

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

四国電力株式会社* 松崎伸一・大野裕記

株式会社四国総合研究所** 池田倫治

株式会社大崎総合研究所*** 福島美光

The Shape and Seismic Characteristics of the Philippine Sea Plate around the Iyo-nada, Shikoku, Japan, Judging from the Hypocenter Distribution

Shinichi MATSUSAKI and Yuki OHNO

Shikoku Electric Power Co., Inc., Marunouchi 2-5, Takamatsu 760-8573, Japan

Michiharu IKEDA

Shikoku Research Institute, Inc., Yashimanishi-machi 2109-8, Takamatsu 761-0192, Japan

Yoshimitsu FUKUSHIMA

Ohsaki Research Institute, Inc., Uchisaiwai-cho 2-2-2, Chiyoda-ku, Tokyo 100-0011, Japan

(Received November 29, 2002; Accepted November 5, 2003)

Using hypocentral data of JMA from 1997 to 2000, we determined upper surface shape of the Philippine Sea plate around Iyo-nada.

The contour lines indicate that the Philippine Sea plate is spreading northward from Iyo-nada to Aki-nada in west Setonai-kai area. From 3-D bird's eye view, slight dent of the plate-upper surface, possibly due to buckling, can be seen at bound of the plate subducting around Iyo-nada area.

It is considered that in addition to the plate bending, change of local tectonics from buckling to spreading may contribute to seismicity of the Iyo-nada area events. As well as this change may contribute to the source mechanism of small events and cyclic Geiyo earthquake.

Key words: Philippine Sea plate, hypocenter distribution, plate-upper surface, 2001 Geiyo earthquake

§1. はじめに

近年、フィリピン海プレートの構造を明らかにしようとする研究が精力的に行われている。それらには様々な手法があり、微小地震の震源分布からプレート形状を推定しようとする試み [例えば中村・他(1997)], 大規模地震探査により速度構造を推定する試み [例えば Takanashi *et al.* (2002)], これら手法による結果を統合した研究 [例えば馬場・谷岡(2001)], 地震波トモグラ

フィー [例えば Zhao *et al.* (2000)], 後続波や変換波を用いた解析 [例えば Ohkura (2000), Nakanishi (1980)], レシーバ関数解析 [例えば 潤谷(2001), 汐見・他(2002)] などがあげられる。

フィリピン海プレートの形状を微小地震の震源分布から推定しようとする試みは、溝上(1977)によって始められた。伊予灘周辺において多くの研究成果が得られており、片山・安中(1981), 三浦・他(1991), 木村・岡野(1994), 中村・他(1997)らは、震源の平均深さなどからプレートの等深線図を求めており、そしてこれらの研究により、フィリピン海プレートが四国中央部では

* 〒760-8573 高松市丸の内 2-5

** 〒761-0192 高松市屋島西町 2109-8

*** 〒100-0011 千代田区内幸町 2-2-2

N11°W 方向に傾斜角 9.8° [木村・岡野(1994)] で沈み込み、さらに中国地方にかけては水平から 5° の低角度で連なり、少なくとも北緯 34.5° 付近まで達している [三浦・他(1991)] こと、四国西部から九州にかけては深さ約 40 km から西北西(N75°W) に鉛直に角度を増しながら連なり、九州中部では深さ約 140 km に達する [三浦・他(1991)] ことが明らかにされた。さらに近年では観測網の整備・検知能力の向上等に伴い、従来の微小地震観測で推定されたプレート先端のさらに先にも地震活動が確認されるようになり、フィリピン海プレート先端は中国地方西部においては山陰の火山フロント近くにまで達している [中西・他(2001)] こと、九州の国東半島西方においては深さ 180 km 付近まで達している [石川(2000)] ことが明らかにされた。

伊予灘ではフィリピン海プレートの屈曲がみられ、このため中村・他(1997) では 40 km の等深線がこの地域

で不連続となっている。一方、三好・石橋(2002) は、1997 年～2001 年の気象庁震源データを用いて解析した結果、九州と四国の間のスラブにおいては少なくとも地震活動の上限は 45 km 以浅では連続していると主張している。また馬場・他(2000) も震源データとして Nankai net(1985～1992) [中村・他(1997)] を使用して深さ 40 km まで連続的な等深線図を示している。

そこで本論文においては、伊予灘周辺に主眼を置き、前述したような知見も考慮してフィリピン海プレート上面形状の推定を試みた。そして、地震活動の特徴、特に 2001 年芸予地震のメカニズムについての考察も併せて行った。

§2. データ

本論文では、地震カタログとして気象庁一元化震源データを使用した。このうち JMA2001 走時表 [上野・

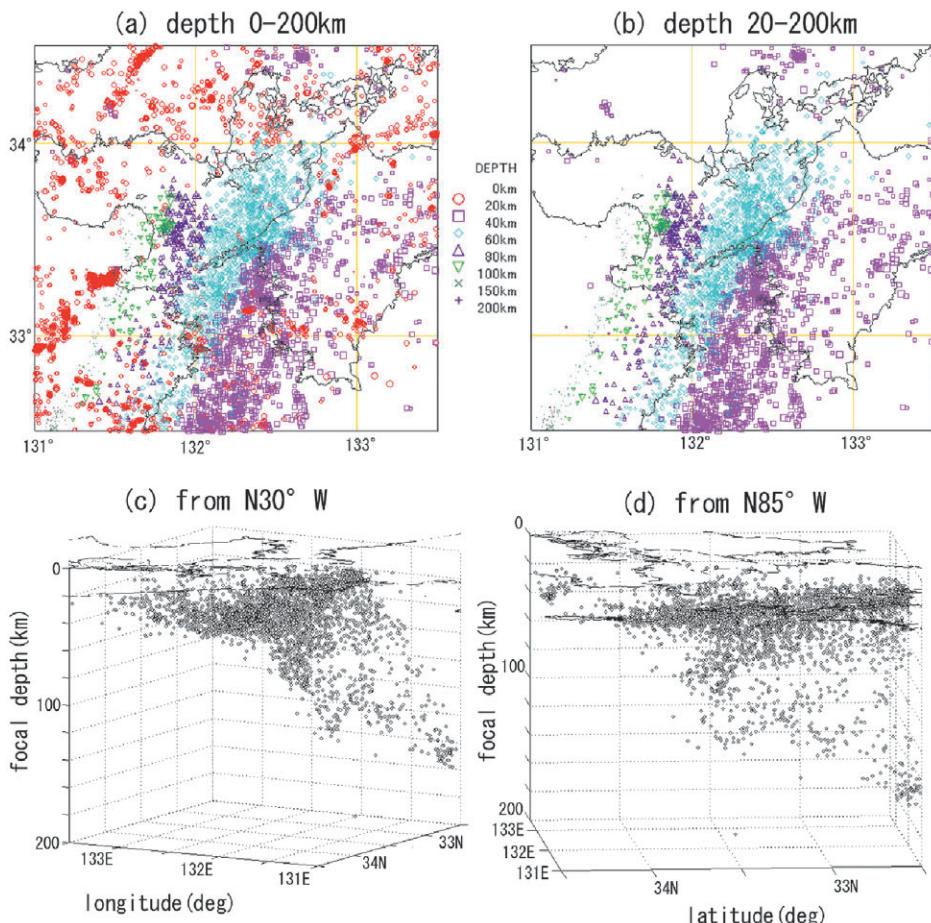


Fig. 1. Hypocentral distribution map of JMA data from October 1997 to December 2000. (a) all events of depth from 0 km to 200 km, (b) slab events of depth from 20 km to 200 km. (c) and (d) are bird's eye view of slab events from N30°W and N85°W.

