

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

廣瀬一聖・伊藤 潔

要 旨

近畿地方で実施された 3 回の人工震源を用いた地殻構造探査記録を用いて、近畿地方における広域の地殻・上部マントルの構造調査を行った。広角反射法解析と屈折法走時解析を用いて、測線に沿った広角反射断面および地震波速度断面を得た。さらに得られた断面と地震活動や活断層トレース、地質構造などの関連データと比較を行った。その結果、得られた速度構造および反射面によって、活断層の深部形状、微小地震活動と地殻構造の関連、フィリピン海プレートの深部形状把握などの調査、強震動予測、津波予測などのための基礎資料を作成することができた。

キーワード：人工地震探査，広角反射法，地震波速度構造，活断層，地震発生層，フィリピン海プレート

1. はじめに

近畿地方は中央構造線や有馬高槻構造線，生駒断層系，花折断層系など，多くの活断層が密集する地域である。近畿地方の断層は，中央構造線のように東西走向の断層と，生駒断層系のように南北走向の断層が混在しており，また，それぞれの断層間の間隔が非常に狭いことが特徴である。これらの断層の活動を推定するためには，広域応力場内での断層への力の働き方を知る必要があり，それには断層の深部延長部も含めた形状や，断層の深部における相互関係を把握する必要がある。近畿地方のように活断層の密集する東北地方脊梁部では，活断層の深部形状調査や活断層同士の相互作用の研究が行われてきている（平田ら，1999；岩崎ら，1999 など）が，近畿地方で活断層の深部形状調査を目的とした探査の報告例は少なく，防災上でも近畿地方の詳細な構造探査が急務であろう。

ところで，近畿地方の沖合の南海トラフからはフィリピン海プレートが西日本下に沈み込む収束場であり，近畿地方もプレート間巨大地震による被害も繰り返し被ってきた。次の巨大地震の発生時期の直前予測は非常に重要な課題であるが，強震動予測や

津波の波高予測も，防災上非常に重要である。これらの予測を行うためには，フィリピン海プレートの正確な形状やプレート間のアスペリティの分布，地震波が伝播する地殻内の地震波速度構造や減衰構造，地表付近の基盤の深さ，地表の強度分布などの様々な情報が不可欠である。フィリピン海プレートの深部形状は，地震活動（中村ら，1997）やトモグラフィー（松原ら，2004）およびレシーバー関数（Shiomi et al., 2004）などによって推定がなされてきている。トモグラフィーやレシーバー関数は，用いる波長などの制限から，全体像の把握には向いているが，詳細な構造を求めることが困難である。

本研究では，1989 年藤橋一上郡測線，1995 年京北一西淡測線，2004 年新宮一舞鶴測線と，走向の異なる 3 本の人工震源を用いた地殻構造探査測線の記録を用いて，近畿地方広域の地殻構造の推定を行った。地殻構造の推定には，広角反射法解析と屈折法走時解析の 2 通りの手法を用いた。藤橋一上郡，京北一西淡の両測線は，屈折法探査が目的で行われた観測であるため観測点間隔が広く，本来は反射法解析には向かないが，プレートや断層などの大きな反射体であれば検出される可能性があり，一般的な広角反射法による解析を試みた。また，地表付近から

地震発生層を経て、上部マントル、フィリピン海プレートの詳細な地震波速度構造を得るために、屈折法走時解析を行った。解析によって得られた地殻構造を解釈する為に、震源データや活断層トレース、地質図などの関連データとの比較検討を行った。

2. データ

本研究では、過去に近畿地方で実施された人工地震を用いた地殻構造探査記録のうち、爆破地震動研究グループ (RGES) により行われた(A)1989年藤橋―上郡測線、(B)1995年京北―西淡測線、および、大都市大震災軽減化特別プロジェクト (大大特) I により実施された(C)2004年新宮―舞鶴測線の3測線の観測記録を用いた。Fig. 1に各測線の発振点と観測点の分布を示す。各測線の詳細については、それぞれ、爆破地震動研究グループ (1995, 1997) および伊藤ら(2005)を参照されたい。以下に各測線の概要を記す。

(A) 1989年藤橋―上郡測線は第6次地震予知計画の中で実施された探査で、測線長は約220km、観測点数137点 (平均観測点間隔約1.6km)、発破点数は4点である。観測点は全点でMark Products社製の上下動地震計 L-22D (固有周波数2.2Hz) が用いられた。記録計は、約半数がFM変調のアナログ方式で、残りがデジタルデータログである。サンプリング間隔は0.01秒で、時刻はJJYか、JJYによって更正された水晶時計を用いており、0.01秒以内の

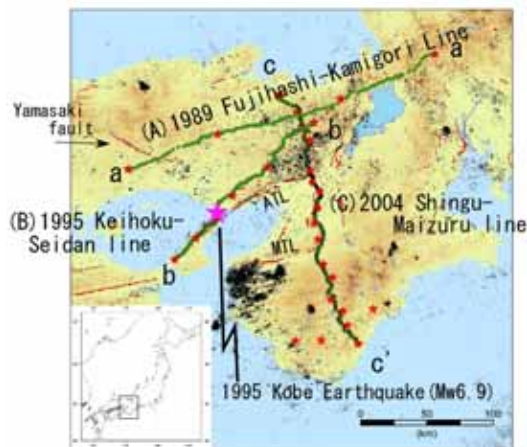


Fig. 1 Location map of seismic profiles. Green dots, red stars and red dots denote observation stations, shot points and multiple vibration points, respectively. Small dots show the epicenters of the earthquakes with $M>3$ and $\text{depth}<30\text{km}$ from Oct. 1997 to Dec. 2004 after JMA unified hypocenter data. Pink star denotes the epicenter of the 1995 Kobe Earthquake ($M7.3$). Active faults (red lines) are also indicated.

精度が保たれている。アナログ記録のダイナミックレンジは40dbと低い、発破点からの距離に応じてアンプの利得が設定されたことや、用いられたダイナマイトの薬量が測線の両端で800kg、残りの2点が500kgと大きかったことなどにより、良好な記録が得られている。

(B) 1995年京北―西淡測線は1995年兵庫県南部地震 ($M_{\text{jma}}7.3$) の震源域及び、その周辺領域の詳細な地殻構造を解明するために実施された。測線は同地震の震源域を通る約135kmで行われ、観測点数205点 (平均観測点間隔約660m)、発破点数6点が設けられた。本測線でも観測点は全点でL-22Dが用いられ、記録系はほぼ全点でデジタルレコーダが用いられた。サンプリング間隔は0.01秒である。薬量は、測線の両端で700kg、間の4点は350~400kgのダイナマイトが用いられた。神戸から淡路島にかけては人工的な雑音が多く、やや鮮明さに欠けるが、北部では良質な記録が得られている。

(C) 2004年新宮―舞鶴測線は、大大特Iのもとに実施されている都市圏における地下構造調査の一環として行われた。本探査の目的は、大都市圏に大きな被害をもたらすことが予想される大地震の揺れの予測を高度化するため、活断層の深部の構造調査、地下の速度構造の調査、より深部のフィリピン海プレートの形状調査などである。測線は近畿地方を縦断する形で、太平洋側の新宮市から日本海側の舞鶴市までの約220km (直線投影距離約193km) で、発振点数はダイナマイト発振13点、パイプロサイズ多重発震3点、総受信点数は2240点 (但しパイプロサイズ発震時は1087点) であり、平均観測点間隔はおおよそ100mである。受信機には、固有周波数10HzのSM-7, SM-24などのジオフォンが用いられ、記録には、有線テレメトリーG-DAPS4システム (全体の13%の区間) と独立型受振システムMS2000 (同87%) が用いられた。ダイナマイトの薬量は100~700kgが用いられたが、大阪平野北部の人家が密集している区間ではダイナマイト発震が不可能であったため、パイプロサイズ車4台による多重発震 (100スイープ程度) が用いられた。サンプリング間隔は4msecである。

