

東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動

原田智史¹⁾・吉田明夫²⁾・明田川 保²⁾

¹⁾気象研究所地震火山研究部, ²⁾気象庁地震火山部

Configuration of the Philippine Sea Slab and Seismic Activity in the Tokai Region

Satoshi HARADA¹⁾, Akio YOSHIDA²⁾ and Tamotsu AKETAGAWA²⁾

¹⁾Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

²⁾Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency

Abstract

The configuration of the Philippine Sea plate subducted under the Tokai region has been investigated using JMA hypocentral data in recent years. Characteristics of the shape obtained by this study are almost the same as the previously proposed models based on seismic data of Nagoya University and NIED, respectively, for the region to the east of Ise Bay. That is, in the area to the west of Suruga Bay, the slab deepens to the west, while it inclines to the north around Lake Hamana, and a valley-like configuration is observed near Omaezaki Point and its north-west region. The deepest portion of the Tokai slab exists beneath southeastern Gifu Prefecture. We calculated the gradient vector of the subducting slab at each point on the surface using the shape of the model. By comparing the gradient vector field with the seismicity in the slab, we found a coincidence between the regions of high seismicity and the zones where the gradient vector changes greatly. This coincidence suggests the relevance between the bending of the Philippine Sea plate and the occurrence of earthquakes in the slab. On the basis of the observation we propose that one of the main causes generating seismogenic stress in the slab in the Tokai region is conformation of the Philippine Sea plate to the shape of the subducted slab in the course of plate motion.

Key words: Tokai region, Philippine Sea slab, gradient vector, seismic activity, seismogenic stress

1. はじめに

気象庁は地震観測網を1995年4月に更新し、東海地域ではM2未満の微小地震まで震源決定できるようになって、検知力は大幅に改善された。本稿では、この最近の気象庁震源で見た時の東海地域におけるフィリピン海スラブの形状を求め、スラブ形状と地震活動の分布との関係を考察する。東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状については、これまでに名古屋大学や防災科学技術研究所の地震観測網データに基づいて、それかなり詳細なモデルが提案されている（例えば、山崎・大井田、1985; YAMAZAKI *et al.*, 1989; 野口, 1996）。その中で、今回、気象庁震源によりスラブの形状を調べたのは、気

象庁が震源決定に用いている速度構造及び震源計算法（浜田ほか, 1983）が名古屋大学や防災科学技術研究所のそれらと違うために震源に系統的ななずれの存在する可能性があり、気象庁震源で見たスラブの形状と他モデルとの異同を明らかにしておきたいということがあった。その結果は、後述するように、大局的な構造の特徴に関しては、両者は良く一致していることがわかった。

現在、気象庁では、東海地域の地震活動モニターにおいて、スラブ内あるいは地殻内のどこで活動が活発化したか、あるいは静穏化したかという視点で監視を行っている。その主眼とするところ、地震活動やメカニズムの変化とGPS観測や水準測量などの地殻変動データを結びつけ、更には数値シミュレーションの結果なども援用しながら、プレート間カップリング状態に関する情報を得たいということにあるが、このためには、一方で通常のプレートの沈み込みに付随して生じる地震活動の特徴を、まず明らかにしておく必要がある。本稿のもう一つの、そして主たる目的はこの問題に対する理解を深めることにあり、これに関しては、特にプレートの形状とスラブ内地震活動の分布との対応に注目して、スラブ内応力場の起源について一つの仮説を提案する。

2. データと手法

東海地域（Fig. 1 に本論文で調査した範囲を示す）に沈み込んだフィリピン海スラブ上面及び同地域の地殻内地震の深さの下限の形状を求めるにあたっては、以下の手法を用いた。まず、気象庁の新地震観測網が整備された1995年4月以降1997年6月までの期間に、北緯34.0～35.7度、東経136～139度の範囲に震源の求まつた100 kmより浅いすべての地