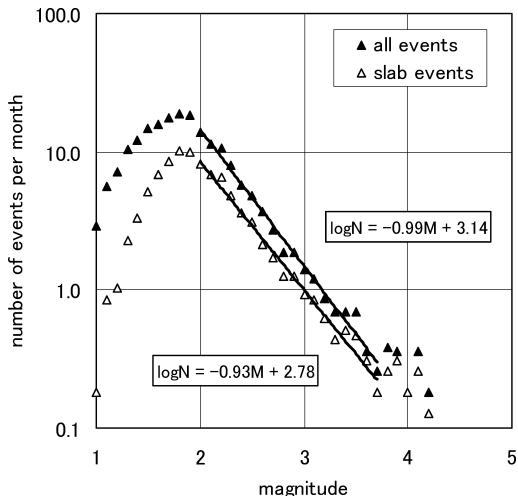


Fig. 2. Relation between magnitude and frequency.

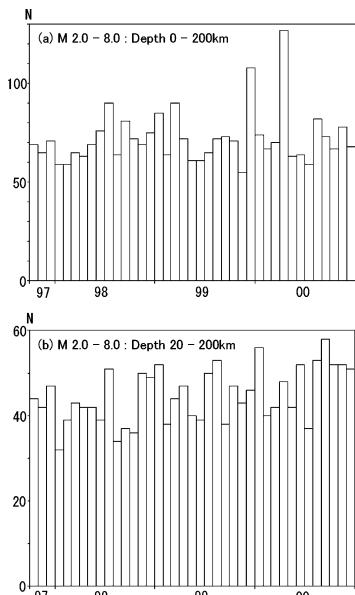


Fig. 3. Number of events per month in this area. Magnitude is larger than or equal 2.0. (a) for all events, (b) for slab events.

他(2002)]に基づいて決定された震源を用いることとし、地震年報2000年(CD-ROM)に収録されている1997年10月から2000年12月までの震源データを用いた。さらに深さの精度が高い震源を使用するため、depth slice法で決定されたものを除いた。しかしマグニチュードには下限を設けなかった。

検討範囲は北緯32.5°～34.5°、東経131°～133.5°とした。このようにして収集・抽出した地震数は8526個

となった(Fig. 1a)。さらに、本論文で着目するところは、フィリピン海プレートにおける地震（ほとんどがプレート内地震、すなわちスラブ内地震と考えられており、以下スラブ内地震と記す）である。ここでは、便宜的に深度が20kmより深い地震をスラブ内地震と考えることとし、20km以浅の地震を削除したものをFig. 1(b)に示す。Fig. 1(c)はこのスラブ内地震を北北西方向(N30°W)から眺望した図であり、同様にFig. 1(d)は西方(N85°W)からの図である。スラブ内地震の総数は3913個である。

ここでデータセットの特性について概説しておく。Fig. 2には全地震およびスラブ内地震の規模別頻度分布を示す。どちらも少なくとも $M_j 2.0$ 以上ではゲーテンベルグ・リヒターの関係にはほぼ従っていることがわかる。また地震発生数の変化(N-T図)をFig. 3に示す。Fig. 3(a)は全データについて表記した図であり、Fig. 3(b)はスラブ内地震のN-T図である。スラブ内地震に限れば、この期間において地震発生数に大きな時系列的変化は見られない。

§3. 方 法

震源分布からプレート形状を推定する手法は従来から多く用いられてきた。これには、平面を小領域に分割し各々の領域で求まる震源の平均深さから補間して等深線を描く方法、深さ毎に水平スライスをとり等深線の位置を求める方法、鉛直にスライスした断面で地震発生層の上限を読み取って等深線を引く方法などがあるが、本論

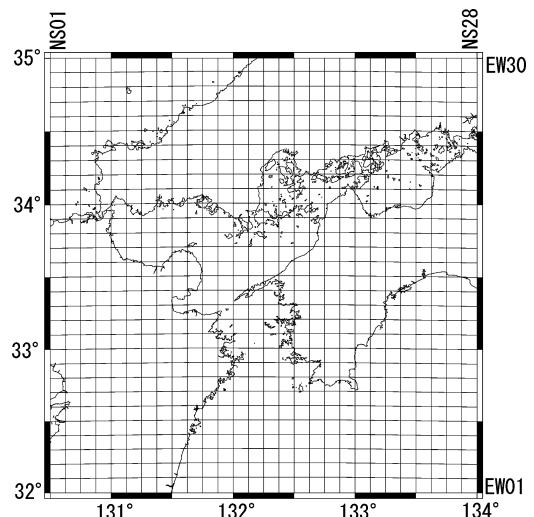


Fig. 4. Divided into 30 and 28 sections for EW and NS. Upper surface of seismogenic zone was estimated at individual sections.

文においては鉛直スライス法を用いて地震発生層上面を求める。そしてその後、この地震発生層上面とプレート上面との関係について議論する。

解析対象とする範囲は、スムージング等により境界部に生ずる人為的乱れが検討範囲 (Fig. 1) に影響しないよう多少広くとることとし、Fig. 4 に示す範囲 (北緯 32.0° ~ 35.0° 、東経 130.5° ~ 134.0°) を設定した。そして領域を東西方向では 30 セクション (EW01~EW30) に区切り、また南北には 28 分割し (NS01~NS28)、東西断面および南北断面を見比べながら各断面において地震発生層上面が滑らかにつながるように上面をピック (Fig. 5) した後、これに立体的補間 (東西 30→60、南北 28→56) とスムージング (半径 1 グリッドのボックス型フィルター) を施して地震発生層上面形状を導出した。なお、国東半島西方では極まれに深さ 180 km を超える

地震が発生することが知られている。Fig. 5(b) に示す深さ 180 km 程度の地震は、1999 年 6 月 26 日の地震 (深さ 180.74 km) である。石川 (2000) が指摘するとおり、脆性破壊が多発している部分の先に温められ脆性破壊の起きにくいプレートが存在すると考えられる。しかし本データセットにおいては、この付近のイベント数が少なかったため、この位置での上面推定は差し控えた。

§4. 結 果

推定した地震発生層上面形状を Fig. 6(a)~(d) に示す。Fig. 6(a)(b) は $S15^{\circ}W$ から俯瞰したもの、Fig. 6(c) は $N75^{\circ}W$ から、Fig. 6(d) は $N30^{\circ}W$ から眺望したものである。Fig. 6(a) では、九州下へ沈み込む形状が概観できる。Fig. 6(b) は、地震発生層上面が薄くみえる方向から表示した図であり、この方向 ($N15^{\circ}E$) は「サブダクション