本研究では、これらの探査記録を、広角反射法解析および屈折法走時解析を用いて解析を行い、地表付近から上部マントルに至る、反射断面と地震波速度構造断面を得ることを目的とした。これらの測線記録は、観測時期や観測目的が異なるために探査方法や記録の精度が大きく異なるが、各記録を統合的に解析することにより新たな知見が得られる可能性が期待される。つまり、これらの測線はほぼ同一領

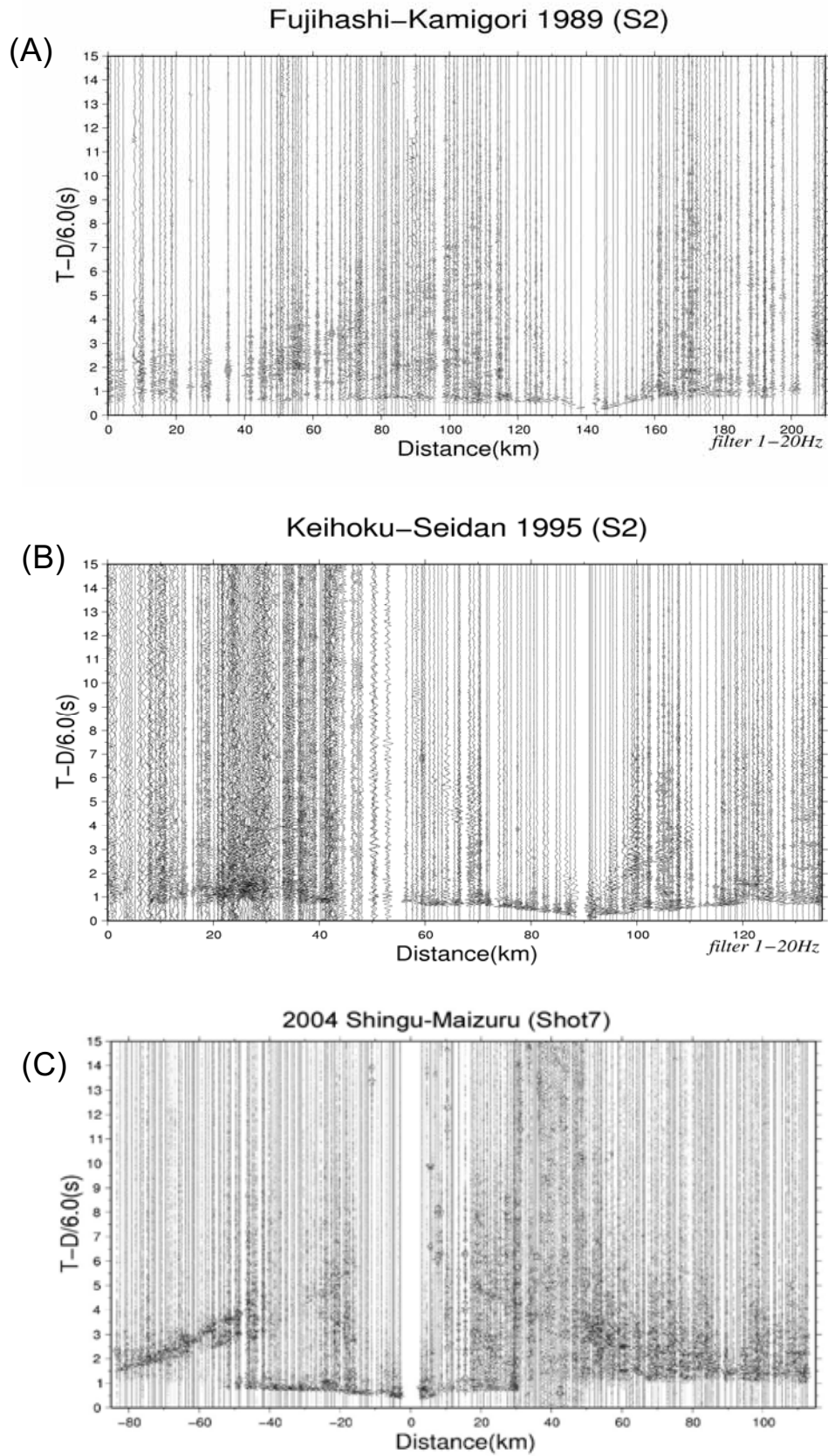


Fig. 2 Examples of observed seismograms for Shot2 of the 1989 Fujihashi-Kamigori profile line (A), Shot2 of the 1995 Keihoku-Seidan profile line(B), and Shot7 of the 2004 Shingu-Maizuru profile line (C). Each trace is band-pass filtered(1-20Hz) and normalizes by its maximum amplitude. The reduction velocity is 6km/s.

域で交差しているため、統合的に解析を行うことにより、例えば、屈折法を用いて速度構造を求める際に速度境界などを拘束することができ、ユニークなモデルを作成することができることが期待される。また、各測線は異なる走向で配置されているため、近畿圏広域の地殻構造を3次元的に把握することができると思われる。さらに本研究では、これらの探査記録を用いて反射法解析を行った。一般的な反射法探査では、数十m程度の小さな反射体や構造を認識するために、観測点間隔は数十m~100m程度にとられ、また鮮明なイメージを得るために多数の発振点による地震トレースの重合を行うことが多い。上記探査記録(A)および(B)は、屈折法解析により速度構造を求めることが目的であったため、観測点間隔が数百m~数kmと長く、発振点数もそれぞれ4点、6点と非常に少ないが、活断層の深部形状や沈み込んだフィリピン海プレートなどの大規模な反射体であれば認識できることが期待される。

Fig. 2 に各測線のトレース記録の例を示す。図の時間軸（縦軸）は、実際の走時から発破点からの距離（オフセット）を6km/sで割った分の時間を引き、6km/sで伝播する波が水平になるようにしてある。新宮－舞鶴測線は観測点数が多いため、見やすくするために観測点数を5分の1程度に間引いたデータで解析を行った。

3. 解析方法と結果

3.1 屈折法観測記録の広角反射法解析

(A) 藤橋－上郡測線および (B) 京北－西淡測線と、測線 (C) 新宮－舞鶴測線では、用いられた地震計や観測点間隔などが大きく異なるため、反射法解析は異なる手順で行う必要がある。本節では、(A) 藤橋－上郡測線および (B) 京北－西淡測線の解析方法について説明する。(C)新宮－舞鶴測線の解析方法については、伊藤ら(2005)で詳しく述べられている。

反射法解析の目的は、地震波形トレースから反射断面のイメージを得ることである。Fig. 3 にデータ処理のフローチャートを示す。なお、本研究では、

(株) 地球科学総合研究所製作の反射法解析プログラム SuperX-C を用いて解析を行った。

- i) フォーマット変換、トレースヘッダーへの測線情報の入力

本研究で用いたデータは、爆破地震動研究グループのフォーマット（アスキー形式）で配布されているため、SuperX-C フォーマット（バイナリ）に変換する。その際、発振点、受信点のインデックス、座標、標高値、オフセット距

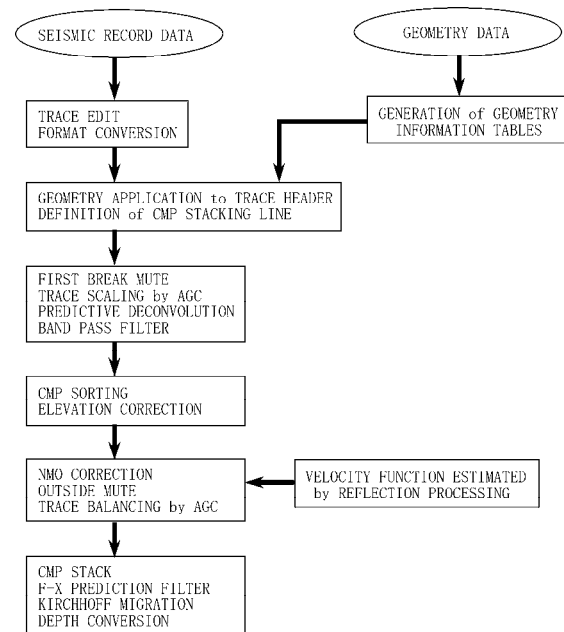


Fig. 3 Processing sequence of wide-angle reflection method for the present seismic data.