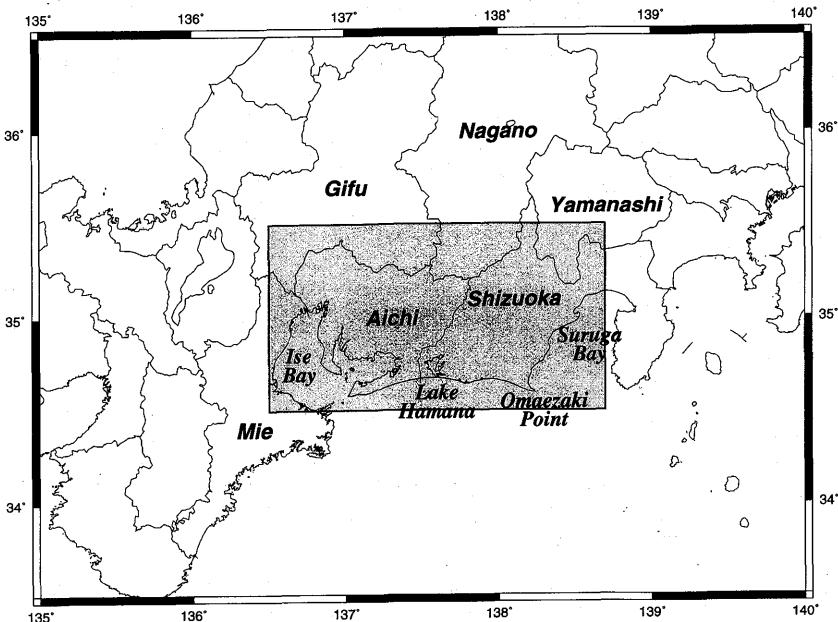


Fig. 1. Configuration of the Philippine Sea plate subducted in the shaded area is investigated. We tentatively call the slab in this region the Tokai slab.

東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動

震を抽出する。そしてそれらを緯度約5分刻みの東西方向のスリット領域に分割し、各領域の地震震源の東西断面図を作る。これらは駿河湾西岸域においてプレートの沈み込む方向にほぼあたっており、西側にいくにつれて震源の分布が上下に明瞭に分かれしていく様子が見える。はっきりと上下に分かれているところでは、上側で起こっている地震は地殻内の地震、下側で起こっている地震はスラブ内の地震であると見なしてほぼ間違いないと考えられるので、それぞれの地震活動分布の下限、上限となるラインを引くことが可能である。このラインの位置をそれぞれの断面について、経度約5分刻みで深さを読み取る。このようにして最終的には、緯度・経度5分メッシュで、そのメッシュにおける地殻内地震発生層の下面及びスラブ上面の深さが見積もられることになる。ただし、両者が接していて境界を引くことが難しい領域、特にスラブの沈み込みが始まる駿河トラフ付近や、地震活動度が低くてサンプルとなる地震数が少ない領域、それに震源決定精度の低い海域については、無理に境界面を外挿して引くことはせず、将来の調査を待つこととした。

以上の手続きによって推定されたプレート形状を第1次モデルとし、更に南北方向の断面、北西—南東方向の断面、北東—南西方向の断面もそれぞれ取って、それらを比較しながらモデルを修正した。次に、メッシュデータを見て、深さの変化が不自然な部分、急に深さが変化したり不連続であったりする部分については、前後左右から滑らかにつながるように修正を加えた。これらは、場合によっては、そこにスラブの断裂が存在している可能性もあり、精査が必要であるが、今回のモデルでは、もし、そうした部分があるとしても、それはスラブの勾配が局所的に急変化するところとして表されていることになる。なお、東海・関東地域の震源分布に見られる詳細構造については、別の論文で検討する予定である。

Fig. 2 に駿河湾から北西方向にとった矩形領域の震源断面と、伊勢湾から北東方向にとった矩形領域の震源断面を示す。これらの断面図には、著者たちの今回のモデルによるプレート境界面の位置の他に、野口(1996)、山崎・大井田(1986)モデルによるプレート上面の位置も比較のため合わせて描いてある。これらの図によって、特に伊勢湾以東の東海地域においては、3つのモデルは大勢においてよく一致していることが見てとれよう。

