震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけての フィリピン海スラブの形状

神戸大学大学院自然科学研究科* 三好 崇之

神戸大学都市安全研究センター** 石橋 克彦

Geometry of the Seismic Philippine Sea Slab beneath the Region from Ise Bay to Western Shikoku, Southwest Japan

Takayuki MIYOSHI

Graduate School of Science and Technology, Kobe University,
Rokkodai, Nada-ku, Kobe 657-8501, Japan

Katsuhiko ISHIBASHI

Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University,
Rokkodai, Nada-ku, Kobe 657-8501, Japan

(Received June 13, 2003; Accepted June 25, 2004)

We inferred minutely the geometry of the upper surface of the seismic Philippine Sea (PHS) slab beneath the region from Ise Bay to western Shikoku, southwest Japan, based on hypocentral distribution. Despite the importance of the slab geometry for the subduction zone seismotectonics as well as for the assessment and forecasting of destructive interplate and slab earthquakes, the shape of the PHS slab has been obscure and controversial. We selected well-determined hypocenters during the period from Oct. 1997 through Dec. 2002 from the integrated hypocenter database prepared by the Japan Meteorological Agency. At first, we composed depth data set of the slab upper surface from vertical cross sections of hypocentral distribution along longitude and latitude of every 0.1 degree, and drew first-trial isodepth contours of the upper surface of the PHS slab assuming that the upper boundary of slab earthquake distribution roughly coincides with the slab upper surface. Then, in many areas we made vertical cross sections of hypocenter distribution in many directions including inferred dip-direction and strike of the slab, and revised isodepth contours. The main results are as follows: (1) In the region to the east of Lake Biwa, northwestward gently-dipping PHS slab reaches around the depth of 35 km, in which disastrous slab earthquakes presumably took place. (2) To the northeast it continues to the slab beneath the central Tokai district, but to the southwest it is obscure whether it continues to the slab beneath the eastern Kii Peninsula or it is separated from the latter. (3) The slab beneath the middle part of the Kii Peninsula may be torn into two parts, with the southwestern part underlying the northeastern part. (4) There are double seismic zones beneath the southern Kii Peninsula. (5) In the west part of the Kii Peninsula no slab earthquake occurs in deeper part, whereas just in this area a remarkable shallow crustal swarm earthquake activity exists. (6) Beneath Shikoku the slab is being subducted with gentle dip angle and forms a broad ridge. The slab looks continuous from Shikoku to Kyusyu. Recently the PHS slab geometry has been investigated by seismic refraction/reflection profilings and receiver function analyses. Those results are shallower than our result in eastern Shikoku suggesting that slab earthquakes in this region occur in the oceanic mantle. We relocated slab earthquakes in this region using a velocity structure model consistent with the result of seismic profiling and found that the shallower main activity lays in the slab mantle of the assumed model with deeper remarkable events beneath it. In order to clarify the true slab geometry

it is essentially important to know in which part of the slab, oceanic crust or mantle, slab earthquakes are actually taking place in each region.

Key words: Philippine Sea plate, slab geometry, isodepth contour, slab earthquake, hypocentral distribution

§1. はじめに

フィリピン海プレートが沈み込んでいる西南日本は、プレート間地震、陸のプレート内地震、スラブ内地震という3つのタイプの大地震の発生場である。このうち、スラブ（沈み込んだ海洋プレート）の中で起こるスラブ内地震の発生メカニズムは、未解明な点が多く、統一的な理解も進んでいない。西南日本下のスラブ内地震は、従来は地殻底地震とか地殻下地震と呼ばれることが多く、スラブ内地震という捉え方は薄かったようである。そのような背景もあって、西南日本下で、微小地震から大地震まで多数のスラブ内地震が発生しているにもかかわらず、それらがプレート運動との関わりで如何なる地学的・物理的条件で起こるのかといった問題が、十分に取り上げられてこなかったのではないと思われる。

この問題を考えるうえで、西南日本下のフィリピン海スラブの形状を知ることは最も基本的な課題である。震源分布からは、地震を発生させているスラブ（地震性ス

ラブ）の形状の推定が可能で、溝上(1977)や山崎・大井田(1985)をはじめ多くの研究があり、最近では石田・坂無(2003)なども調査している。筆者らが注目する伊勢湾から四国地方にかけての最近の研究にも、上野・他(2002b)、関口・他(2002)、青木(2003)、松崎・他(2003)などがある。しかし、従来の結果は、使用したデータや解釈の違いによって研究グループごとに大きく異なっている場合があり、場所によってはスラブ上面の深さに10 kmも差が生じていることもあった。

一方、他の手法でもスラブの形状や深さが研究されている。Nakanishi(1980)は、変換波を用いて中国地方に非地震性のスラブが存在することを示した。最近では、南海トラフ沿いの構造探査から Kodaira *et al.* (2000) や Nakanishi *et al.* (2002) などが地殻構造とともに沈み込むスラブ上面を深さ20~30 km程度まで示し、馬場(2002)は、それら構造探査の結果を統合したスラブ上面の形状を提案した。また、蔵下・他(2002)は、四国東部

Fig. 1. Index map of the study area. Bathymetric data is after Japan Oceanographic Data Center (J-EGG500) and the depths are in meters. AMR, Amurian plate; EUR, Eurasian plate; PAC, Pacific plate; PHS, Philippine Sea plate; AI, Awajishima Island; AP, Atsumi Peninsula; CP, Chita Peninsula; IB, Ise Bay; MTL, Median Tectonic Line; OB, Osaka Bay.