離等の測線情報を SuperX トレースヘッダーに

- ii) 初動ミュート

強振幅の初動部分を抑制するために、テーパー長 1000msec、スライディング速度 6000m/s で、初動抑制処理（ミュート）を行った。

- iii) 振幅回復

弾性波が地中を伝播する際、幾何学的発散、媒質への吸収、多層構造内での多重反射などにより、その振幅は減衰する。そこで、ウインドー長 2000msec の自動振幅調整（AGC）処理を行い、減衰したトレースの振幅の補償を行った。

- iv) フィルター処理

周波数解析によって反射波の有効周波数帯域を決定した。本研究では地表から上部マントルまでを調査範囲とし、深部からの反射波をより見やすくするため、Table 1 のように、深さ（往復走時）によって周波数通過帯域を変えた。

Table 1 Cutoff frequency variation with depth

Two-way travel time(s)	Cut off frequency (Hz)
5	3-15
10	3-10
15	3-8
30	3-6

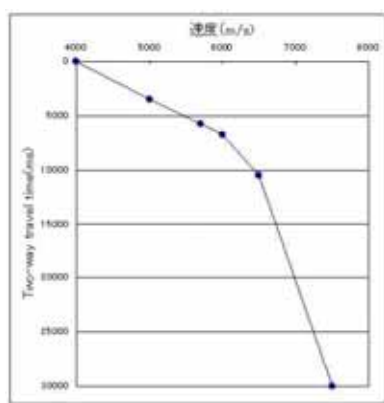


Fig. 4 Variation of NMO velocity with two-way travel time.

v) デコンボリューションフィルタ

地層の多重反射や非弾性による吸収、震源波形や受信機のゴースト効果などにより、観測により得られた地震波形は乱れている場合が多い。より鮮明な地下構造のイメージを得るために、デコンボリューションフィルタにより、得られた地震波形トレースをインパルスかそれに近い波形に変換する。ここで、次式の1次元デコンボリューションモデルを前提とする。

$$F(t)=W(t)*R(t)+N(t)$$

ここで、 $F(t)$ は観測によって得られた地震波形トレース、 $W(t)$ は基本波形、 $R(t)$ はランダム定常な反射係数列、 $N(t)$ はホワイトノイズを表す。基本波形を観測波形から推定し、除去するためにデコンボリューションを適用した。比較テストにより、以下のパラメータを得た。

- ・ゼロオフセットにおけるオペレータ設計ゲート開始時刻 : 3000msec
- ・ゲート長 : 8000msec
- ・オペレータ長 : 450msec
- ・ゲートスライディング速度 : 6000m/s
- ・ホワイトニング・ノイズ : 0.5%
- ・予測距離 : 140msec

Table 2 Number of CMP, CMP interval distance and average number of stack

Profile line	Number of CMP	CMP interval(m)	Average number of stack
(A)Fujihashi-Kamigori	261	843	2.2
(B)Keihoku-Seidan	338	400	3.7

vi) 共通反射点編集および、静補正

測線両端の発振点を結ぶ直線を重合測線とみなし、CMP編集を行った。CMP間隔、CMP総数、平均重合数をTable 2に示す。本研究では観測点間隔の長い記録を用いており表層補正を行うことができないため、本研究では静補正に標高補正のみを施した。

vii) 速度解析、NMO補正及び、共通反射点重合

本研究で用いた記録はCMP総数が少ないため、通常速度解析を行うことができない。後述の屈折法解析によって得られた速度構造を用いる方法もあるが、速度構造が複雑であるため、本研究では両測線とも、一次元の速度構造を用いた。両測線について、全トレースを4000m/sから8000m/sまで500m/sごとに、一定速度でNMO補正を行い、深さごとに適当なNMO補正速度を見積もった。得られた速度を、Fig. 4に示す。この一次元の速度を用いてNMO補正、共通反射点重合を行った。

viii) 周波数－空間領域(F-X)予測フィルタ

周波数－空間領域において、複素WIENER FILTER理論に基づき設計した空間方向の予測フィルタを設計・適用することで、記録上に見られるランダムなノイズを抑制し、相対的にS/Nを向上させるF-X予測フィルタを適用した。

- ・オペレータ長 : 3 CDPs
- ・空間ウインドー長 : 50CDPs
- ・時間ウインドー長 : 5000msec

ix) キルヒホッフ型マイグレーション

重合断面で反射点位置を実際の位置に移動させ、回折波を回折点に復元させるために、2次元キルヒホッフ型時間マイグレーションを適用した。

- ・片側アパチャー距離 : 50km
- ・最大傾斜角度 : 40度

x) 深度変換

速度解析によって得られた1次元速度構造を平滑化し、Vertical Stretch法を用いて、深度変換を行った。

基本的には以上のステップを逐次行い最終的に深度断面を求めるが、より鮮明な断面を作成するために、処理の順番を変える場合がある。本研究でも、F-X予測フィルタと共通反射点重合を行う順番を変えて最終的なマイグレーション断面を作成し、反射面がより鮮明に得られた順序を採用した。藤橋一上郡測線は重合後にF-Xフィルタをかけたのに対し、京北－西淡測線では、F-X予測フィルタを各ショットトレースに施した後、重合処理を行った。