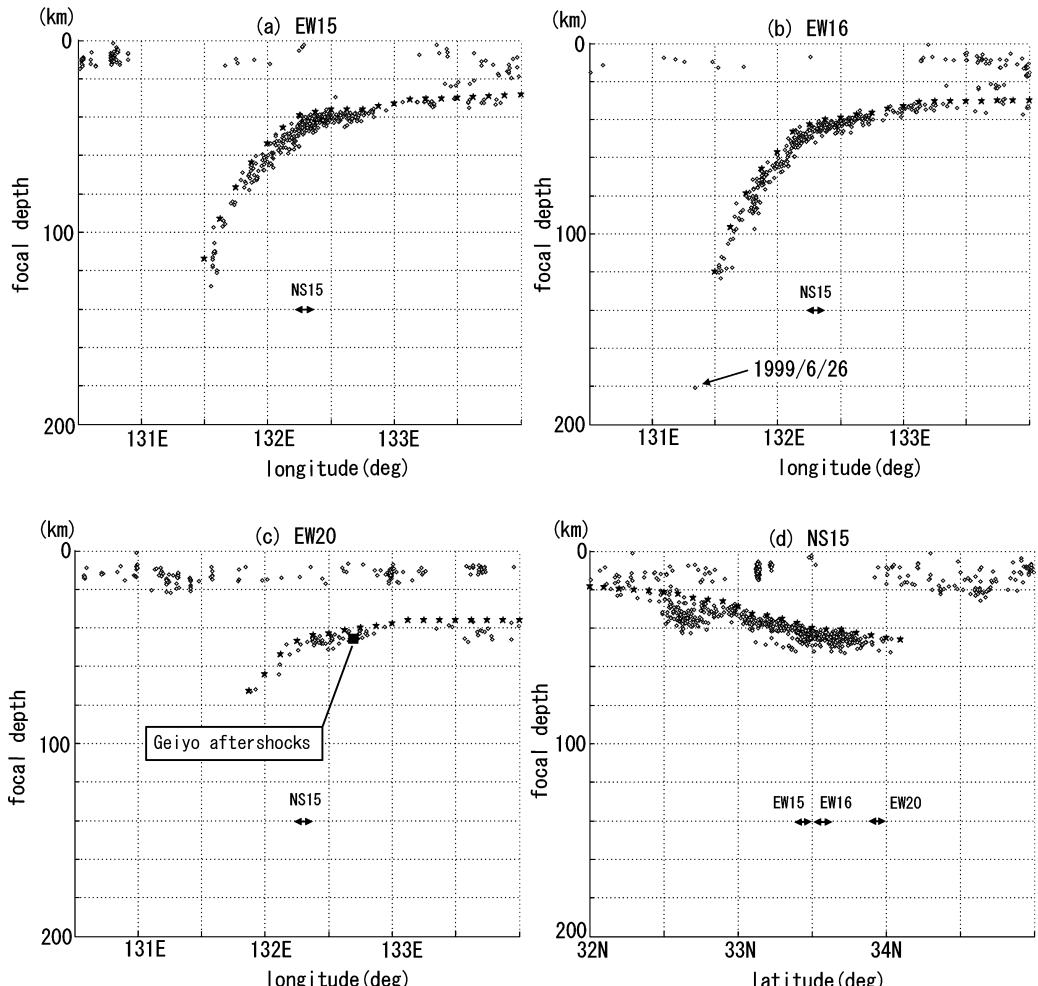


Fig. 5. Representative sections of the seismogenic zone, (a), (b), (c) and (d) for EW15, EW16, EW20 and NS15, respectively in Fig. 4. Circles and stars denote hypocenter and the upper surface.

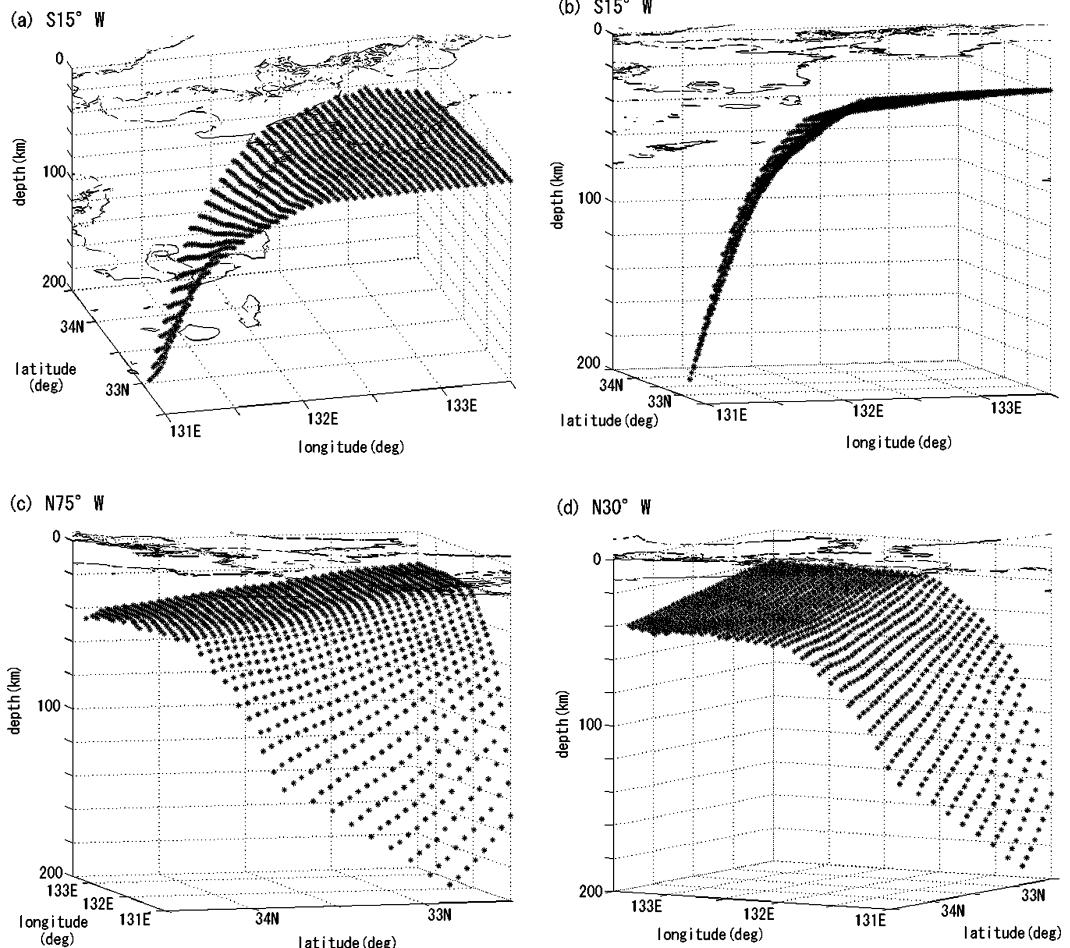


Fig. 6. 3-D view of the upper surface. (a) and (b) are viewing from $S15^{\circ}W$, and (b) is lower view than (a). (c) and (d) are viewing from $N75^{\circ}W$ and $N30^{\circ}W$.

ン部の地震面は $N15^{\circ}E$ に直交する方向の鉛直断面で最も薄く表すことができる」とする長宗・田代(1989), 三浦・他(1991)の指摘と一致する。Fig. 6(c)(d)ではプレートが急激に曲がる直前の北緯 $33\sim34^{\circ}$ 付近に地震発生層上面の窪み(やや陥没したように見える形状)を確認できる。これは、Fig. 5(a)(b)の断面図でも急激な曲がりの直前の緩傾斜部に $3\sim4$ km の段差として表れているが、3-D表示してみると顕著に表れてきたものである。この形状の存在を議論するには、震源の決定精度および地震発生層上面の読み取り精度が問題となる。Fig. 5(a)(b)を見ると、緩傾斜部におけるスラブ内地震の震源は厚さ 5 km 程度の間に分布している。この厚さは「四国におけるスラブ内地震の震源分布の厚さは極めて薄く $4\sim5$ km」とする木村・岡野(1994)の指摘と整合的であり、本データセットの震源決定精度が高いことを示すものと考えられる。また上面の読み取り精度につい

ても、震源分布幅が 5 km 程度と薄いことから鉛直切断面の幅は地震発生層上面の変形を評価できる程度に狭いと思われるため、読み取り精度も確保されていると考える。

この地震発生層上面形状から作成された等深線図が Fig. 7 である。北緯 $33\sim34^{\circ}$ における上面の窪みは、深さ 35 km 等深線の曲がりとして表されている。この形状は、震源データとして Nankai net (1985–1992) を使用した馬場・谷岡(2001)の結果にもわずかながら表れている。このことは、本解析で確認された窪みがデータセットや震源決定精度の問題でないことを示している。なお九州と四国間の等深線については、深さ 40 km まではなめらかな連続性を確認できる。

さらに、この等深線から地震発生層の傾斜角を求めてみた。Fig. 8 に示す 4 つの断面(section A~D)を切り、上面の傾斜を導出した。断面の方向は地震発生層上面の

