yoshii, T., Y. Sasaki, T. Tada, H. Okada, S. Asano, I. Muramatsu, M. Hashizume and T. Moriya (1974) : The third Kurayoshi explosion and the crustal structure in the western part of Japan, J. Phys. Earth, Vol. 22, pp. 109-121.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1991): Free software helps map and display data, EOS Trans. AGU, 72, 441.
- Zelt, C.A. and R.B. Smith (1992) : Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, Geophys. J. int., Vol. 108, pp. 16-34.

P-wave Velocity Structure Beneath the Kinki District From Seismic Explosion Experiments

Issei HIROSE* and Kiyoshi ITO

* Hokuyo General Construction Co., Ltd

Synopsis

In order to estimate strong ground motions and to forecast tsunamis for large earthquakes and to reveal the mechanisms of earthquake occurrence, we analyze four seismic survey records conducted in the Kinki district using refraction analyses and obtain P-wave velocity structures. Comparing the structures with hypocenter distributions, geological map and the locations of active faults, we found close relations among them. Especially, intraplate shallow earthquakes are limited to occur in the layer with P-wave velocities of 5.8-6.4km and the 1995 Kobe Earthquake (Mw6.9) occurred at the place with a steep change of velocity structure.

Keywords: seismic velocity structure, Kinki district, seismic activity, seismic reflector, strong motion evaluation, Philippine Sea plate