さて、上のようにして得られたモデルを用いて、スラブの形態の大局的な構造解析を進めるため、5分刻みで得られたメッシュデータをスプライン補間して、最終的には2分刻みのメッシュデータを作成した。スラブ上面、地殻内地震の下面のメッシュデータがつくられると、個々の地震がスラブ内、地殻内のどちらの領域に属するか容易に判断することができる。例えば、北緯35度15.6分、東経137度40.4分、深さ43kmで起きた地震の場合、この地点に最も近いメッシュデータは35度16分、137度40分である。この地点における地殻下面の深さは21km、スラブ上面は41kmなので、地震の深さが43kmならば、それはスラブ内で起こった地震であると判断される。このようにして、メッシュデータが作成された領域内であれば、すべての地震を地殻内の地震とスラブ内の地震に区分することができる。実際には震源が両者の中間に深さに求まる地震もでてくるが、そうした地震は全体の5%に満たない。それらの地震が、決定精度が悪いために中間領域に入るのか、それとも本当にその深さで発生しているのかは重要な問題で、もし後者であれば、それはそれでたいへん興味深いが、これについて本論文では詳しくは検討せず、今後の課題としたい。

次に、スラブ内地震の各区域毎の活動度の数値化については以下の手法によった。1990年1月～1997年6月の期間に発生したM2以上の地震について、先の方法によりスラブ内の地震を抽出する。そしてそれらを緯度、経度5分毎のメッシュに分けて、各メッシュ内の地震をカウントする。このようにして得られた各メッシュ毎の地震数は、そのメッシュ程度の領域で平滑化した活動度を表していると見ることができる。なお、この作業で1990年以降のデータを用いたのは、定常的な活動度の分布を知るためになるべく長期間のデータを見たいということと、その一方で、東海地域においては1990年頃を境に、観測点の位置や地震計を変更したことに由来すると考えられるマグニチュード・シフトの存在が推定されるためである。

以上の作業により数値化した地震活動度やスラブ上面の形状は、最終的にはGMT (The Generic Mapping Tools; WESSEL and SMITH, 1995) を用いて2分単位でグリッドデータ化した。また、形状の勾配の計算、データのカラー表示及び等深線の記入なども、ほぼすべてGMTにより行った。

3. スラブ上面の形状および地殻内地震の下限

Figs. 3, 4は、今回得られた東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブ上面の等深線センターに、1990年1月～1997年6月の期間に発生したM2以上のスラブ内地震、地殻内地震の震央をそれぞれ重ねてプロットしたものである。また、スラブの形態を視覚的に見やすくするため、Fig. 5にスラブ上面深度をカラー表示して示す。これらを見ると、駿河湾の西岸ではスラブは西方向へ次第に深くなっているのに対して、浜名湖付近ではむしろ

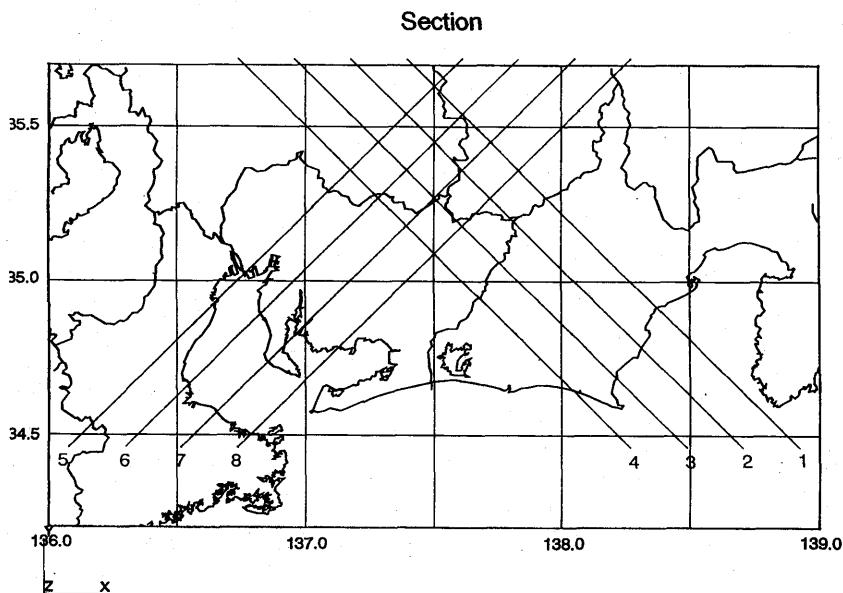
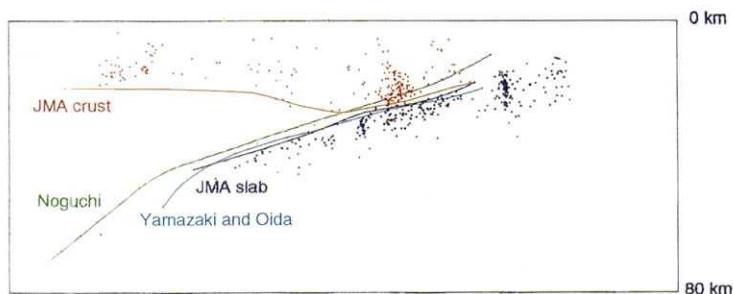