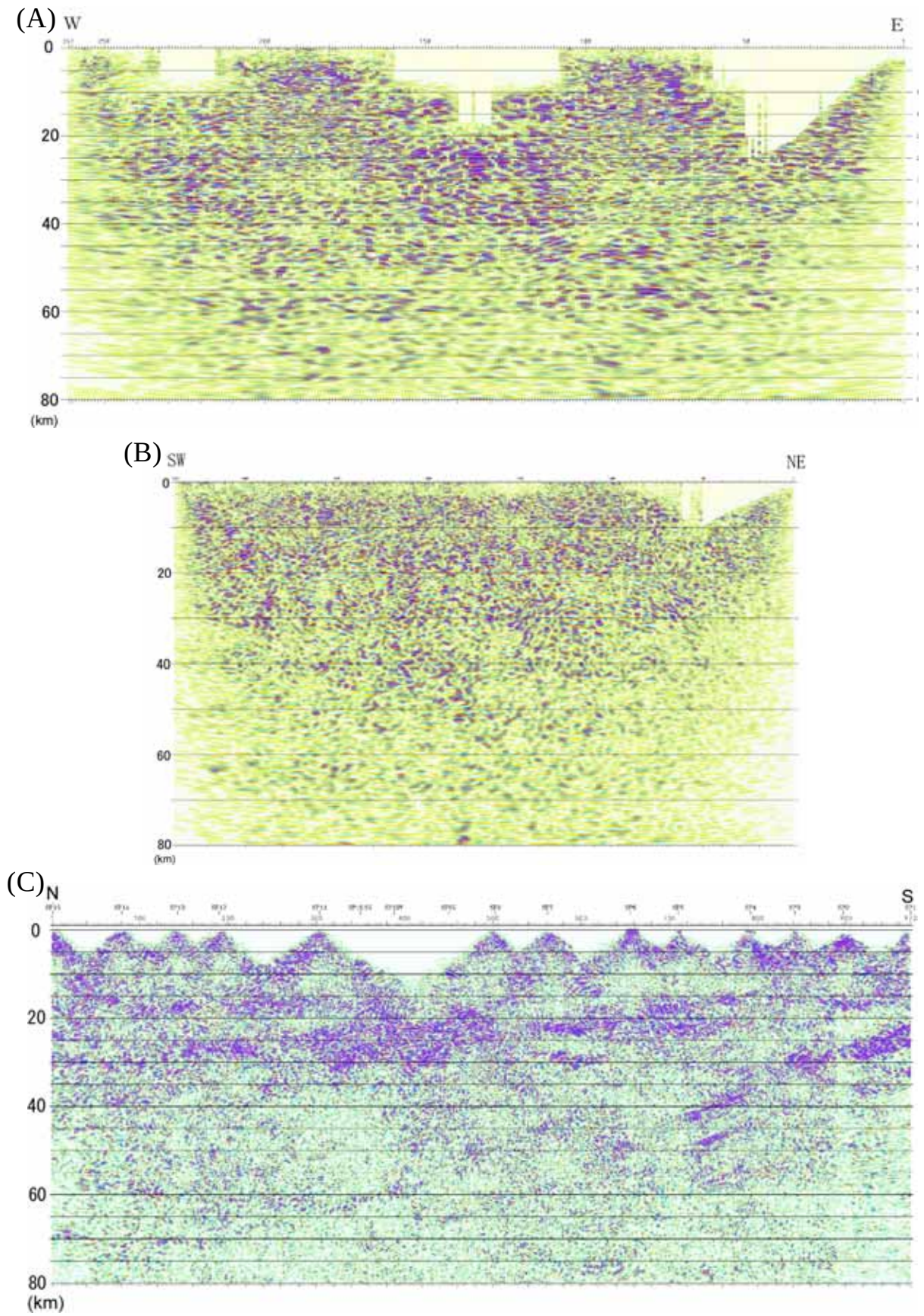


Fig. 5 Migrated depth sections for three profile lines, (A), (B) and (C) corresponding to (A), (B) and (C) shown in Fig. 1.

Fig. 5 には、最終的に得られた 2 測線および、伊藤ら(2005)による新宮－舞鶴測線のマイグレーション深度断面図を示す。藤橋－上郡測線と京北－西淡測線の反射断面は、新宮－舞鶴測線の断面に比べて観測点間隔が広く、解像度は良いとはいえない。これらの測線は発振点が少ないため、上部地殻のほとんどの部分では発振点周辺しか反射波が得られず、深部でも測線の両端部分では S/N 比が低い。また、CMP 間隔が広いために、水平方向にやや引き伸ばされたイメージが得られた。しかしながら、大局的には深さ約 17km, 25km, 60km 付近などに水平方向に連続性の良い反射面が見られ、これらの測線と交差する新宮－舞鶴測線の反射断面と比較することで、おおよその構造を把握することができる。また京北－西淡測線では、傾斜した反射面と思われる構造もいくつか見られた。これらの測線は、本来は屈折法解析をするために実施されたが、このように、従来の反射法解析を用いることで、おおまかな地殻構造をイメージングすることができる。

3.2 屈折法走時解析

内陸地震のメカニズム解明のアプローチには、地殻内の応力蓄積過程や変形過程のモデル化、断層運動の動的過程のシミュレーションなど、様々な方法が試みられている。これらの研究を行うには、地殻や断層の実際の観測に基づくモデルを作成する必要がある。つまり、地殻内で発生する大地震の予測には、プレート運動がどのようにして表層の破壊に結びつくのか、下部地殻も含めた地殻の不均質構造を知ることが必要である。また、地震波速度構造を求めることは、地震発生場としての活断層周辺のテクトニクスを理解、強震動予測シミュレーションや精密な震源決定をする上でも重要である。

屈折法解析は、初動の波線が通る深さ 10km 程度までの地殻浅部と、主に反射波の波線による解析となるそれ以深とに分けて解析を行った。まず、探査によって得られた各発震点の距離時間断面から初動時刻を読み取る。発破点周辺の観測点の初動走時から見かけ速度を見積もり、発破点周辺の表層の P 波速度とした。次に、はぎ取り法を用いて速度走時と深度走時を作成、基盤の速度と深度を見積もり、概略的な地殻浅部の速度構造を作成した。さらに、この速度構造を初期モデルとして、二次元波線追跡法 (Zelt and Smith, 1992) を用いて、地殻浅部の速度構造を試行錯誤で推定した。新宮－舞鶴測線の屈折波、反射波の波線と、走時の例を Fig. 6 に示す。発破点に近い観測点は、観測値と計算値が比較的良く一致しており、速度が良く拘束されている。

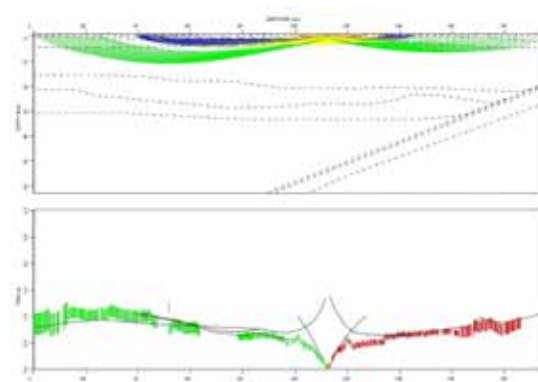


Fig. 6 An example of ray diagrams in shallow part (top figure) and comparison of the observed (red and green vertical bars) and calculated (solid lines) first arrival travel-times (bottom figure) for shot7 of the 2004 Shingu-Maizuru profile line.

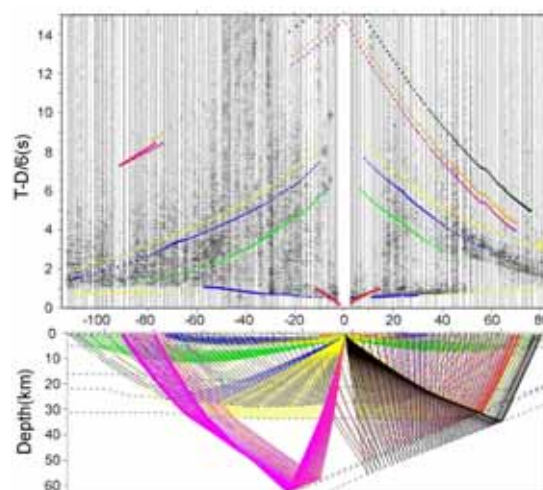


Fig. 7 An example of calculated travel times (top figure) and ray diagrams (bottom figure) for shot7 of the 2004 Shingu-Maizuru profile line. Colors in the two figures are corresponded to each other.

深部構造は、屈折波の波線がほとんど通らないため、一意的に速度構造を決めることは不可能である。そのため、上記の反射法解析の結果や、蔵下ら(2002), Nakanishi et al. (2002), Iidaka et al.(2003)などを参考にして、上部マントルまでの初期速度構造を作成し、二次元波線追跡法を用いて試行錯誤で速度構造を修正した。また、本研究で用いた 3 測線は、近畿北部のほぼ同一地域で交差しているため、速度構造を求める際には、なるべく交差地域で速度や深さが同一になるように心がけた。Fig. 7 には暫定的ながら、計算走時と観測波形、波線の例を示す。深部は浅部に比べ、あまり精度良くは求められていない。Fig. 8 には最終的に得られた地震波速度構造を示す。