下の構造探査で観測された強い反射波をスラブ上面からのものと解釈して、深部構造を描いた。さらに、レーシーバ関数解析からは、汐見・他 (2003) や Yamauchi *et al.* (2003) がスラブ内の海洋性マントル上面の形状を推定した。この他にも、地震波トモグラフィー [例えば, Honda and Nakanishi (2003), 山根・他 (2000)] や電気伝導度 [例えば, 首藤 (2003)] によってスラブの検討がなされている。

このように、さまざまな研究によってスラブ上面の形状が推定されているが、最近の研究に限ってもそれらの結果は必ずしも一致しておらず、統一的な見解はまだまだ得られていない。

近年、地震観測網が急速に充実したことで、震源の決定精度が大幅に向上し、震源分布から地震性スラブの形状を再検討する必要性が高まっている。震源分布からの推定は、非地震性スラブの形状に対しては使えないし、後述するような問題点もあるが、スラブの広域的かつ微細な構造を知るには、依然として有力である。

以上のことを踏まえて、本論文では、予察的な結果を示した三好・石橋 (2002) の続報として、気象庁一元化震源データを用いて、フィリピン海スラブの形状をさらに詳しく検討した。具体的には、伊勢湾から四国西部ま

での地域 (Fig. 1 参照) の深さ 30 km 以深について、スラブ内地震発生域の深さの上限をスラブ上面と仮定して、地震性スラブ上面の等深線を提案する。

§ 2. データと方法

2.1 使用したデータ

本研究でスラブの形状を推定するために用いたデータは、震源、発震機構解、震源再決定に使用した検測値ともに、すべて気象庁一元化震源データである。期間は 1997 年 10 月から 2002 年 12 月までで、マグニチュードに下限は設けていないが、ほぼ 0 以上である。用いた地震の震央分布を Fig. 2 に示す。震源の深さは 30 km から 130 km までで、これらを基本的にスラブ内地震とみなした (後述の「中間層の地震」を除く)。この中には、Obara (2002) によって指摘された低周波微動は含めていない。スラブ内の地震活動があまり活発ではない伊勢湾から琵琶湖にかけての領域では、震源精度はやや悪いが、気象庁地震月報の 1983 年からの震源データを、形状の確認のために参照した。

震源決定精度の悪い地震を除外する必要があるが、次のように地震を選別した。まず、震源座標の緯度・経度方向の標準誤差が 0.5 分以上の震源は除いた。次に深さ

Fig. 2. Epicentral distribution of earthquakes ($M \geq 0$; focal depth, 30–130 km) for the period of Oct. 1997–Dec. 2002. Most of them are considered to have occurred within the subducted Philippine Sea plate (slab earthquakes). Focal mechanisms of earthquakes of $M \geq 5$ are also shown. The size of beach balls varies with magnitude. A to F are referred to in the text. A, B and D are events before 1997 and their epicenters are not plotted. Submarine isobaths are the same as in Fig. 1.

に関してであるが、一元化震源は、深さを未知数とする
と震源が決まらない場合や、深さの標準誤差が大きな場合、
depth slice 法で震源が計算されている。これは、深さを
1 km ずつ変えながら深さ固定で震央・震源時の計算を行
い、走時残差が最小となる深さの計算結果を採用する方
法である。depth slice 法で震源決定された地震は約 3 割
あり、これらを除外すると地震の数が減ってしまうた
め、データとして用いた。通常の震源決定で決められ
た地震についても、深さの標準誤差が 3 km を超える地
震はほとんどなかったため、すべてを使用した。

一元化震源を使用した理由は、高密度観測による検
測値を統一的な地震波速度構造と震源決定法で処理した高

精度の震源だからである。速度構造に関しては、実際
は場所ごとに異なっており、本来ならば小領域ごとに速
度構造を設定し、震源を再決定してから震源分布を検
討したほうがよいかもしれない。しかし、従来のスラブの
形状の問題点の 1 つとして、異なる観測網が隣接する地
域ではスラブの見掛け上の不連続が生ずることがあげら
れる。本研究では、一元化震源を用いることによって、
そのような不都合を避けることができる。

解析を行った期間中に観測網がより充実し、観測点
が増加したことで、震源決定結果、特に深さに系統的な
ずれが生じている可能性が考えられる。スラブ内地震の二
重構造（後述）がみられる紀伊半島中部を例にとりて、

Fig. 3. Vertical cross section (left) and time–depth diagram (right) for the hypocenters ($M \geq 0$; focal depth, 30–100 km) in the rectangle shown in the inset.

Fig. 4. Index map for the cross sections (IB1–IB4, K1–K9, S1–S7) shown in Fig. 5. Epicenters and submarine isobaths are the same as in Fig. 2. A to F are the same earthquakes as shown in Fig. 2.

この点を検討した。結果を Fig. 3 に示す。検知能力があがって、2001 年ごろから地震数が増加している様子が見えるが、深さ分布には時間的な変化がなく、どの時期でも二重構造がみられ、期間による系統誤差はほとんどないと判断された。

なお、本研究で使用した一元化震源は、上野・他 (2002a) が走時表と重み関数を改良して計算した結果である。マグニチュードは、2003 年 9 月の気象庁マグニチュード改訂後の値を採用した。

2.2 スラブ上面の推定方法

基本的には、スラブ内地震分布域の深さの上限をスラブ上面とみなした。また、スラブ内地震の特定やスラブが断裂するかどうかの判断には、発震機構解の違いも考慮した。具体的な作業は以下のとおりである。