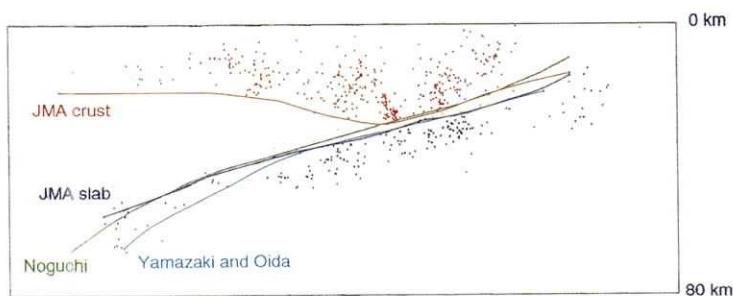
Fig. 2. Cross-sections of the hypocentral distribution of earthquakes. Upper boundary of the slab proposed by this paper, as well as those by NOGUCHI (1996), and YAMAZAKI and OOIDA (1985), are shown by colored lines (see next page).

東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動

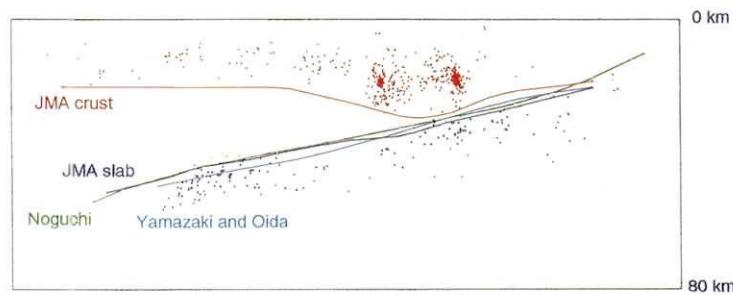
Section 1 (hypo 1990-)



Section 2 (hypo 1990-)



Section 3 (hypo 1990-)



Section 4 (hypo 1990-)

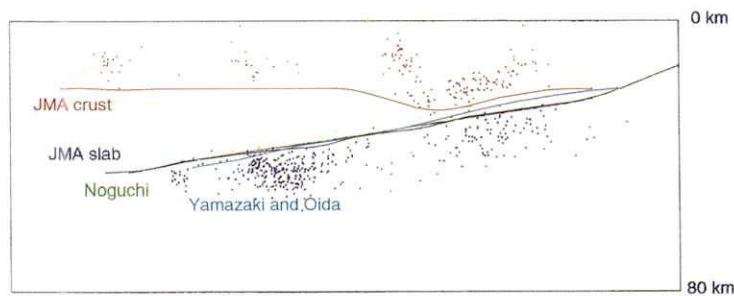
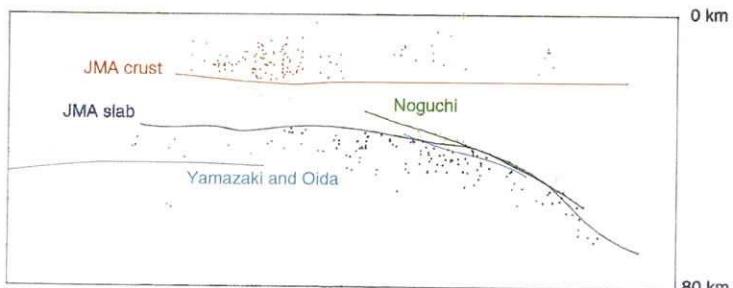