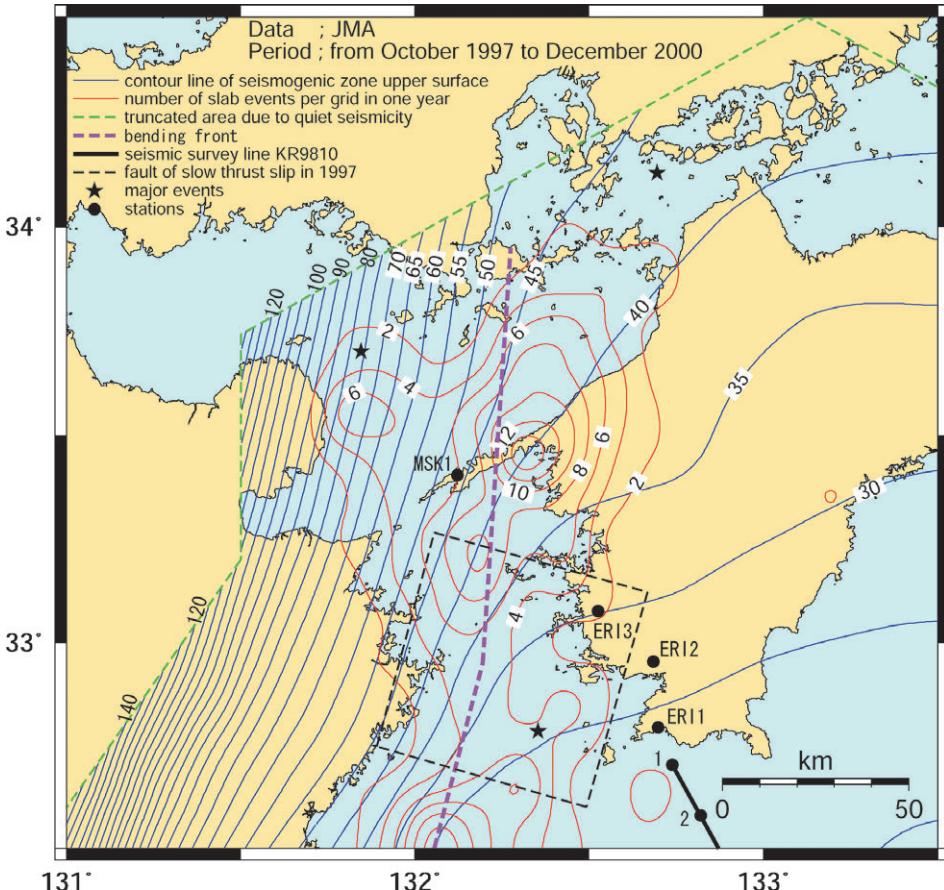


Fig. 7. Upper surface of the seismogenic zone is indicated by blue contour lines. Red contour lines indicate distribution of slab events per grid in one year [$M_j \geq 2.0$]. Green broken line indicates truncated area due to quiet seismicity. Violet broken line indicates where the seismogenic zone is deformed greatly in the perpendicular direction. Black line is the seismic survey line and solid circles are observation points after Takahashi (2002). Black broken line indicates the fault of slow thrust slip in 1997 after Hirose et al. (1999). 3 stars indicate major events for the period from October 1997 to December 2001. From north to south, 2001/03/24 the Geijo earthquake M_j 6.7, 1998/05/23 M_j 5.3 and 2001/04/25 M_j 5.6, respectively.

走向と直角方向である N75°W とした。そして、34°N, 132°E を通る断面 (section A), 33.5°N, 132°E を通る断面 (section B), 33°N, 132°E を通る断面 (section C), 32.5°N, 132°E を通る断面 (section D) の 4 本を設定し、東経 132° の軸を水平距離 0 km とし上面形状を図化した。Fig. 8 において傾斜の様相をみると、4 本の断面は急激な曲がりが始まる深さや地震活動が消滅する深さに差異はあるものの、ほぼ同様の形状を呈していると言えよう。これより傾斜角を概観すると、プレートが急激に曲がる前の緩傾斜部が 5~8°、急激な曲がりの直後は約 35°、その後深さを増すと共に徐々に傾斜を増し、深さ 100 km 以深では 65~70° となっている。またプレート

の急激な曲がりの位置を求めるため、section A~D において傾斜の変曲点を推定した。これは Fig. 8 の断面図に示すように急激な曲がりの前後における接線の交点として推定した。そして、それを平面上で直線的に結んだ。以下ではこのラインを曲げフロントと称することとする。

Fig. 7 には $M_j 2.0$ 以上のスラブ内地震の年間発生数もセンター表示してある。これは Fig. 4 に示す単位グリッド (南北 6 分、東西 7.5 分)あたりの年間地震数から作成したセンターである。これを見ると、曲げフロントに沿った東側で地震が多く発生していることがわかる。

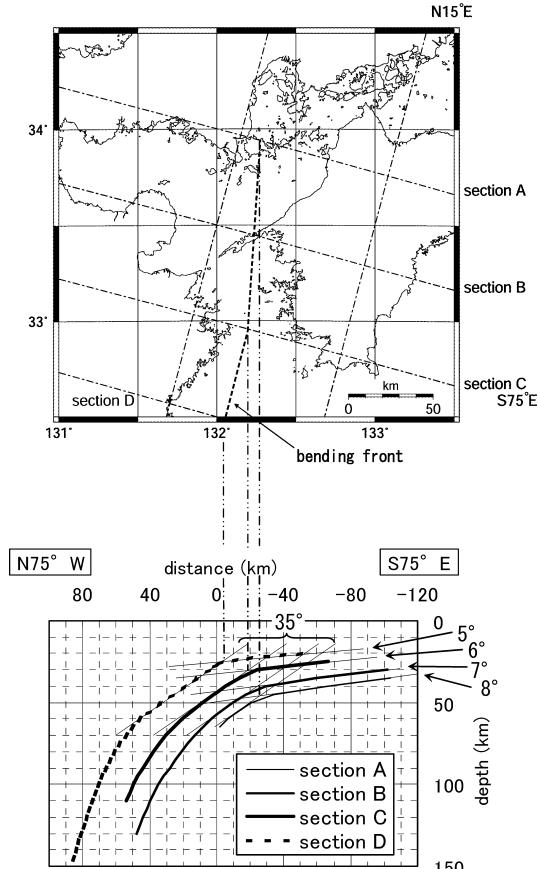


Fig. 8. Sections of A, B, C and D of S75°E are selected to see the upper surface slope.

§5. 議論

5.1 地震発生層とプレート

前章では地震発生層の上面形状を推定した。これとプレート上面形状との関係を議論するには、推定用いたスラブ内地震が、スラブ地殻地震活動なのかスラブマントル地震活動なのか [Seno *et al.* (2001)] を判断しなくてはならない。

ここでは、まず今回推定した地震発生層上面と構造探査によって推定された速度構造モデルを比較した。速度構造モデルは Takahashi *et al.* (2002) を用いた。この地震探査測線を Fig. 7 に示し、P 波速度構造モデルを Fig. 9 に示す。これに探査測線を中心に片側 5 km ずつの範囲に含まれる震源を重ねた。これを見ると、この測線において震源は概ね海洋性地殻に分布することがわかる。四国東部地域においてスラブ内地震は海洋性地殻下の上部マントル内で発生している [木村・岡野 (1992a), 蔵下・他 (2002)] が、四国西部地域では海洋性地殻内で発生しているようである。これは、汐見・他 (2002) のレ