まず、緯度・経度 0.1 度刻みで、東西方向・南北方向に幅 10 km の震源分布断面図を作成し、スラブ内地震の上限の深さを読みとり、緯度・経度・スラブ上面の深さからなるデータを作成した。このデータをもとに、GMT (Generic Mapping Tools [Wessel and Smith (1995)]) によるスプライン補間を用いて第 1 次近似の等深線を作成した。さらに、多数の場所でおおよそスラブの最大傾斜方向や走向方向に測線を取り、測線の両側 5 km ずつの幅 10 km の震源分布断面図を作成し、できるだけ等深線がなめらかになることと、スラブ内地震がスラブ上面より下位になることを念頭に、試行錯誤的に修正を加えた。この作業により、我々がスラブ上面としたものは、震源が密集する上限よりも結果的に 3~5 km 上方に位置している場合が多い。なお、紀伊半島下など震源の鉛直分布に二重構造が認められる場所で、スラブの重なりがあると判断した場合には (詳しくは § 4.2 で述べる)、下面の地震群の深さの上限も読みとり、等深線作成の際のデータに加えた。この場合、同一の緯度・経度に 2 つのスラブ上面の深さデータがある。解析の一例として、Fig. 4 に震央分布 (Fig. 2 と同じ) と代表的な測線の位置、Fig. 5 に、Fig. 4 の測線の両側 5 km ずつの幅 10 km に含まれる震源の鉛直分布と、推定したスラブ上面 (30 km 以浅は点線) を示す。なお、Fig. 5 は深さ 100 km までで、参考のために 30 km 以浅の震源もプロットしてある。

§ 3. 伊勢湾から琵琶湖にかけてのスラブの形状

1992 年 7 月 30 日に岐阜県南西部の深さ 38 km で M 5.3 の地震 (Figs. 2, 4 の A, Fig. 5 の IB1 断面にも表示; 改訂後の M は 5.4), 1994 年 5 月 28 日に滋賀県中部の深さ 44 km で M 5.2 の地震 (Figs. 2, 4 の B, Fig. 5 の IB2 断面にも表示; 改訂後の M は 5.3) が起こった。

この 2 つの地震の発震機構解 (Fig. 2 参照) は、ほぼ東西方向に T 軸をもつ正断層型で [気象庁地震予知情報課 (1995)], この地域の上盤地殻内で起きる地震とは起震応力が違っており、スラブ内地震の可能性はある。しかし、従来は琵琶湖付近の上盤地殻よりもやや深いところで発生した地震はスラブ内地震だとは認識されておらず、琵琶湖付近のスラブの形状は非常に不明瞭であった。

Fig. 5 の IB1 や IB2 断面でみると、これら琵琶湖付近の地震群は、上盤地殻内の地震活動とは深さ方向に明瞭に分離されている。上盤地殻内の地震発生層の下の延性領域をはさんで、深さ約 40 km 付近で下部地殻が再び脆性領域となって地震を起こすとは考えにくい。また、これらの地震群は途中やや不活発な部分もあるが、伊勢湾から連続する震源分布につながっているようにみえる。これらのことから、南海トラフからゆるやかに傾斜しながら沈み込む地震性スラブが琵琶湖付近の下まで達していると判断した。その形状は、IB3~IB4 断面からもうかがえるが、様々な方位に断面図をとった結果、ゆるい尾根状をしていると推定した。また、このスラブは、東海地方中東部のスラブに連続していると考えられる (IB3~IB4 断面)。最近、他の研究でも琵琶湖付近に低角度で沈み込むスラブが存在することが認められるようになったが [例えば、吉田 (2001)], 我々が提案する等深線はスラブ上面の深さが最も浅く、形状もかなりゆるやかである。

なお、琵琶湖東方で発生して、滋賀県・三重県・愛知県などで大被害を生じた 1819 年文政近江地震 (M 7 強) は、有感余震がなかったなどの特徴からスラブ内地震と考えられている [石橋 (1999)]。この地震は、ここで推定したスラブの中で発生したものと思われる。

山崎・大井田 (1985) や Yamazaki *et al.* (1989) は、東海地域のスラブは大きく 3 つに分かれていると考え、駿河スラブ・東海スラブ・東南海スラブを提案した。このうち、東海スラブと東南海スラブの間は伊勢湾付近で南東-北西方向に断裂していて、Figs. 4, 5 の IB2 に沿う方向に等深線が不連続であるとされた。確かに、その方向に沿って地震活動が深さ方向にやや不連続な場所もあるが (Fig. 5 の IB3 断面), Yamazaki *et al.* (1989) ほどの食い違いはない。

琵琶湖南東方から紀伊半島北部にかけて、地震活動が活発でなくなるため (IB4 断面)、震源分布からスラブの存在を検討することは難しい。山岡・西原 (1997) や Yamauchi *et al.* (2003) は、それぞれ変換波やレシーバ関数解析から、この領域に非地震性スラブが存在すると推定した。より深部にかけては、山岡・西原 (1997) が示

したように、伊勢湾北西方でスラブが不連続である可能性も残る。

§ 4. 紀伊半島下のスラブの形状

4.1 スラブ内の地震活動と応力場

紀伊半島の下では深さ約 70 km までスラブ内地震が分布している。スラブ内地震の分布は、Fig. 4 の K1～K3 測線付近より東ではほぼ北西、K6～K7 測線の南部では北北西に傾斜しており、スラブの走向は異なっている。四国下へは、スラブ内地震は紀伊半島下からなめら