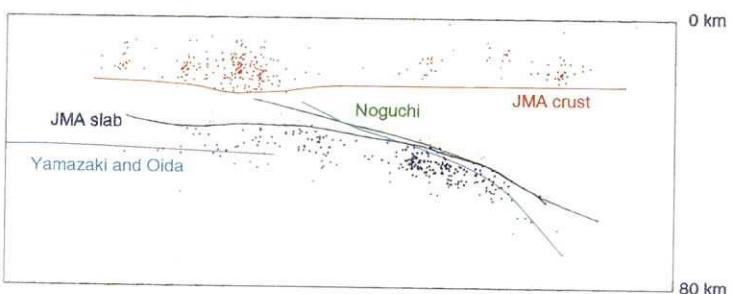
Fig. 2. (continued)

原田智史・吉田明夫・明田川保

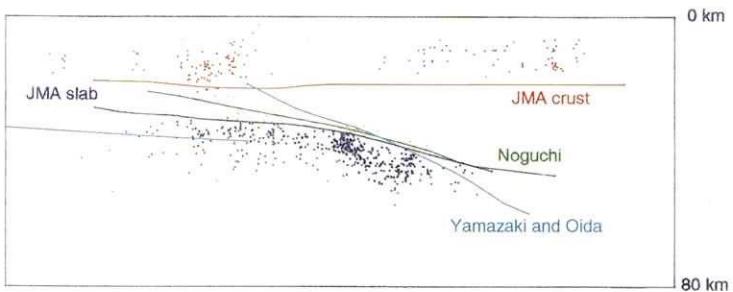
Section 5 (hypo 1990-)



Section 6 (hypo 1990-)



Section 7 (hypo 1990-)



Section 8 (hypo 1990-)

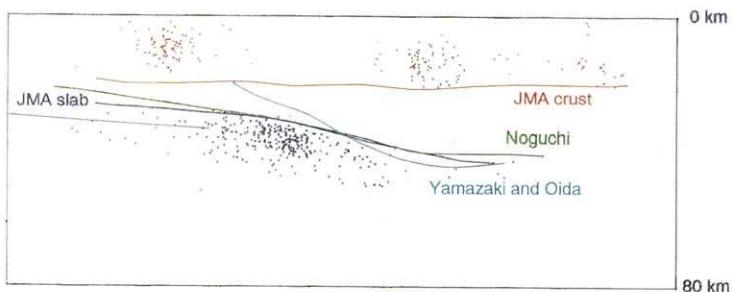


Fig. 2. (continued)