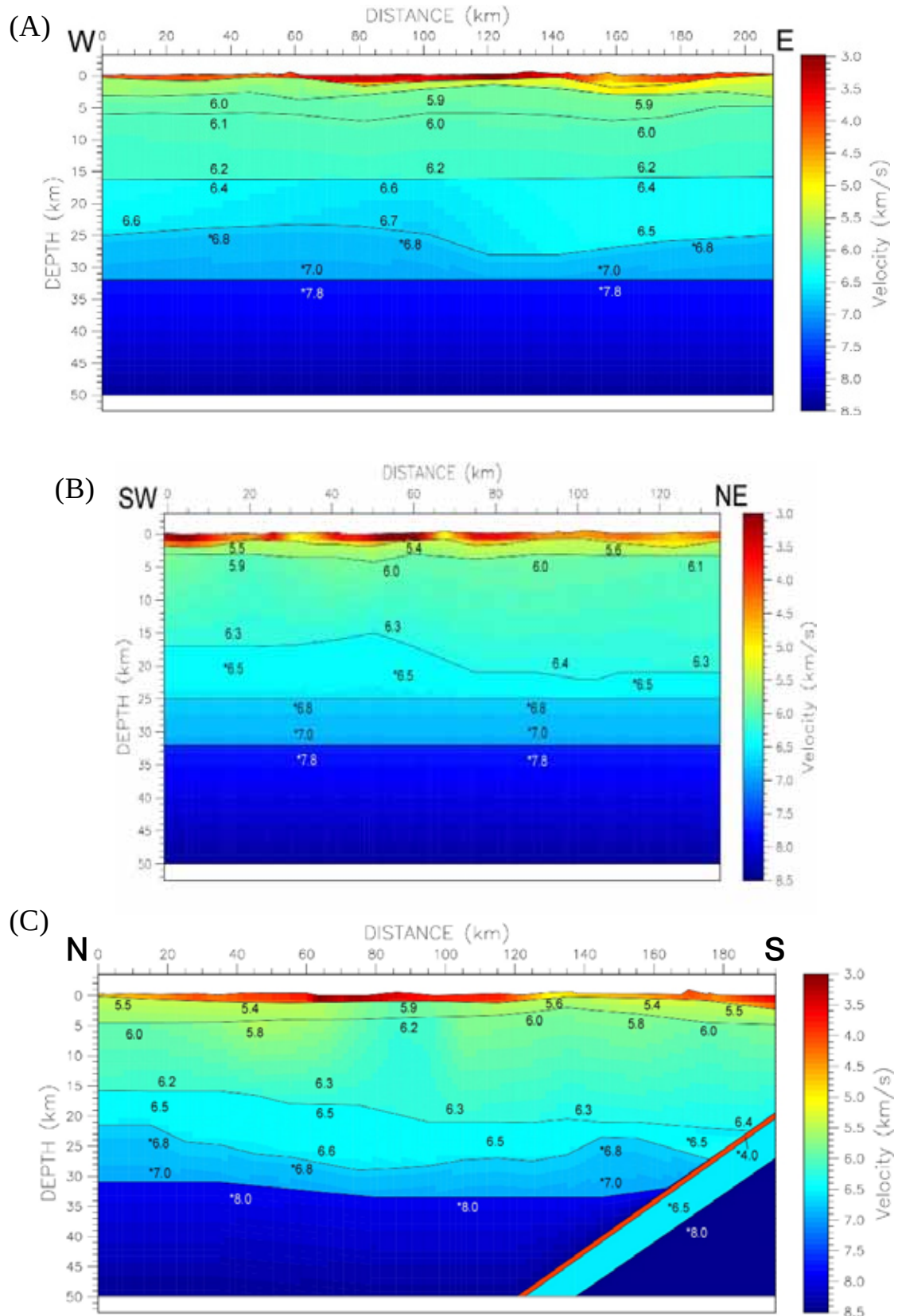


Fig. 8 P-wave velocity structures of three profile lines derived by ray-tracing method. (A), (B) and (C) are correspond to the profile lines shown in Fig. 1. P-wave velocities are shown in km/s. An asterisk (*) attached to the velocity indicates an assumed value.

速度構造中の数字は P 波速度 (km/s) を示し、アスタリスク (*) の付いた数字は推定値であることを表す。

観測波形記録 (Fig. 2) からは、近畿地方の地殻中には Fig. 8 で示した以外にも、多くの反射面が存在するように見えるが、本研究では、複数の発震点記録に顕著に見られた速度境界面、反射面のみを用いて解析を行った。

4. 考察

4.1 反射面と地震活動

Fig. 9 は、前述の広角反射法解析によって求められたマイグレーション深度断面に、検出された主な反射面と、測線に沿う幅約 20km の気象庁一元化カタログによる震源をプロットしたものである。内陸部で発生する浅い地震活動の下限は、一般的に深さ 15~20km であることが知られており、その深さは地殻熱流量と逆相関があることが知られている (例

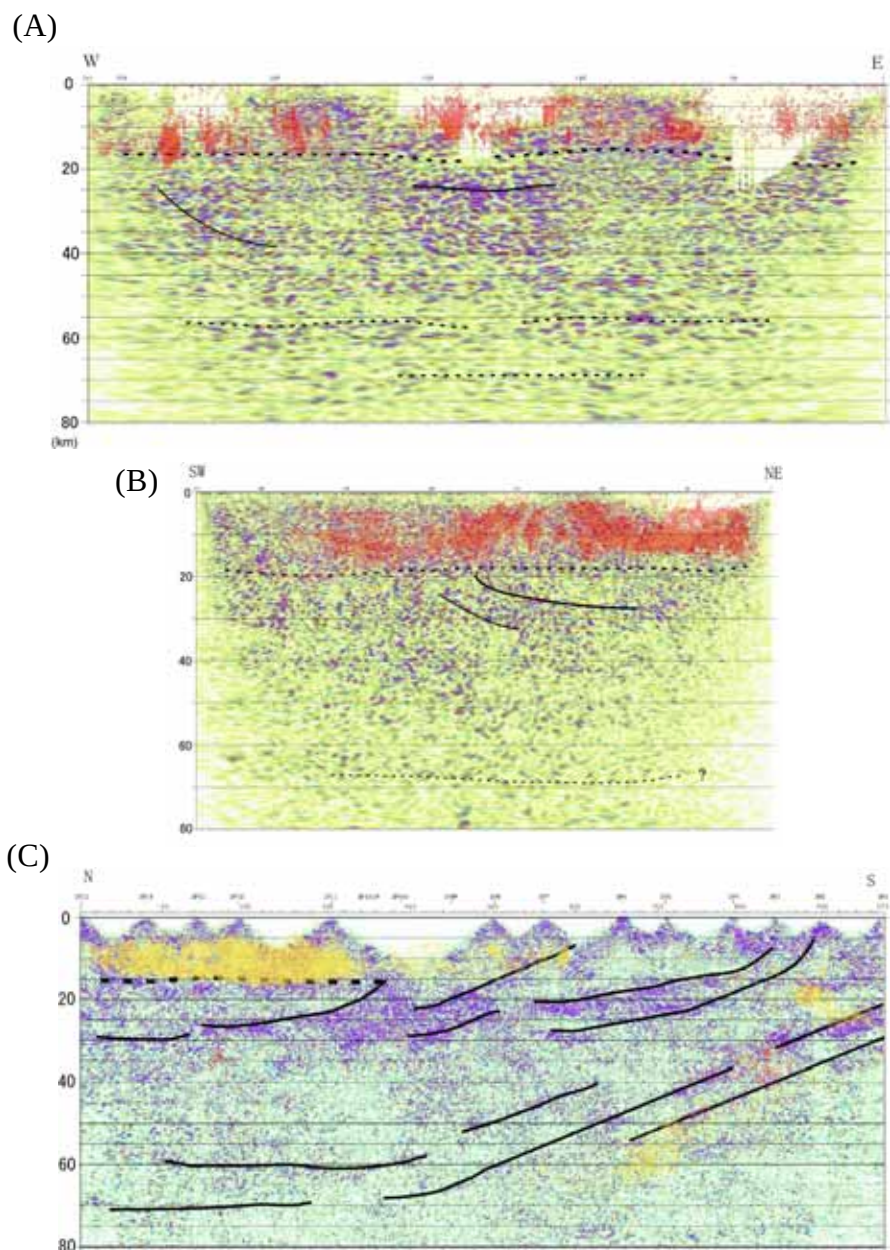


Fig. 9 Interpreted depth sections with the distribution of the hypocenters from Oct. 1997 to Dec. 2004 after JMA (red dots in profile A and B, yellow dots in profile C), the hypocenters of low-frequency earthquake (red dots in profile C) and detected reflectors (thick lines and broken lines). (A), (B) and (C) are correspond to the profile lines shown in Fig. 1.