かにつながる。

スラブ内の起震応力はどうなっているのだろうか。Fig. 6 にスラブ内地震の P 軸、T 軸の分布を示す。K1～K3 測線付近より南西側のスラブ内では、T 軸の方位はおよそ北東-南西、P 軸はおよそ北西-南東で、発震機構解は正断層ないし横ずれである。代表的な地震としては、1999 年 8 月 21 日の和歌山県中部の M 5.5 の地震（深さ 66 km; Figs. 2, 4, 6 の E）がある。一方、K1～K3 測線付近より北東側のスラブ内では、P 軸はほぼ南北、T 軸はほぼ東西で、発震機構解は逆断層ないし横ずれで

Fig. 5. Vertical cross sections of hypocenter distribution ($M \geq 0$; focal depth, 0–100 km). In each box earthquakes within 10 km width along the corresponding line shown in Fig. 4 are plotted. Solid lines in each box indicate upper surface of the Philippine Sea slab inferred in this study (broken lines are for the depth shallower than 30 km). Thick solid lines on the upper edge of each box represent land parts and the position of the crossing sections. Abbreviations for place names are the same as in Fig. 1. Crosses A–D and F indicate earthquakes of $M \geq 5$ shown in Figs. 2 and 4.

あり、南西側のスラブとは異なっている。最近の大きな地震としては、2000年10月31日の三重県中部の M 5.7の地震（深さ 39 km; Figs. 2, 4, 5 (K4), 6のC)がある。このように、紀伊半島下のスラブ内の応力場は、K1～K3 測線付近を境として2つに区分される。

ところで、紀伊半島下で Mizoue *et al.* (1983) は、上盤地殻内とスラブ内の間にも地震活動があることを指摘して、「中間層の地震」と呼んだ。また、それらの発震機構解は、典型的な上盤地殻内とスラブ内の中間的な解であることを示した。「中間層の地震」とみなされる活動は、

Fig. 6. Distributions of P-axes (a) and T-axes (b) for slab earthquakes in the Kii Peninsula for the period of Oct. 1997–Dec. 2002. C and E are the same as in Fig. 2.

Fig. 5 の K1~K9 断面において、我々がスラブ内地震と考える地震群の上方、深さ約 15~30 km 付近にかなり分布している。これらの地震がなぜ発生するのかを明らかにすることは今後の課題であるが、本論文ではこれらをスラブ内地震とは区別して扱う。

4.2 スラブの重なり

山崎・大井田(1985)は、Fig. 4 の K1~K3 測線付近を「東南海スラブ」の南西端とし、それ以西のスラブと連続かどうかは不明としていた。しかし、これらの測線での断面図をみると (Fig. 5 の K1~K3)、スラブ内地震の深さ分布は明瞭な二重構造をしている (深さ約 20 km 以深の震源分布は三重構造に見える場所もあるが、最上部の地震群は「中間層の地震」であろう)。その解釈とし

ては、スラブの重なり合い、または二重地震面という 2 つの可能性が考えられる。

二重構造が確認できる K1~K3 断面に直交する方向の K4~K5 断面をみても、K1~K3 測線が通るあたりで二重構造が認められる。K4~K5 断面では、K1~K3 測線付近を境に、北東側のスラブ内地震の深さの上限がほとんど一定であるのに対し、南西側の上限は北東に傾きさがっているように見える。また、スラブ内の起震応力は、前項で述べたように北東側と南西側で異なっている。これらのことから、K1~K3 断面でスラブ内地震が二重構造を呈するのは、スラブが断裂して、北東側のスラブが南西側のスラブの上に重なっているからだと考えた。Fig. 5 の K1~K5 断面には、そのような解釈に基づく 2 つのスラブ上面を示してあり、その一端は K8 断面にも表れている。

4.3 二重地震面

前項の震源分布の二重構造を、異なるスラブの重なりと考えずに、同一のスラブの中の二重地震面だと解釈することも不可能というわけではない。

K1~K3 測線より南西側において、吉井・他(1990)は爆破地震動観測からフィリピン海スラブの上面を捉えたというが、本研究で示す上面よりも約 7~10 km 浅い [吉井(1991)]。また、Yamauchi *et al.* (2003) による海洋性マントル上面は、K1~K3 測線の北東側ではスラブ内地震の分布の下限を通るのに対し、南西側では分布の上限を通る傾向を示す。したがって、北東側のスラブ内地震は海洋性地殻内、南西側では海洋性マントル内で生じているという可能性があり、K1~K3 断面付近では二重地震面を形成していると考えられなくもない。しかし、その場合でも、北東側と南西側でスラブの性質が違っていることになる。Fukao *et al.* (1983) や Hori *et al.* (1985) による紀伊半島下の後続波の解析では、スラブ内地震は海洋性地殻内で起こっているとされたが、Seno *et al.* (2001) はスラブの脱水と後続波の有無から二重地震面の存在を主張しており、さらに多方面からの検討が必要である。

一方、K6, K7 断面でもスラブ内の二重地震面のようなのが見られる。K9 断面では深さ 50 km 付近に約 15 km の厚さで地震が集中しているが、Yamasaki and Seno (2003) は、この地域で温度構造を計算し、スラブの脱水から上部の地震は海洋性地殻内、下部の地震は海洋性マントル内で発生すると推定した。

4.4 1952 年吉野地震

深さ約 60 km で発生して、関西地方の広域に死者 9 人などの被害を生じた 1952 年吉野地震 ($M 6.7$; Fig. 2 の D1~D2, Fig. 4 の D, Fig. 5 の K2 の D) は、スラブ内

地震だと考えられる。

発震機構解は Shiono (1977) によって横ずれのものが提案されている (Fig. 2 の D1)。Watanabe and Maeda (1990) はこの地震のテクトニックな意義として、この地域のスラブが 2 枚に断裂していて、発震機構解の節面の 1 つが断裂の走向によく一致するとし、吉野地震はスラブの断裂で右横ずれを生じたと結論した。