東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動

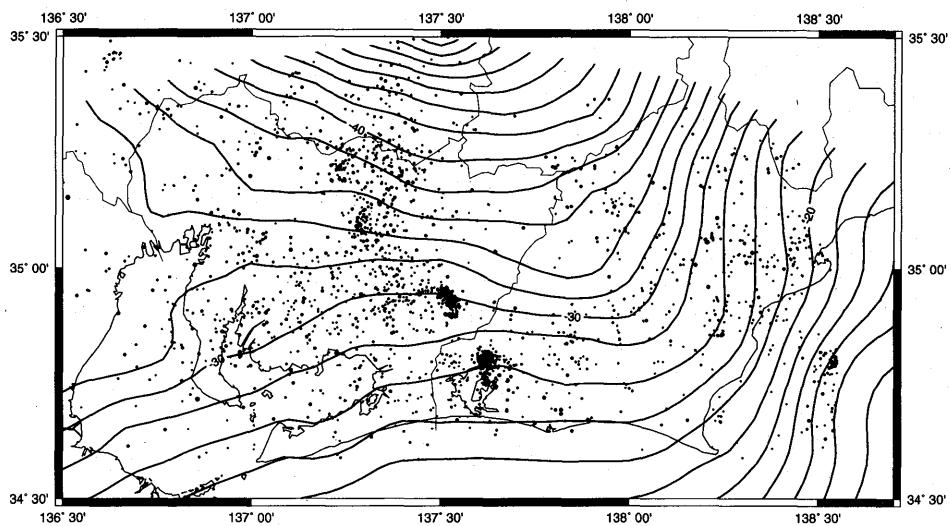


Fig. 3. The isodepth contours with an interval of 2 km showing the upper boundary of the Philippine Sea slab and epicentral distribution of earthquakes occurred in the slab during the period from Jan. 1990 through Jun. 1997. Note that there is a high-seismicity zone along the western periphery of the valley-like configuration.

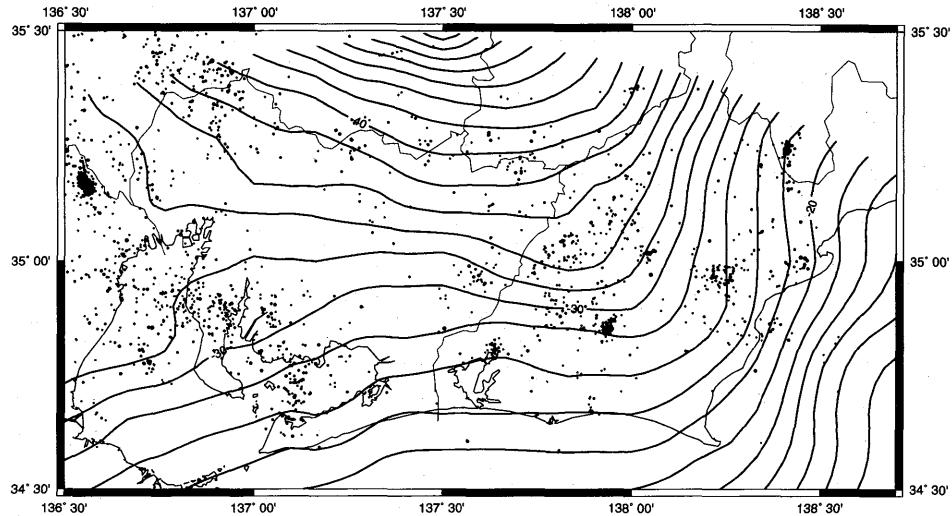


Fig. 4. The isodepth contours with an interval of 2 km showing the upper boundary of the Philippine Sea slab and epicentral distribution of earthquakes occurred in the crust during the period from Jan. 1990 through Jun. 1997.

北方向にスラブ面が傾いていて、その中間の御前崎から北西に延びる領域には谷地形の存在する様子が見てとれる。また、岐阜県南東部に東海地方のスラブの最深部がある。こうした特徴は、名古屋大学や防災科学技術研究所の震源データに基づくスラブの形状モデルでも認められ (YAMAZAKI *et al.*, 1989; 野口, 1996), 先にも述べたように、伊勢湾より東側の領域に関しては、スラブの形状は、それぞれ最新のデータに基づく各モデルの間で基本的に差異はないと言って良い。深さの違いも、特に野口モデルとの差は数 km の幅に納まっている。

なお、Fig. 3 にプロットされたスラブ内地震の分布を見ると、駿河湾西岸域では等深線の 20-30 kmあたりの深さのところに地震が分散して起きているのに対して、浜名湖付近にはクラスター的な活動が見られ、更にそこから北北西方向に等深線を斜めに横切って活動の高いゾーンが存在する。次節以下では、このスラブ内地震活動度の空間分布の特徴とスラブ形状との関係について若干の考察を行う。