えば, Ito, 1990)。本研究での3測線の反射断面に共通して、地震発生層下限付近の深さ 17~18km に、水平方向に連続性の良い明瞭な反射面が見られた。このような地震発生層下限付近の反射面は、近畿地方に限らず、東北脊梁部(平田ら, 1999)や跡津川断層付近(上野ら, 2002)、2000年鳥取県西部地震の余震域(渋谷, 2002)などでも検出例が報告されている。また、下部地殻付近にも、傾斜した反射面が確認できる。たとえば、新宮-舞鶴測線および京北-西淡測線の反射断面には、片尾(1993)によって

丹波地方直下に見出されたS波反射面とほぼ同じの場所、深さに反射面が見られた。飯尾(1996)は、1995年兵庫県南部地震(Mjma7.3)はこの面上でのゆっくりしたすべりが地震発生の引き金になった可能性をしているが、本研究で得られた断面は、上部地殻での解像度が悪く、活断層との関連を確認することができなかった。

内陸で発生する大地震の多くは、断層の深部から破壊を開始する場合が多いことが知られており(Sibson, 1982)、内陸の活断層には下部地殻中に

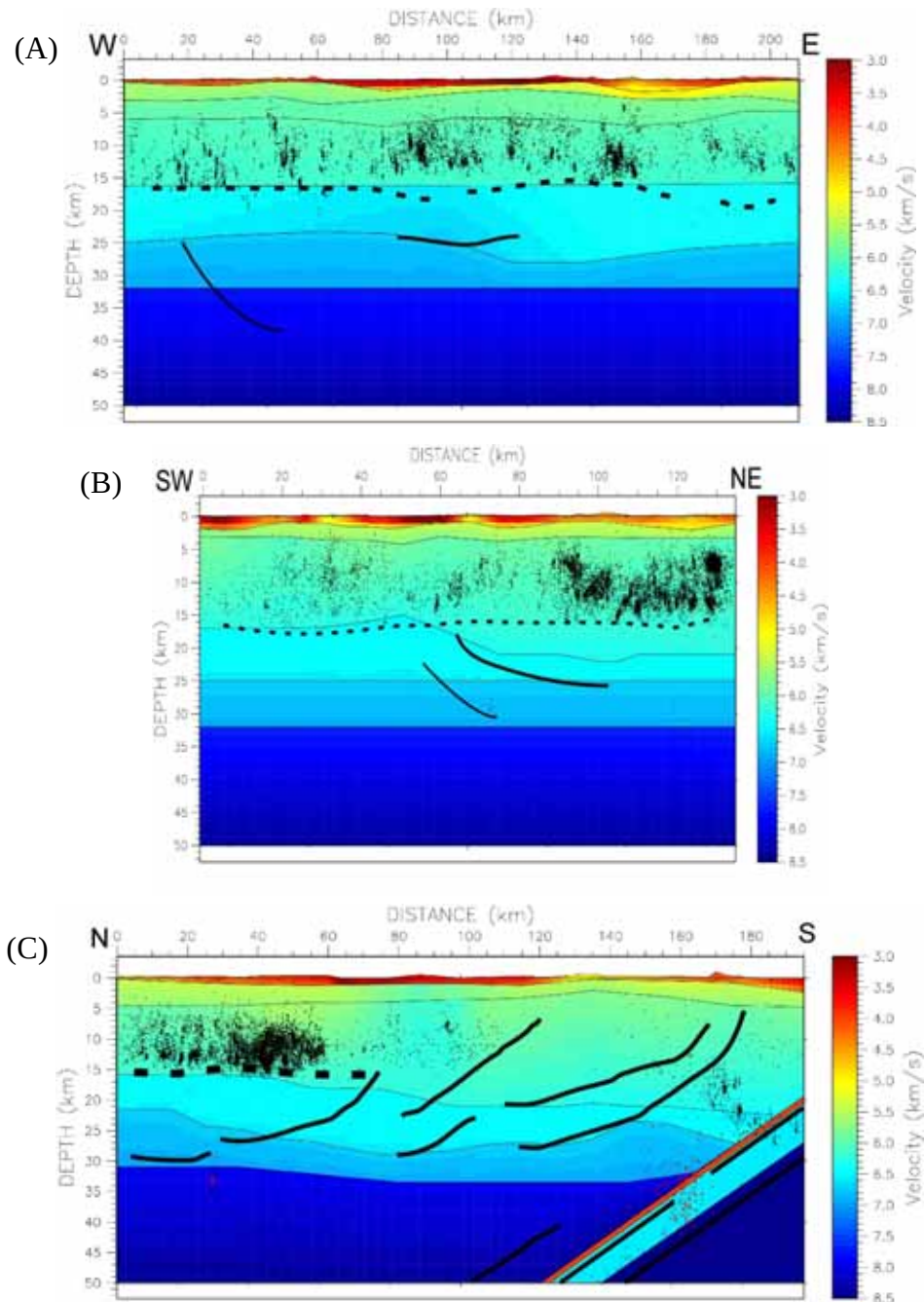


Fig. 10 Comparison of the P-wave velocity structures, hypocenter distribution after JMA and detected reflectors in figure 9. (A), (B) and (C) are correspond to the profile lines shown in Fig. 1.

震源断層下部延長が存在し、深部延長部でのすべりが上部の断層の高速破壊の核になるという仮説が提唱されている (Iio and Kobayashi, 2002)。本研究で見出された地震発生層最下部や、下部地殻中の反射面と、地震発生の関連を調べることは、震源断層が下部地殻にどのように延びており、どのような役割を果たしているのかという問題に対して、大きな手がかりになるかもしれない。本研究では、地殻浅部から上部マントルに至る全体像を掴むことを目的として解析を行ったため、今後はより浅部に焦点を当てた観測、解析を行う必要がある。

また、内陸地震の発生には水がトリガーとなる可能性が、以前から指摘されてきた (例えば, Zhao and Negishi, 1998)。さらには、地震発生層の底付近に存在する不透水層 (self-sealing 層) が破壊され、下部地殻から供給された熱水が地震発生層の孔隙圧を上昇させることが、内陸地震のトリガーとなるのではないかというアイディアも提唱されている。これらのことから、大地震発生のメカニズムを探るためには、この反射面の性質や空間分布などのさらなる調査が必要であると思われる。また、これらの反射面が地震発生の前後で変化するかどうか、時間変化を調べることも重要であろう。

4.2 地震波速度構造と地震発生層

本研究では、地震発生場の基本的な特徴を知ingことを目的として、得られた地震波速度構造と地震発生層の関係を調べた。Fig.10 には、得られた地震波速度構造に測線周辺の幅 20km の範囲の気象庁一元化カタログによる震源分布および前節で述べた反射面を重ねて示す。近畿地方北部では、内陸の浅い地震活動の深さは、4~5km から 17~18km である。地震発生層の下限の深さは、地殻熱流量と逆相関があることなどから、脆性-塑性境界であると考えられているが、詳しいことはあまりわかっていない。また、地震発生層の上限の成因についても、定説はないが、下限と同じような熱構造との関係や、摩擦構成則の違い (Scholz, 1998)、物質の違い (黒磯・岡野, 1990) などの仮説が提唱されている。本研究の結果からは、地震発生層の上限、下限付近には、地震波速度境界が見られた。また、前節でも述べたように、下限付近には明瞭な反射面も確認された。地震発生層の上下限と速度境界との詳細な関係については今後のより詳細な解析が必要であるが、温度構造や摩擦構成則の違いだけでは速度境界や反射面が生じることは考えにくく、地震発生層の上下で、物質が異なることを示唆していると思われる。また、地震発生層の P 波速度は、3 測線ともに 5.8~6.4km/s に限

られることがわかった。これは、Iidaka et al. (2003) による中部日本縦断測線の結果とも調和的である。地震発生と、具体的な物性や物質の議論は今後の課題である。

4.3 フィリピン海プレートの形状と低周波地震

新宮-舞鶴測線の反射法解析結果 (Fig. 9C) からは、日本列島の下に沈みこんだフィリピン海プレートが、日本海側まで達している様子が明瞭に見える。近畿地方南部では、フィリピン海プレート上面の深さが、地震活動から推定されていた深さよりも、およそ 10km 浅いことが明らかになった (Ito et al., 2005)。関東地方で行われた人工地震探査でも、これまで地震活動から見積もられていたフィリピン海プレート上面より浅かったことが報告されている (Sato et al., 2005)。この深さの違いは、震源決定の誤差や、地震波速度構造の見積もり誤差によるものであるとは考えにくい。さらに、フィリピン海プレート上面付近で発生していると考えられていた地震のメカニズムの多くは、strike slip または normal fault であることから、プレート上面の深さが、地震活動から見積もられた深さとは異なることを示唆している (Ito et al., 2005)。屈折法解析の結果からは、反射法解析の結果に比べて 1~2 km 深くなったが、反射波の読み取り誤差や地震波速度の見積もり誤差の範囲内であると思われる。今後は、この深さでのアスペリティの分布を求め、強震動予測、津波予測などを行う必要がある。