しかし、菊地・他 (2002) は、波形解析から発震機構解は正断層型に近いことを示した (Fig. 2 の D2)。この発震機構解は、前項で提案したスラブの断裂・重なりの部分の破壊とは調和しない。むしろ、この発震機構解は、南西側のスラブ内で起きる地震 (Figs. 2, 6 の E) に類似している。古い地震であるため、震源精度にも問題があると思われるが、吉野地震は、断裂で発生したというよりは、南西側スラブの内部で発生したのではないかと考えられる (Fig. 5 の K2 断面)。

4.5 スラブと浅発微小地震活動との関連

半島西部に関して、Fig. 5 の K8 断面では深さ約 70 km 付近までスラブ内地震が存在するのにに対し、その南方の K9 断面では深さ約 60 km までしかスラブ内地震が存在していない。震央分布でも分かるが、スラブ内地震発生域の先端は明瞭である。ただし、Yamauchi *et al.* (2003) によれば、この先には非地震性スラブが存在して、深さ 90 km にまで達するという。

スラブ内地震が存在しない領域の直上の上部地殻内では、微小地震活動が活発で、地震の発生は深さ方向に相補的といえる (K8~K9 断面)。Seno *et al.* (2001) は、Wakita *et al.* (1987) を参考に、浅い群発地震の原因はサーペンティン化したマントルから脱水した水が関与するとしているが、スラブ内地震と上盤地殻浅部の地震活動の間には関連性があるのかもしれない。

§ 5. 四国下のスラブの形状と 2001 年芸予地震

四国ではスラブが低角度で沈み込み、東部でゆるやかな尾根を形成するなど、いくつかのたわんだ構造がみられる。

紀伊水道から四国東部にかけては、スラブ内地震の震央分布の密な並びが、西北西-東南東方向に二列存在しているようにみえる (Figs. 2, 4)。この分布に関して石川・石原 (1999) は、ちぎれたスラブが現在沈み込むスラブに衝突しているのではないかと提案している。しかし本論文では、Fig. 5 の S1 断面に示すように、スラブは切れずに連続していると判断した。

四国東部の S3 測線付近は、ゆるやかな尾根になっている (Fig. 7 参照)。これは、紀南海山列の沈み込み [例えば、Kodaira *et al.* (2000)] に起因すると思われる。ま

た Fig. 5 の S2~S3 断面では、通常のスラブ内地震活動域の下にも地震活動がみられる。後述するが、発震機構解は上層と下層で異なっており、深さの差異からも、これらの地震は異なる地震発生層内で生じていると判断される。

四国中部は地震活動があまり活発ではないが、連続した震源分布が中央構造線 (Fig. 1 参照) の少し北あたりまで確認できる。紀伊半島から 40 km の等深線が四国東部に延びるが、S4 断面にみられるように、中部では地震活動からの確認は難しい。

四国西部から九州にかけて、木村・岡野 (1994) や中村・他 (1997) などは、スラブが不連続になっていると考えた。木村・岡野 (1994) では、四国では南北に P 軸、東西に T 軸をもつ横ずれの地震が発生するのにに対し、九州では正断層型の地震が多発していることを根拠にしている。しかし、S5 から S7 断面の震源分布の上限をみる限り、少なくとも 40 km 以浅ではスラブは連続していると判断される。また、その形状は、S7 断面の深さ約 35 km 付近にみられるように、ややたわんでいるようにも思われるが、石田・坂無 (2003) よりはやるやかになると推定した。

地震性スラブの北限は、Nakanishi (1980) や Kinoshita and Nakanishi (1997) などで議論されているが、中国地方にまで達していると思われる。しかし解析期間中の地震は少なく、地震活動からはスラブの形状を十分に推定することはできなかった。

2001 年 3 月 24 日に起こってかなりの被害をもたらした芸予地震 ($M6.7$, 深さ 46 km; Figs. 2, 4 の F; Fig. 5 の S5, S6 断面にも表示) は、スラブ内地震であった。この地震は、定常的な地震活動が活発な領域よりやや北方で発生した。S5, S6 断面に本震と余震が含まれるが、これらの断面図をみると、地震性スラブの先端近くで発生した地震であったことがよくわかる。

従来この地域の正断層型の地震の発生に関しては、スラブの西方への曲げによって最大傾斜方向に張力場が生じた結果だとされており、芸予地震の発生原因に関しても佃・三浦 (2002) は主にプレートの曲げモーメントによって説明した。また、松崎・他 (2003) は、プレートの脱水や構造の急変化、プレートの曲げと拡張に伴う相互作用が、芸予地震を発生させた原因であるとした。

一方、石橋・三好 (2001) は、東進する上盤の西南日本リソスフェアが場所によってスラブを引きずるために、その後ろ側にあたるスラブ内の張力場が強まって、東西方向に T 軸をもつ正断層の地震が起きたのではないかと推定した。今回の結果では、芸予地震の震源域は、九州下のようにスラブが大きく曲がる場所にはなく、それ

Fig. 7. Depth contours (in kilometers) of the upper boundary of the subducted Philippine Sea plate beneath southwest Japan inferred in this study. Broken lines in the Tokai and Kyusyu districts are preliminary. Bathymetric chart is the same as in Fig. 1.