一方、地殻内の地震活動は、Fig. 4 に見るように静岡県西部域や駿河湾北部西方域、伊勢湾から若狭湾にかけてのゾーンで活発で、Fig. 3 と比べると、スラブ内の活動と地殻内の活動には青木 (1985) も指摘しているように空間的な相補性が認められる。これら両者の地震活動の間には、プレートの沈み込みに伴う応力の形成や地下の温度構造と関連して、相互に何らかの物理的関係が存在している可能性も考えられる。ただし、それぞれの地震活動の活発化や低下に関して、時間的な意味での相関は必ずしも明瞭ではなく、直接の因果関係というより、応力や温度場の状態に対して、プレートの沈み込みが上盤側地殻内の物理的構造を規制しているという観点から両者の地震活動の関連性を探るべきと思われる。

本論ではスラブより上側の地震を地殻内の活動と区分けしたが、それに関連してもう一つ注目されるのは、静岡県西部域において深さ 25 km 以深まで地震が発生していることである (Fig. 6 参照)。通常の内陸部では深さ 25 km は地殻下部にあたり、流動性があって脆性破壊を起こさないと考えられるところである。日本の他の地域の内陸地震の深さの下限 (例えば Ito, 1990) と比べても、これは特別に深い。何故、この場所でこの深さまで地震が起きているのか。少なくともそこが脆性破壊を起こし得るような物質状態にあることは確かで、例えば、そこでは、この深さにおける地殻の平均的な温度よりも低温になっていることが推定される。そのような低温状態は、下に沈み込んでいるフィリピン海スラブの存在と無関係ではないと思われるが (例えば野口, 1996), 東海地域の中で静岡県西部域において特にこの深さまで地震発生が見られることについての理由の解明は、なお今後の課題として残されている。

4. スラブの変形とスラブ内地震活動

スラブ内の地震活動に関して、われわれは前述の地域的な分布の特徴を定性的に説明する一つのアイデアをここで提案したい。Fig. 7 は、Figs. 3-5 に示したスラブの形状データを基に、各場所におけるスラブ上面の傾きの方向とその大きさを求め、それを矢印の向きと長さで表したものである。これと、スラブ内の地震活動度 (1990 年 1 月～1997 年 6 月の期間に発生した M_2 以上のスラブ内地震について、緯度、経度各 5 分のメッシュ毎に数をカウント) を空間的に平滑化して表現したものとを重ねてみると (Fig. 8), スラブ内の地

東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動

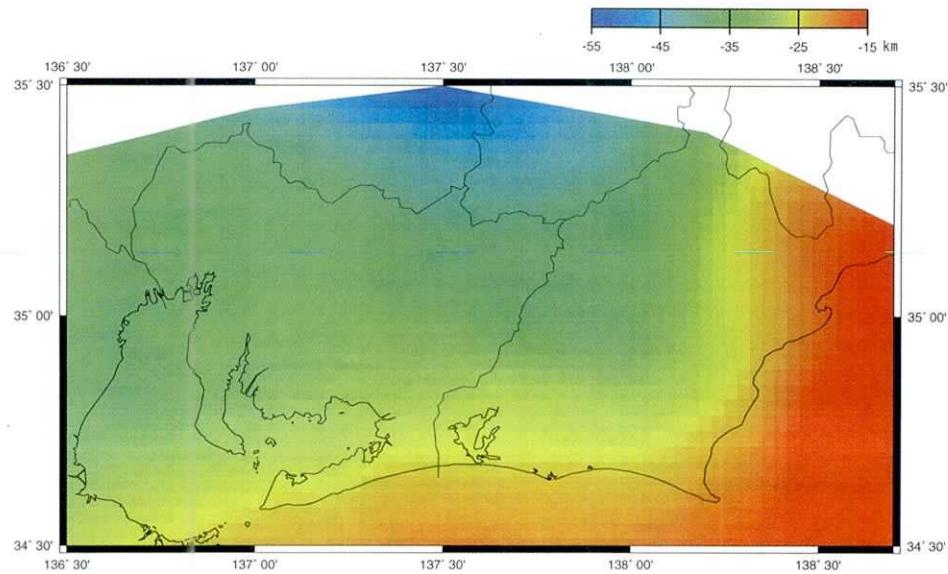


Fig. 5. Configuration of the upper boundary of the Philippine Sea slab beneath the Tokai region. Note that, to the west of Suruga Bay, the slab deepens to the west, while it inclines to the north around Lake Hamana, and that a valley-like configuration is observed near Omaezaki Point. The deepest part of the Tokai slab exists beneath southeastern Gifu Prefecture.