シーバ関数解析に基づいた「四国西部地域におけるスラブ内地震発生層はプレート高速度層上面の海洋性地殻に位置し、四国中東部では高速度層内部に位置する」という指摘と合致する。さらに今回推定した地震発生層上面も併せて描画してみると、深さ 20~30 km 間においては地震発生層上面の傾斜と速度構造の傾斜はほぼ等しく、地震発生層上面は海洋性地殻第 2 層と概ね一致する。ただし、深さ 40 km 付近においては海洋性地殻上面と地震発生層上面が乖離してくるが、速度構造モデルではこの付近は構造探査の端部であるため構造の急激な変形を評価できていないと思われる。

次に、Ohkura (2000) は、伊予灘周辺で発生する深さ 60 km 以浅のスラブ内地震では特徴的な後続波が観測され、この見かけ速度 ($V_p=6.7\sim6.8 \text{ km/s}$) が海洋性地殻の地震波速度とほぼ等しいことから、この地域の地震は海洋性地殻の中で発生していると指摘している。しかし、60 km 以深の地震については後続波が見られず、その理由を、海洋性地殻のガブロ相がエクロガイト相に転移し海洋性地殻の地震波速度が増加するため、あるいは地震が高速度プレート内またはマントル内で発生しているためと考えているが、このどちらが正しいかは後続波からでは判断できないとしている。他方では、後続波が見られない理由を、蛇紋岩化したスラブマントルが沈み込んでおり、この脱水作用により発生する地震であるため [Seno *et al.* (2001)] とする指摘もある。

さらに、急激な曲がりの直前のわずかな窪みについては、この部分に地震を発生しない海洋性地殻が存在するという可能性も考えられる。近年、沈み込むスラブ上面付近の地震活動は岩水鉱物化した海洋性地殻の脱水不安定によって生じていると指摘されている [Kirby (1995)]。先述したように調査地域の連続的な地震活動も海洋性地殻内で生じており、脱水不安定によって生じていると推定される。窪みの深さが 3~4 km 程度であり、窪みの前後における震源分布幅が 5 km 程度で変化していないことを考慮に加えると、調査地域に地震を発生させない海洋性地殻が存在する可能性は低く、一様に海洋性地殻の脱水不安定による地震活動というプロセスが生じていると考えられる。したがって後述のように地震発生層上面の変形の原因をプレートの変形と考える方が自然である。

以上のことから、今回推定した地震発生層上面は、少なくとも深さ 60 km 以浅については海洋性地殻第 2 層上面に相当すると考えることができ、以下ではこれに基づいて議論を進める。ただし 60 km 以深については、海洋性地殻で発生しているのかマントルで発生しているのかを判断し難く、今後の検討課題といえる。

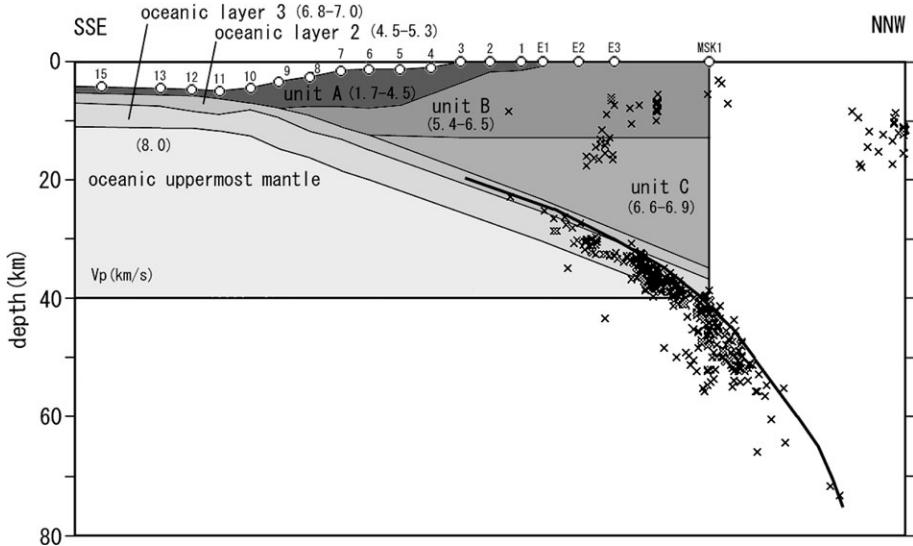


Fig. 9. Comparison of upper surface with P wave velocity model by seismic survey. The velocity model is after Takahashi (2002) and this line is shown in Fig. 7. Black thick line is upper surface estimated in this study. Crosses are hypocenters locating 10 km width in the section. Open circles are the observation points after Takahashi (2002).

5.2 プレート形状

今回の検討の結果、急激な曲がりの直前のプレート上面に窪みが存在する可能性が示された。なぜこのような窪みが生成されるのであろうか。その第一の理由として、フィリピン海プレートは年代が若くプレートの厚さが薄いため、変形しやすく断裂なども起きやすい [石川(2001)] ことがあげられる。そして、その変形しやすいプレートに外力が作用した結果として窪みが生じているものと考えられる。この外力としては、佃・三浦(2002)が述べている九州西方から東方へ作用する水平方向の押しの力などが想定されよう。Seno (2000) がユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートの回転を説明するために提案した、九州西方東シナ海のブルームによるトルクである。この押しの力により、フィリピン海プレートが西方から押された結果、バッククリングのようなメカニズムによりプレート上面に窪みが生成されたのではないかと考える。

このように仮定すると、窪み域のプレート内では東西方向に P 軸を持つ地震が発生するのではないかと思われる。しかしながら後述する P 軸分布図 (Fig. 10) では、そのような地震もいくつかは見られるが、それよりもむしろ東西引張の地震が卓越する。一方、木村・川谷(2002) の P 軸図では、佐田岬半島付根から松山市付近にかけて東西圧縮の地震を Fig. 10 よりも多く確認できる。Fig. 10 の作成に使用したデータセットの期間は木村・川谷(2002) のデータセットの期間を包含するもの

であるのに、両者にこのような差が表れたのは、マグニチュードの下限が Fig. 10 では M_j 3.5 程度であるのに対し、木村・川谷(2002) では M 2.7 であることに起因すると考えられ、規模の小さい地震においては東西圧縮の地震が多く発生していることを示すものと考える。ここで、窪みの量は前述したように鉛直方向に 3~4 km 程度であり、プレートの急激な曲がりに比べるとわずかな変形量である。以上の点を勘案すると、プレート全体としては曲げによる東西引張の地震が卓越するが、ローカルな応力場として窪み域には東西圧縮が働いていると解釈する。

Fig. 6 で窪みが顕著なのは北緯 33~34° 付近であり、それより南および北では窪みが見えなくなってくる。これについては、伊予灘から安芸灘にかけての等深線が北北東方向にラッパ状に開いていることが大きく影響していると考える。これは、この地域が北方の中国地方下へ進むプレートと西北西の九州下へ進むプレートの境界部にあり、プレートが拡張を受け東西方向の引張力が作用していることを示すものと考えられる。そうした場合、水平方向の引張力は北部ほど大きいと考えられる。九州側からの押しの影響が大きい地域では窪みが生じるが、北緯 34° 以北では水平引張による影響が大きくなってくるため窪みが消えてくるのではないかと推察される。なお安芸灘においてはプレートが断裂しているという見解 [例えば中村・他(1997)] もあるが、纏纏・古村(2002) の指摘同様、水平方向の屈曲や鉛直方法の窪み等