よりも東方に位置している。また、震源域付近のスラブの最大傾斜方向はおおよそ北西方向となり (Fig. 7 参照), 最大傾斜方向と T 軸の方向は一致していない。地震活動が不活発だった領域で大地震が起きたことや、1905 年芸予地震との関連性も含めて、地学的意義と発生メカニズムの検討がさらに必要である。

§ 6. 結果と議論

以上のようにして推定した深さ 30 km 以深のフィリピン海スラブ上面の形状を Fig. 7 に示す。東経 137 度以東は、駿河湾西岸地域のスラブ上面の形状を求めた石橋・他 (2003) を参考にした。また九州下を含む東経 132 度以西に関しては、本研究では十分検討していないが、参考程度に示す。

本研究では、最新の震源データからフィリピン海スラブ上面の形状を求めたわけだが、スラブ内地震が海洋性地殻内の上部で発生しているということを前提にしている。しかし、蔵下・他 (2002) は、海陸統合地殻構造探査から、四国東部・中国地方における地殻構造とフィリピン海プレートの形状を検討し、スラブ内地震が海洋性マントル内で発生している可能性を示した。この他にも、四国東部ではスラブ内地震はおもに海洋性マントル最上部で生じていて、海洋性地殻ではほとんど発生していないという見方が出されている [汐見・小原 (2003)]。以

下では、これに関して若干の議論を行う。

Ohkura (2000) は四国で発生したスラブ内地震の後続波の解析を行った。地震が海洋性地殻内で発生していれば、ある程度遠い観測点では海洋性地殻～上盤地殻を伝わる波が後続波として観測されるが、Ohkura (2000) によれば、四国東部では、後続波を確認できる地震がほとんどであるという。後続波を伴わない地震もいくつかはあり、それらがより深い場所に位置していれば海洋性マントル内で生じた可能性が高くなるが、解析された地震の数が少ないためによく分からない。

Fig. 8(c) に、蔵下・他 (2002) の海洋性地殻上面と海洋性マントル上面、および Yamauchi *et al.* (2003) による海洋性マントル上面を示して本研究の結果と比較する。Yamauchi *et al.* (2003) による海洋性マントルの上面は震源分布の上限付近に位置しており、蔵下・他 (2002) の推定する海洋性マントル上面とは、深さ 30 km 以浅でよく一致している。四国東部下のスラブ内地震は、海洋性マントル内で生じているのだろうか。

構造探査結果で得られた地下構造モデルと、自然地震の震源分布を比較する場合に、震源計算をどのような速度構造で行ったのかは重要である。蔵下・他 (2002) が構造モデルと対比したスラブ内地震の震源は、推定された構造モデルを用いて再決定されたものではない。そこで、蔵下・他 (2002) で得られた速度構造を基本とした

Fig. 8. (a) Epicenters of relocated earthquakes (dots) and stations used in the relocation. Open and solid triangles show stations used for relocations of earthquakes in the southern part and in the middle part of eastern Shikoku, respectively. Note that five stations were used for relocations of both earthquake groups and the two kinds of triangles are overlapped. As for the focal mechanisms A and B, see text. (b) P-wave velocity structures used in hypocenter relocation. Solid line is for the southern part and broken line, for the middle part. (c) Vertical cross section for the rectangle in (a). Open and solid circles represent JMA's integrated hypocenters and relocated hypocenters, respectively. Note that JMA's hypocenters shallower than 20 km are also shown. The solid line indicates the slab upper surface inferred in this study. Stations (open and solid triangles) and event A and B in (a) are also plotted. Upper surfaces of oceanic crust and mantle by Kurashimo *et al.* (2002) and by Yamauchi *et al.* (2003) are also shown.

水平成層構造で、四国東部の震源を再計算してみた。

Fig. 8(a)に、観測点配置と再決定された地震の震央を示す。震源再計算は2つの領域に分けて行い、四国南東部で5層、四国中東部で7層の速度構造を仮定し、海洋プレートに対応する速度構造を取り入れた (Fig. 8(b)). また使用した観測点は、水平成層構造からずれないようにするため、ある程度狭い範囲のものに限定した。再計算に用いたのはP波初動の検測値で、期間は1997年10月以降2002年12月までとし、一元化震源で深さが

20 km 以深に決まっていた地震を対象とした。再決定された地震の数は、南東部では364個のうち363個、中東部では145個のうち140個で、走時残差のRMSは0.1s以下のものがほとんどであった。

再決定した震源をFig. 8(c)に黒丸で示す。一元化震源そのものに関しては、再計算を行った領域内でFig. 8(a)の矩形内に含まれる地震をFig. 8(c)に白丸で示した (20 km 以浅の地震も図示)。再決定された地震は、一元化震源よりも数 km 程度浅くなったものの、ほとんどが蔵

下・他(2002)が示した海洋性マントル内に位置し、スラブ内地震の発生層が海洋性マントル上部であるという蔵下・他(2002)の考えは、自己整合的であるといえる。

しかし、深さ 25~35 km 付近に集中するスラブ内地震とは別に、より深部の深さ 45 km 前後にいくつかの地震が発生している(これらの地震は一元化震源でも確認できる)。Fig. 8(a)に、それぞれの地震群で代表的な地震の発震機構解を示す。2000年3月12日に起きた $M3.5$ の地震 A (再決定した深さは 47 km) の発震機構解は、通常四国東部で発生するスラブ内地震の東西張力の横ずれ [例えば 1998年9月24日の $M4.1$ の地震 B (再決定した深さは 31 km)] とは明瞭に異なっている。深さ約 25~35 km の地震群が海洋性マントル内で発生しているとするならば、深さ 45 km 前後の地震群は海洋性マントル内のより深い部分で生じていることになり、その発生原因を解明しなければならない。