新宮-舞鶴測線からは、近畿地方中部までほぼ直線的に沈み込んだプレートが、深さ約 60km 付近で水平になり、少なくとも舞鶴市直下付近まで達しているように見える。京北-西淡測線と藤橋-上郡測線の反射断面図 (Fig. 9A, B) でも、深さ 60km 付近に水平方向に連続性の良い反射面が広い範囲で確認でき、近畿地方における沈み込んだフィリピン海プレートのおおよその形状を推定することができた。このように、必ずしも質の良いとはいえない屈折法記録でも、交差する複数の測線記録の広角反射法解析によって、広範囲の三次元的な地下構造を推定することができることがわかった。

新宮-舞鶴測線のフィリピン海プレートの上面からの反射波は、地域によって反射強度が異なることから (Fig. 5C)、プレート上面付近の地域による物性の相違が示唆される。海側の東南海地震の震源域付近では反射波が強く、深さ約 30km、ヒンジライン付近で反射波がほとんど見えなくなる。さらに深部では強度が上がり、深さ 50km 以深で再び不明瞭

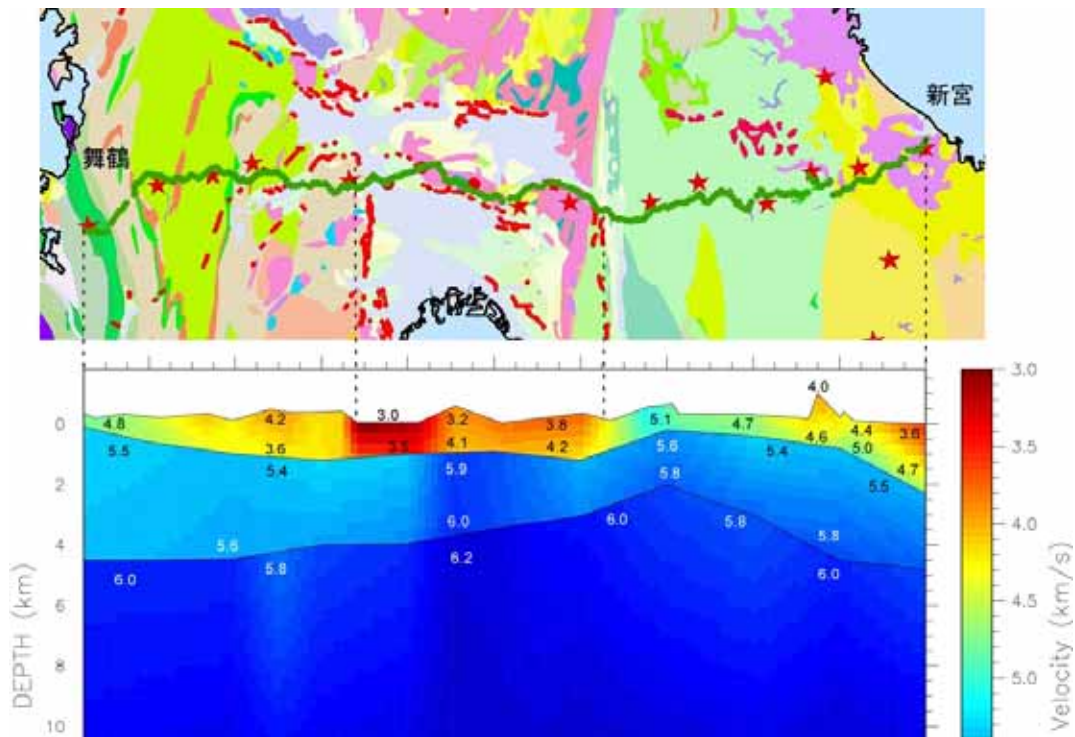


Fig. 11 Comparison between the geological map (top figure) and shallow part of the velocity structure (bottom figure) of the 2004 Shingu-Maizuru profile line.

となる。Fig. 9C に示すように地震活動と比較すると、反射強度が弱くなる部分と低周波地震が発生している領域が一致する。この領域では、防災科学技術研究所(2006)によりスローイベントが発生していることも報告されている。また地震波速度構造から、陸のモホ面とプレートが接する部分か、その下のマントルウェッジに相当する部分であることがわかる。Kasaya et al. (2005) によると、近畿地方直下ではフィリピン海プレート周辺で低比抵抗が観測されており、このことはプレートの沈み込みに伴う脱水を示唆している。これらの事実と、プレート上面の反射強度が弱いことの関係については不明な点が多く、今後、より詳細な反射強度分布と、震源分布の比較などを行う必要がある。

4.4 地質と速度構造

西日本の地質は中央構造線を境に、大きく内帯(日本海側)と外帯(太平洋側)とに区分されており、それぞれに含まれる個々の地質についても詳細な研究が行われてきた。しかし、これまでの地質調査は、主に地表地質に基づいてその特徴や区分がなされてきたため、地殻深部まで含めた地質構造には不明な点が多い。大陸縁辺部に形成された付加帯から日本海の拡大によって誕生したと考えられている日本列

島の形成史を考える上でも、地殻全体の地質構造を調べることは非常に重要である。内帯、外帯にまたがって測線が設置された新宮―舞鶴測線の浅部の地震波速度構造と、測線周辺の地表地質(産総研, 2003)を比較したものを Fig.11 に示す。地表付近では、地震波速度と地質、速度構造の急変部と地質境界が非常に良く一致していることが分かる。顕著な例では、大阪平野は柔らかい第四紀堆積岩類に広く覆われており(地質図の灰色の部分)、地震波速度も 3km/s 程度と極端に遅い。それに対し、奈良平野は白亜紀の碎屑岩による付加コンプレックス(薄い緑色)が広がっており、地震波速度も 4.5km/s 以上である。また、測線の最北部付近は石炭紀〜ペルム紀の古い付加コンプレックス(薄い緑色〜緑色)が東西に伸びており、それに対応して地震波速度も速いことがわかる。大阪平野北端と南部には、ほぼ東西走向の有馬―高槻構造線と中央構造線が存在しているが(地質図中の赤線)、他の地質境界がゆるやかな南傾斜〜不明瞭であるのに比べ、これらの構造線では基盤まで伸びる明瞭な速度の急変が見られた。さらに、より深部でも地域による速度の差が見られた。Fig.12 に示すように、第三紀以前の大阪平野付近は領家帯と呼ばれる花崗岩類などからなるのに対し、近畿南部(四万十累帯)と北部(丹波帯)はいずれ

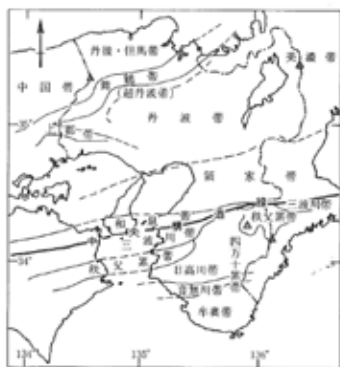


Fig. 12 Geological map of Kinki district before Neocene (after Nihon-no-chishitsu, 1993).