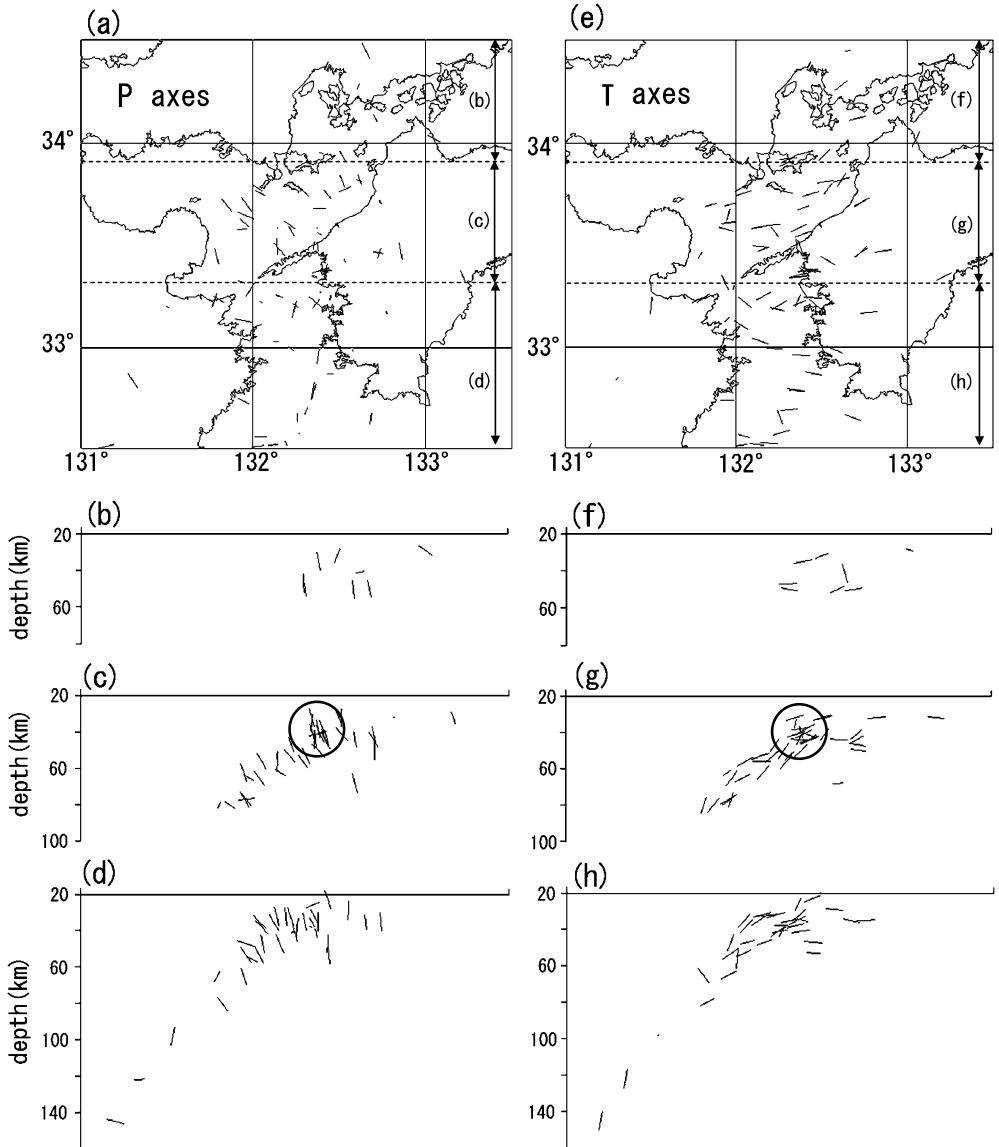


Fig. 10. P-axes and T-axes from NIED seismic moment tensor catalogue. The period is from January 1997 to February 2003. (a) map showing distribution of P-axes. (b), (c) and (d) are cross sections of band width from 33.9°N to 34.5°N, from 33.3°N to 33.9°N and from 32.5°N to 33.3°N respectively. From (e) to (h) are figures of T-axes.

はあるものの、緩やかに変形しているように判断される。

5.3 地震発生メカニズム

Shiono (1977) は、当地域に発生する地震は沈み込むフィリピン海プレートと大陸プレートとの相互作用の結果であると主張している。Fig. 7 より、曲げフロントに沿った東側地域に地震発生数が多いことを前述したが、これは、これらの地震がプレートの沈み込みに伴う急激な曲げによる [中村・他(1997)] ことを示すものと考え

られる。

発生メカニズムについて詳しく見るため、Fig. 10 に P 軸および T 軸の分布を示す。データは、防災科学技術研究所 (NIED) の F-net モーメントテンソル解 (<http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/index-j.html>) から引用した。期間は 1997 年 1 月から 2003 年 2 月までである。これより、P 軸はプレート法線方向、T 軸はプレート沈み込み方向（東西）が卓越していることがわかる。全体的には正断層タイプの地震が卓越しており、当地域

における地震発生メカニズムについて「多くが正断層型で T 軸が等深度線に直角方向である」という中村・他(1997)による指摘と整合する。しかし Fig. 10 を細かく見ると、佐田岬半島の付根付近 (Fig. 10c, g) では正断層タイプと異なる地震も発生しており、この地域に作用している応力がプレートの単純な曲げだけではないことを示すものである。木村・川谷(2002)も四国西部や伊予灘においては横ずれ型と正断層型の地震が入り交じって発生しており、四国側に属する地震と九州側に続く地震のグループに分かれている可能性を述べている。Fig. 10 より、九州側においてはプレート法線方向 P 軸かつプレート沈み込み方向 T 軸を持つ地震が卓越すると前述した。一方、四国地域においては南北の P 軸を持つマントル地震が卓越する [木村・岡野(1992b)]。佐田岬半島付根付近はこの四国側メカニズムと九州側メカニズムとの遷移部に位置するのではないかと考えられる。

Fig. 7 では、佐田岬半島の付根付近で最も地震発生数が多くなっている。またここから南では、地震発生数センターは曲げフロントにほぼ沿った形で分布するのに対し、北方に向けては、曲げフロントと走向をやや異にして 20° 程度東に向いている。この方向は佐田岬半島付根付近から安芸灘にかけてラッパ状に開いている等深線の方向に近い。これは、佐田岬半島以南ではプレートの曲げによる影響が大きいが、以北についてはプレートの曲げによる影響を受けているがプレートの拡張による影響も大きくなってくることを示すものと考える。そして、佐田岬半島付根付近においては、鉛直方向のプレートの曲げに加えて、水平方向の変形も受け始める変化点に位置するため、地震発生数が多く、かつ異なるメカニズムの地震が発生しているのではないかと考える。

5.4 2001 年芸予地震

愛媛大学(2002)は、2001 年芸予地震 (JMA によると北緯 34.128°、東経 132.695°、深さ 46 km) のメカニズムをプレートの脱水、プレート内の構造の急変化（プレート脆性部と塑性部の境界部であるとの意）およびプレートの（鉛直方向の）曲げの相互作用により発生した地震であるとしている。このうち、プレートの曲げを原因とする考えについては、我々は以下のように考える。

筧(2003)は波形インバージョン解析により震源過程の推定を行い、南北 2 つの断層面を設定し、北側断層は正断層タイプであるが南側の断層は横ずれ成分に富んでいると指摘しており、これは 2001 年芸予地震が単純な曲げにより発生した地震ではないことを示すものである。Fig. 7 において 2001 年芸予地震の震源は佐田岬半島以南における地震数センターの中心とはやや異なり、曲げフロントから少し離れている。Fig. 5(c) の東西断面

に 2001 年芸予地震の余震域を重ねてみると、2001 年芸予地震は曲げの力を強く受けると考えられる地域よりもかなり東で発生している。実際単純な曲げにより生じた地震であるならば、2001 年芸予地震はもっと西方に生じるはずであり、Fig. 5(c) 中では東経 132.5° 以西に位置するべきである。他方、横山(2002)は 2001 年芸予地震の起震力をプレートに働く引き裂かれるような力であるとしている。前述したように伊予灘から安芸灘にかけてはプレートが拡張しているように見える。この拡張による水平方向の引張が、その引き裂く力に相当すると考えられる。2001 年芸予地震の震源は推定された断層面の中では北側に位置し、破壊は北から南へと進行した [例えば関口・岩田(2002), 篧(2003)] ことは、2001 年芸予地震のメカニズムの一因をプレートの拡張とする考え方と矛盾しない。