今後の重要な課題の1つとして、スラブ内地震の地震発生層が海洋性地殻なのか、海洋性マントルなのかを、震源域の地震波速度構造と震源位置の同時決定のような手法で、西南日本全域で行うことがあげられる。これは、震源分布から推定するスラブ上面の形状と深さの妥当性を検証するためばかりではなく、二重地震面の成因や、ひいてはスラブ内地震の発生メカニズムを知るうえで必須の課題であろう。

§7. ま と め

本論文では、充実した観測網で得られた高精度の震源分布によって、伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状を推定した。

伊勢湾から琵琶湖付近にかけては、南東-北西方向に低角度で沈み込むゆるやかな尾根状のスラブの存在を指摘し、琵琶湖付近の深さ約 40 km の地震群をスラブ内地震だと判断した。琵琶湖付近の浅いスラブは東海地方中東部のスラブまで連続しているとみられるが、紀伊半島下のスラブへは連続しているかどうかの判断が難しい。

紀伊半島下のスラブは、半島中部よりやや東で北西-南東方向に断裂ないし変形し、北東側のスラブが南西側のスラブの上に重なっていると解釈した。しかし、その解釈の根拠になった震源分布の二重構造が、連続するスラブの中の二重地震面である可能性も全くないわけではない。四国へと連続的に続く南西側のスラブ内には、二重地震面が確認できた。また、半島西部のスラブ内地震が存在しない領域については、上部地殻内の活発な微小地震活動と相補性があるようにみえる。

四国下のスラブは東部で内陸へ湾曲し、一部でスラブ

内地震は二重面的な分布をしている。2001年芸予地震の震源域付近のスラブの形状が明らかになった結果、最大傾斜方向は本震の T 軸の方向とは明瞭に異なっていて、およそ北西方向であることが確かめられた。また、四国から九州にかけてのスラブは、震源分布の上限をみるかぎり連続している。

本研究をすすめた結果、新たな事実とともにいくつかの問題点も明らかになった。最も大きな問題は、四国東部で本研究が推定したスラブ上面が、構造探査やレーザ関数解析から示唆されるスラブの上面より深いことである。本論文で示したスラブ上面の等深線は、スラブ内地震が海洋性地殻の上部で生じていると仮定して、スラブ内地震分布域の深さの上限をとっている。もし、スラブ内地震が海洋性地殻の下部で生じているならば、真のスラブ上面は数 km 浅い可能性もある。しかし、四国東部の差はそれ以上である。今後、他の地域も含めて、後続波を用いた解析や、地震発生域の速度構造と震源位置の同時決定などを行って、地震発生層が海洋性地殻なのか海洋性マントルなのかを、場所ごとに確認する必要がある。そして、他の手法で得られた結果と総合することによって、非地震性スラブも含めたより確かなフィリピン海スラブの形状を追究していかねばならない。

謝 辞

本研究では、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、独立行政法人防災科学技術研究所、独立行政法人産業技術総合研究所、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市、独立行政法人海洋研究開発機構および気象庁の地震波形データを、気象庁・文部科学省が協力して処理した結果を使わせていただいた。また、図の中に、日本海洋データセンターの J-EGG500 (メッシュ水深データ) を使用させていただいた。図は、GMT (Generic Mapping Tools [Wessel and Smith (1995)]) により作成した。本研究の一部は、財団法人関西エネルギー・リサイクル科学研究振興財団 (KRF) による 2002-2003 年度の研究助成 (総合防災科学分野、研究題目: スラブ内大地震による近畿圏の広域震災の軽減ならびに早期復旧のための基礎的研究、研究代表者: 石橋克彦) によって行われた。また、匿名査読者 2 名のコメントとご注意は本稿を改善するうえでたいへん有益であった。以上を記して関係の方々に深く感謝いたします。