も砕屑岩類や堆積岩類からなるといわれている（日本の地質「近畿地方」編集委員会，1993）。大阪平野直下に見られた高速度域は，これらの古地質を反映しているのかも知れない。

5. まとめと今後の課題

近畿地方には中央構造線や有馬－高槻構造線といった活断層が密集しており，しばしば直下型の大地震が発生している。また，南海トラフからはフィリピン海プレートが西日本直下に沈み込んでおり，沈み込みに伴う巨大地震も繰り返し発生してきている。それらの活断層の活動予測や，大地震による強震動予測をするためには，活断層やフィリピン海プレートの詳細な形状や，地殻全体の構造を把握する必要がある。そのため，これまでに近畿地方で行われた人工震源を用いた地殻構造探査，3測線の記録を用いて，近畿地方広域の地殻構造の推定を行った。3測線がほぼ同一領域で交差していることを考慮に入れ，広角反射法解析と屈折法走時解析により，地表から上部マントルにいたる反射断面と地震波速度構造を得た。それらの結果を地震活動や地質図などと比較した結果と，今後の課題を列記する。

- (1) 内陸の地震発生層の最下部付近には水平な反射面が存在する。このような反射面は近畿地方以外でも確認されており，地震発生との関連も指摘されている。
- (2) 有馬－高槻構造線や中央構造線直下の下部地殻内に，北傾斜の明瞭な反射面が見られた。
- (3) 浅い地殻内で発生する微小地震は，P波速度が5.8～6.4km/sの層に集中しており，その上下には地震波速度境界が存在する。
- (4) 南海トラフから直線的に沈み込んだフィリピン海プレートは，大阪平野直下でほぼ水平になり，少なくとも日本海沿岸付近まで達している。

- (5) フィリピン海プレートの沈み込みと関係する低周波地震は，陸域のモホ面とプレートが接する領域～マントルウェッジ付近で発生しており，そこでのプレート上面からの反射波は非常に弱い。
- (6) 地表付近の地震波速度構造と地質構造，活断層には明瞭な相関が見られた。
- (7) 地殻浅部に焦点を合わせた反射法解析を行うことで，下部地殻中に見られた反射面と活断層にはどのような関係にあるのかを調べる必要がある。
- (8) フィリピン海プレート上面の反射強度分布と，低周波微動の震源分布との関係を調べる。

謝 辞

新宮－舞鶴測線の解析には大大特Ⅰの「強震動の予測，大都市圏地殻構造調査研究」の結果を使用した。広角反射法解析では，（株）地球科学総合研究所の井川猛氏および，阿部進氏にプログラムの使用法を指導していただいた。また，構造の解釈については防災研究所地震予知研究センターの梅田康弘氏ほか多くのかたに議論をしていただいた。以上，記して御礼申し上げます。

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 第2輯，49，103-112.
- 伊藤 潔・佐藤比呂志・梅田康弘・松村一男・渋谷拓郎・廣瀬一聖・上野友岳・森下可奈子・伊藤谷男・平田 直・川中 卓・黒田 徹・阿部 進・須田茂幸・斉藤秀雄・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，48，B，243-258.
- 岩崎貴哉・加藤 亘・海野徳仁・岡田知巳・関根秀太郎・武田哲也・田代勝也・長谷見晶子・松島 健・溝上智子・宮下 芳・宮町宏樹・森谷武男（1999）：1997年東北日本横断地殻構造探査，月間地球，号外27，48-55.
- 上野友岳・伊藤潔・和田博夫・吉井弘治・松村一男（2002）：跡津川断層系における人工地震による地殻構造調査（続），京都大学防災研究所年報，45，B-1，577-590.
- 片尾 浩（1993）：近畿地方の微小地震活動域直下に存在する顕著な地殻内反射面，地震予知連絡会報，50，512-515.

- 蔵下英司・徳永雅子・平田直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤潔・西田良平・木村昌三・井川 猛, (2002): 四国東部地域における地殻及び最上部マントルの地震波速度構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状, 地震 第2輯, 54, 489-505.
- 黒磯章夫・岡野健之助 (1990): 琵琶湖周辺の地震活動と近畿北部の地殻構造, 月刊地球, 12, 362-368.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2003): 100 万分の1 日本地質図第3版 CD-ROM 第2版. 数値地質図 G-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 渋谷拓郎 (2002): 震源断層の不均質構造と破壊過程の関係—2000 年鳥取県西部地震の場合—, 日本地震学会秋季大会, A61.
- 中村正夫・渡辺 晃・許斐 直・木村昌三・三浦勝美 (1997): 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性, 京都大学防災研究所年報, 40, B-1, 1-20.
- 日本の地質「近畿地方」編集委員会編 (1993): 日本の地質6 近畿地方, pp. 6-110, 共立出版.
- 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.
- 平田 直・佐藤比呂志・岩崎貴哉・蔵下英司 (1999): 反射法地震探査からみた奥羽脊梁山地の地殻構造, 月間地球, 号外 27, 39-43.
- 防災科学技術研究所 (2006): 2006 年1月の東海地域における移動性スロースリップ及び深部低周波微動, 防災科学技術研究所ホームページ <http://www.bosai.go.jp>.
- 松原 誠・関根秀太郎・小原一成・笠原敬司 (2004): 西南日本の地殻・上部マントルの速度構造, 地球惑星科学関連合同大会予稿集, S053-P032.
- Iidaka, T., T. Iwasaki, T. Takeda, T. Moriya, I. Kumakawa, E. Kurashimo, T. Kawamura, F. Yamazaki, K. Koike, and G. Aoki (2003): Configuration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 30, No. 5, 1219, doi:10.1029/2002GL016517.
- Iio, Y., Y. Kobayashi (2002): Is the plastic flow uniformly distributed below the seismogenic region?, *Earth Planets Space*, 54, 1085-1090.
- Ito, K. (1990): Regional variations of cutoff-depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland earthquakes, *Jour. Phys. Earth*, 38, 223-250.
- Ito, K., H. Sato, Y. Umeda, K. Matsumura, T. Shibutani, I. Hirose, T. Ueno, K. Morishita, T. Ito, N. Hirata, T. Kawanaka, T. Kuroda, S. Abe, H. Saito and T. Ikawa (2005): Seismic Surveys of structure in the Kinki district, Japan, under the special project for earthquake disaster mitigation in urban areas (DAIDAITOKU), IASPEI2006, SS05-978.
- Kasaya, T., T. Goto, H. Mikada, K. Baba, K. Suyehiro, H. Utada (2005): Resistivity image of the Philippine Sea Plate around the 1944 Tonankai earthquake zone deduced by Marine and Land MT surveys, *Earth Planets Space Letter*, 57, 209-213.
- Nakanishi, A., N. Takahashi, J. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki, and M. Nakamura (2002): Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, VOL.107, NO.B1, 2007, 10.1029/2001JB000424.
- Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Iwata, T. Kawanaka, K. Kasahara and S. Harder (2005): Earthquake Source Fault Beneath Tokyo, *Science*, Vol.309, 462-464.
- Scholz, C. H., 1998, Earthquakes and friction laws, *Nature*, 391, 37-42.
- Shiomi, K., H.Sato, K. Obara and M. Ohtake (2004): Configuration of subducting Philippine Sea plate beneath southwest Japan revealed from receiver function analysis based on the multivariate autoregressive model, *J. Geophys. Res.*, 109, B04308, doi:10.1029/2003JB002774.
- Sibson, R. H. (1982): Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 151-163.
- Zelt, C.A. and R. B. Smith (1992): Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. int.*, 108, 16-34.
- Zhao, D., and H. Negishi (1998): The 1995 Kobe earthquake: Seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation, *J. Geophys. Res.*, Vol 103, No. B5, pp.9967-9986.

Crustal Structure in the Kinki District from the Wide-angle Reflection and Refraction Experiments

Issei HIROSE and Kiyoshi ITO

Synopsis

In order to elucidate the relationship among crustal velocity structures, micro seismic activities, active faults, geologic structures and the deep structure of the Philippine Sea Plate, we analyzed three seismic explosion survey records conducted in the Kinki district, considering compatibility of all profiles. We use the wide-angle reflection and refraction methods to obtain reflection sections and velocity structures along the profile lines. Comparison of the seismic velocity structures with other data, we can find horizontal reflectors beneath the seismogenic layer, dipping reflectors in the lower crust under large faults, concentration of micro earthquakes in a layer in which P-wave velocity is 5.8-6.4km/s.

Keywords: seismic survey, wide angle reflection, seismic velocity structure, active fault, seismogenic layer, Philippine Sea Plate