以上を踏まえ、2001 年芸予地震のメカニズムを以下のように整理する。基本的には、プレートの脱水、プレート内の構造の急変化、プレートの曲げおよび引張の相互作用によるものと考える。そして断層運動について解釈を加えるならば、まずプレートの曲げおよび拡張に起因する引張により、北部で正断層型の破壊が生じた。そして正断層型の破壊が生じたことにより曲げによりもたらされていた鉛直方向の圧縮力が弱まり、相対的に四国側の応力場である南北方向の圧縮力が強まった。その結果、南側の断層では拡張に起因する引張と南北圧縮により横ずれ型の断層運動に変化したのではないかと考察する。

伊予灘から安芸灘にかけて引張力が働いており、その引張と曲げにより 2001 年芸予地震が発生したとするならば、伊予灘地域においても芸予地震と同様にサイクリックに発生する M7 クラスあるいは少し規模の小さい地震が存在してもよさそうである。しかしながら歴史地震をみると、この地域において繰り返し何度も発生している M7 クラスの地震は芸予地震タイプの地震 (1857, 1905, 1949, 2001 年等) しか見当たらない (Fig. 11)。その理由として前述したプレート上面の窪みに着目すれば、北緯 33.5~34.0° 付近にかけてプレートは拡張されていると考えられるものの、バックリング (圧縮力) の影響が大きく差応力が小さいため、サイクリックな M7 クラスの地震が起こっていないものと考えられる。一方、北緯 34° 付近では水平引張の影響が大きくなり差応力が大きくなるため、芸予地震タイプのサイクリックな M7 クラスの地震が起こると考えられる。Fig. 12 には今回推定した地震発生層上面に、2001 年芸予地震の余震活動 (本震発生から 24 時間の間に発生したもの) を重ねて表示した。2001 年芸予地震の余震域北端

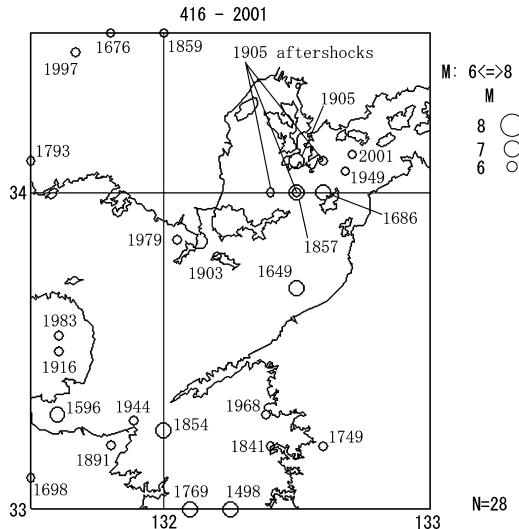


Fig. 11. Epicenters of historical earthquake greater than magnitude 6.0 from 416 to 2001. From 416 to 1884, from 1885 to 1925 and from 1926 to 2001 are after Usami (1996), Utsu (1982, 1985) and JMA, respectively.

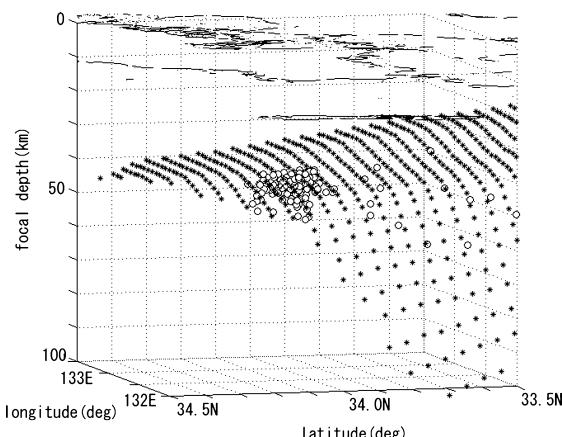


Fig. 12. Hypocenters for aftershock of the 2001 Geiyo earthquake and the seismogenic zone upper surface viewing from N75°W. Circles indicate the hypocenters of the aftershocks occurred in one day after the mainshock. Asterisks indicate the upper surface of the seismogenic zone.

付近では上面の窪みが見えなくなっていることがわかる。水平引張の影響が大きくなってくることを示すものと考える。ただし北部については地震発生数が少ないため上面推定精度が劣ることは否めない。しかし、Fig. 5(a)～(c) で見る限りプレート上面の窪みは北部に行くに従い解消されているように見える。

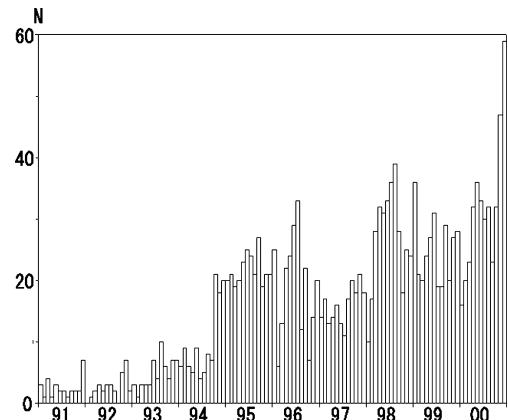


Fig. 13. Number of events per month in the fault area of slow thrust slip in 1997. Lower limit of magnitude is not considered.

5.5 その他の地震活動

宇和海においては、スロー・スラスト・スリップ（以下STSと記す）イベントの存在が指摘されている〔例えば Hirose *et al.* (1999)〕。その推定断層域を Fig. 7 に示すが、1997年4月からの1年間程の間に18 cmの変位 (M_w 6.6相当) が生じたという。Fig. 7 からは、STS イベントが地震発生数のやや少ない領域に位置すること、曲げフロントの向きが変化する付近に位置することなどが確認できる。Fig. 13 にはこのSTS イベント領域における地震発生数の変化を、一元化以前の気象庁震源データも加えて表示した。津波地震早期検知網が整備された1994年以降についてみると、STS イベントが発生した1997年においては地震活動がやや低調に見える。しかしSTS イベントとスラブ内地震の関係について議論するには、さらに詳細な検討が必要である。

また、石川 (1995) はSTS イベントとほぼ同一の地域に第三種空白域を指摘している。これは1885～1993年における $M_{5.0}$ 以上・深さ 20～60 km のデータを用いて指摘したものであるが、その後のデータをみると2001年4月25日にこの領域の南部で M_j 5.6 の地震（深さ 42 km）が発生してはいるものの (Fig. 7)，空白域が解消されたというものではない。

§ 6. まとめ

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について考察するため、震源分布を用いて検討を行った。その結論は以下のように整理できる。