文 献

青木治三, 2003, 東海地方下フィリピン海プレートの形状と 2, 3 の特徴, 日本地震学会講演予稿集 2003 年度

- 秋季大会, C036.
- 馬場俊孝, 2002, 沈み込むフィリピン海プレートの形状, 月刊地球, 号外 No. 38, 77-81.
- Fukao, Y., S. Hori and M. Ukawa, 1983, A seismological constraint on the depth of basalt-eclogite transition in a subducting oceanic crust, *Nature*, **303**, 413-415.
- Honda, S. and I. Nakanishi, 2003, Seismic tomography of the uppermost mantle beneath southwestern Japan: Seismological constraints on modelling subduction and magmatism for the Philippine Sea slab, *Earth Planets Space*, **55**, 443-462.
- Hori, S., H. Inoue, Y. Fukao and M. Ukawa, 1985, Seismic detection of the untransformed 'basaltic' oceanic crust subducting into the mantle, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **83**, 169-197.
- 石橋克彦, 1999, フィリピン海スラブ内で発生した1819 (文政二) 年近江地震, 地球惑星科学関連学会1999年合同大会予稿集 (CD-ROM), As-005.
- 石橋克彦・浅海善成・三好崇之, 2003, 駿河トラフから沈み込むフィリピン海スラブ上面の深さと形: 東海地震想定震源域との関連, 地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集 (CD-ROM), S045-004.
- 石橋克彦・三好崇之, 2001, 2001年芸予地震はなぜ起こったか? —西南日本東進説からの作業仮説—, 地球惑星科学関連学会2001年合同大会, 2001年芸予地震速報特別セッション, X0-005.
- 石田瑞穂・坂無雅子, 2003, フィリピン海スラブの形状—関東地域から九州地域まで—, 月刊地球, **25**, 168-172.
- 石川有三・石原和彦, 1999, フィリピン海スラブの形状, 月刊地球, 号外 No. 24, 95-98.
- 菊地正幸・中村 操・吉川一光, 2002, 低倍率地震計記録による1952年7月18日吉野地震の震源過程, 地球惑星科学関連学会2002年合同大会予稿集 (CD-ROM), S051-001.
- 木村昌三・岡野健之助, 1994, 四国中・西部におけるマントル地震の震源分布の特徴, 地震2, **47**, 11-19.
- Kinoshita, Y. and I. Nakanishi, 1997, Subcrustal seismicity beneath the southern part of the Chugoku region, Japan, *J. Phys. Earth*, **45**, 307-312.
- 気象庁地震予知情報課, 1995, 滋賀県中部の地震 (1994年5月28日), 地震予知連絡会会報, **53**, 602-604.
- Kodaira, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura and Y. Kaneda, 2000, Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake, *Science*, **289**, 104-106.
- 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2, **54**, 489-505.
- 松崎伸一・大野裕記・池田倫治・福島美光, 2003, 震源分布からみた伊予灘周辺フィリピン海プレートの形状および地震特性, 地震2, **56**, 267-279.
- 三好崇之・石橋克彦, 2002, フィリピン海スラブ上面の形状 (予報), 京都大学防災研究所研究集会13K-7報告書, 127-137.
- 溝上 恵, 1977, 地殻底地震活動の特性, 地震予知研究シンポジウム (1976), 97-105.
- Mizoue, M., M. Nakamura, N. Seto, Y. Ishiketa and T. Yokota, 1983, Three-layered distribution of micro-earthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii Peninsula, southwestern Honshu, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **58**, 287-310.
- 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, **40B-1**, 1-20.
- Nakanishi, A., N. Takahashi, Jin-Oh Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki and M. Nakamura, 2002, Crustal structure across the co-seismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2001JB000424.
- Nakanishi, I., 1980, Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan, *Tectonophysics*, **69**, 1-35.
- Obara, K., 2002, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679-1681.
- Ohkura, T., 2000, Structure of the upper part of the Philippine Sea plate estimated by later phases of upper mantle earthquakes in and around Shikoku, Japan, *Tectonophysics*, **321**, 17-36.
- 関口春子・佐竹健治・大井田 徹・片尾 浩・中村正夫, 2002, 地震構造図, 50万分の1活構造図「京都」(第2版)説明書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 20-23.
- Seno, T., D. Zhao, Y. Kobayashi and M. Nakamura, 2001, Dehydration of serpentinized slab mantle: seismic evidence from southwest Japan, *Earth Planets Space*, **53**, 861-871.
- 汐見勝彦・小原一成, 2003, 四国下におけるフィリピン海プレート形状と後続波の励起, 地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集 (CD-ROM), S053-P015.
- 汐見勝彦・小原一成・佐藤春夫, 2003, 中国・四国地方下のフィリピン海プレート形状と地震活動, 月刊地球, **25**, 578-582.
- Shiono, K., 1977, Focal mechanisms of major earthquakes in southwest Japan and their tectonic significance, *J. Phys. Earth*, **25**, 1-26.
- 首藤史朗, 2003, 電気伝導度から見た中国・四国地方の深部構造, 神戸大学大学院自然科学研究科修士論文.
- 佃 為成・三浦勝美, 2002, 2001年芸予地震とプレートの曲げモーメント, 地震2, **55**, 91-96.
- 上野 寛・畠山信一・明田川 保・舟崎 淳・浜田信生, 2002a, 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, **65**, 123-134.
- 上野 寛・細野耕司・吉田明夫, 2002b, 精密震源分布から見た伊勢湾周辺から紀伊半島下にかけてのフィリピン海スラブの形状, 地球惑星科学関連学会2002年合同大会予稿集 (CD-ROM), S041-P012.
- Wakita, H., Y. Sano and M. Mizoue, 1987, High ^3He

- emanation and seismic swarms observed in a nonvolcanic, forearc region, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12539–12546.
- Watanabe, H. and N. Maeda, 1990, Seismic activity of subcrustal earthquakes and associated tectonic properties in the southeastern part of the Kinki district, southwestern Japan, *J. Phys. Earth*, **38**, 325–345.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995, New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **76**, 329.
- 山根隆弘・中西一郎・神谷眞一郎, 2000, 南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートのP波速度構造と西南・中部日本の地震活動および火山活動, *地震研究所彙報*, **75**, 335–374.
- 山岡耕春・西原真仁, 1997, 中部地方の火山活動と沈み込んだフィリピン海プレートの形状, *火山*, **42**, S131–S138.
- Yamasaki, T. and T. Seno, 2003, Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2212, doi: 10.1029/2002JB001918.
- 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 Planets Space*, **55**, 59–64.
- 山崎文人・大井田 徹, 1985, 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, *地震* **2**, **38**, 193–201.
- Yamazaki, F., T. Ooida and H. Aoki, 1989, Subduction of the Philippine Sea plate beneath the Tokai area, central Japan, *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **36**, 15–26.
- 吉田明夫, 2001, 東海地方におけるフィリピン海プレートの形状と東海地震, *月刊地球*, 号外 No. 33, 104–113.
- 吉井敏尅, 1991, 日本列島下に沈み込むフィリピン海プレート, *科学*, **61**, 570.
- 吉井敏尅・中村正夫・伊藤 潔・山本正人, 1990, 爆破地震動の観測による紀伊半島の地下構造 (河内長野・紀和測線), *地震学会講演予稿集 1990 年度秋季大会*, 89.