- 1) 伊予灘周辺において発生している地震は、深さ 60 km 程度以浅については海洋性地殻で発生しており、これより推定された地震発生層上面はフィリピン海ア

- レート上面（海洋性地殻第2層上面）に相当するものと考えられる。
- 2) 伊予灘付近において、九州下へ沈み込むフィリピン海プレートの走向は平均的に N15°E であり、これと直交する方向におけるプレート上面の傾斜角は、プレートが急激に曲がる前の緩傾斜部が 5~8°、急激な曲がりの直後は約 35°、その後徐々に傾斜を増し、100 km 以深では約 65~70° である。
 - 3) 急激な曲がりの前のプレート上面に窪みがみられる。これは、生成年代が若いため柔らかく変形を受けやすいフィリピン海プレートが、九州側から水平に押された結果、バックリングしているのではないかと考えられる。
 - 4) 伊予灘周辺においては、佐田岬半島の付根付近で最も地震活動性が高い。これは、この地域にはプレートの鉛直方向の曲げと水平方向の拡張が働いており、水平方向の引張力が加わり始める変化点に位置するため規模の小さい地震が多く発生しているのではないかと推察される。
 - 5) 伊予灘周辺のスラブ内地震発生メカニズムとしては、①四国地方においては南北方向に圧縮力が働いており横ずれ断層型地震が卓越する。②九州側においてはフィリピン海プレートの曲げによる東西方向の引張力が働いており正断層型地震が卓越する。③さらに佐田岬半島付根付近以北においてはプレートの拡張に伴う引張力も作用しており、佐田岬半島付根付近は四国の応力場と九州の応力場の遷移部に相当する。④またプレート上面の窪み域においては、ローカルな応力場として東西圧縮も作用している。⑤このため伊予灘地域においては応力場の微妙な変化により正断層型または横ずれ断層型の地震が発生するものと考える。
 - 6) 2001 年芸予地震の起震力としては、従来言われているプレートの鉛直方向の曲げのみならずプレートの水平方向の拡張による引張の影響も大きいのではないかと考えられる。そして、安芸灘地域では芸予地震タイプの地震が約 50 年の再来期間で発生しているが、伊予灘地域ではこのような地震（再来期間の短い M7 クラスの地震）が見当たらない原因として、プレート上面の窪みを形成する要因と考えられる九州側からの圧縮力が影響しているのではないかと推察する。

謝 辞

本研究には震源データとして気象庁地震年報 2000 年 (CD-ROM) および気象庁全国震源データ 2001 年 3 月 (FD) を使用した。モーメントテンソル解は防災科学技術研究所 (NIED) の F-net (1997 年 1 月～2003 年 2 月)

を使用した。

震源分布からのプレート形状推定およびその作図には地球シミュレータ応用ソフトウェアシステム CHIKAKU システム [金井・他(2001)] を用いた。等深線等の作図には GMT [Wessel and Smith (1998)] および SEIS-PC for Windows95 [石川・中村(1997)] を使用した。

本論文をまとめにあたり、東京大学地震研究所瀬野徹三教授および(株)勝島製作所稻谷栄己氏には貴重なコメントをいただきました。また、石川有三氏および匿名の方による丁寧な査読および編集委員沖野郷子氏からの助言は本稿を改善する上で非常に有益でした。

これらの方々に対して感謝申し上げます。

文 献

- 馬場俊孝・堀 高峰・カミンズ フィル・亀山真典・宇平幸一・金田義行, 2000, 構造探査結果および地震活動を用いて推定したフィリピン海プレートの形状, 日本地震学会講演予稿集, B50.
- 馬場俊孝・谷岡勇市郎, 2001, 構造探査結果から推定したフィリピン海プレートの形状と 1946 年南海地震のすべり量分布, 月刊地球, 23, 697–702.
- 愛媛大学, 2002, 愛媛大学芸予地震学術調査団最終報告書.
- Hirose, H., H. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii and S. Miyazaki, 1999, A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, Geophys. Res. Lett., 26, 3237–3240.
- 石川有三, 1995, 地震活動空白域の意義, 月刊地球号外, 13, 71–80.
- 石川有三・中村浩二, 1997, SEIS-PC for Windows95, 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 78.
- 石川有三, 2000, 西南日本下のフィリピン海スラブの形状, 日本地震学会講演予稿集, B54.
- 石川有三, 2001, フィリピン海スラブの形状, 地学雑誌, 110(4), 592–601.
- 箕 樂麿, 2003, 高密度強震観測網の威力—2001 年芸予地震の震源過程の解析を例に—, 月刊地球, 25, 627–632.
- 金井 崇・大石善雄・牧野内昭武・本間高弘・宮村倫司, 2001, CHIKAKU モデリングシステム—地震発生及び地震波伝播予測のための地殻データベース/CAD ソフトウェア—, 地震学会秋季大会講演予稿集, P099.
- 片山幾夫・安中 正, 1981, 伊予灘および豊後水道付近の地震活動, 地震, 2, 34, 413–431.
- 木村昌三・岡野健之助, 1992a, 四国におけるマントル地震の特徴, 高知大学理学部紀要, 13, 物理学編, 1–12.
- 木村昌三・岡野健之助, 1992b, 四国の中構造線およびその周辺地域についての地震学的考察, 地質学論集, 40, 187–195.

- 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.
- 木村昌三・川谷和夫, 2002, 四国付近における地震活動と起震応力場, 月刊地球号外, **38**, 71–76.
- Kirby, S., 1995, Intraslab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere, Rev. Geophys., Suppl., 287–297.
- 纒織一起・古村孝志, 2002, 2001年芸予地震の強震動分布と深部地下構造, 地震, **2**, 55, 97–105.
- 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.
- 三浦勝美・佃為成・三浦禮子・井上義弘・浅野周三, 1991, 濑戸内海西部とその周辺地域の稍深発地震面, 地震研究所彙報, **66**, 553–570.
- 三好崇之・石橋克彦, 2002, 西南日本下に沈み込んだフィリピン海スラブ上面の形状(第1報), 地球惑星科学関連学会2002年合同大会予稿集, T043-009.
- 溝上恵, 1977, 地殻底地震活動の特性, 地震予知シンポジウム(1976), 97–105.
- 長宗留男・田代秀樹, 1989, 九州下における和達—ベニオフゾーンの形状, 地震, **2**, 42, 13–19.
- 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性, 京都大学防災研究所年報, **40**, B-1, 1–20.
- Nakanishi, I., 1980, Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan, Tectonophysics, **69**, 1–35.
- 中西一郎・本多茂喜・三浦勝美, 2001, フィリピン海プレートの先端はどこまで達しているか?, 月刊地球, **23**, 657–663.
- 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・岩田知孝, 2002, 2001年芸予地震の破壊過程と強震動, 月刊地球号外, **38**, 239–246.
- Seno, T., 2000, Why the Philippine Sea plate moves as its does, J. Geol. Soc. Philippine, **55**, 105–107.
- Seno, T., D. Zhao, Y. Kobayashi and M. Nakamura, 2001, Dehydration of serpentinized slab mantle: Seismic evidence from southwest Japan, Earth Planets and Space, **53**, 861–871.
- 瀧谷拓郎, 2001, レシバ関数解析による四国東部地域の地殻およびスラブ構造, 月刊地球, **23**, 708–713.
- 汐見勝彦・小原一成・佐藤春夫, 2002, レシバ関数解析による中国・四国地方のフィリピン海プレート位置と形状, 日本地震学会講演予稿集, A51.
- Shiono, K., 1977, Focal mechanisms of major earthquakes in southwest Japan and their tectonic significance, J. Phys. Earth, **25**, 1–26.
- Takahashi, N., S. Kodaira, A. Nakanishi, J. O. Park, S. Miura, T. Tsuru, Y. Kaneda, K. Suyehiro, H. Kinoshita, N. Hirata and T. Iwasaki, 2002, Seismic structure of western end of the Nankai trough seismogenic zone, J. Geophys. Res., **107**, ESE2-1–ESE2-19.
- 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, 2002, 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.
- 宇佐美龍夫, 1996, 新編日本被害地震総覧[増補改訂版], 東京大学出版会.
- 宇津徳治, 1982, 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表: 1885年~1980年, 地震研究所彙報, **57**, 401–463.
- 宇津徳治, 1985, 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表 1885年~1980年(訂正と追加), 地震研究所彙報, **60**, 639–642.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998, New improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Am. Geophys. Union, **79**, 579.
- 横山博文, 2002, 近畿・中国・四国地方とその周辺の地震活動, 月刊地球号外, **38**, 31–41.
- Zhao, D., K. Asamori and H. Iwamori, 2000, Seismic structure and magmatism of the young Kyushu subduction zone, Geophys. Res. Lett., **27**, 2057–2060.