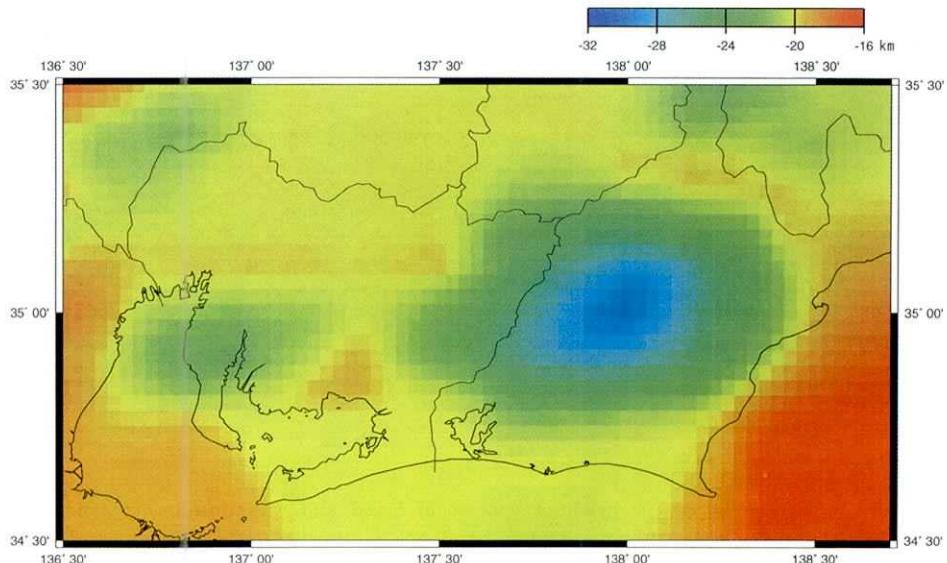


Fig. 6. Lower boundary of the seismogenic layer in the crust in the Tokai region. Note that earthquakes in the crust occur to a depth below 25 km in the western part of Shizuoka Prefecture.

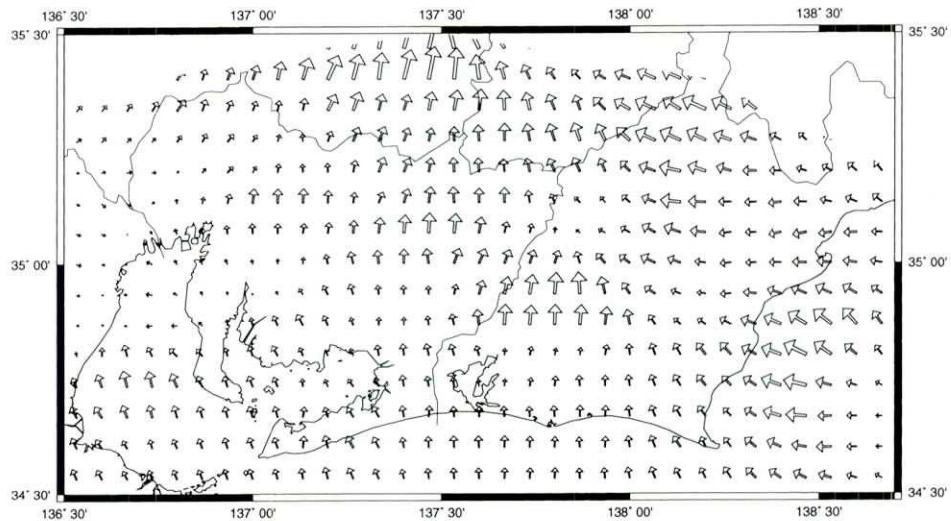


Fig. 7. Gradient vectors derived from the shape of the upper boundary of the Philippine Sea slab. Magnitude of the gradient near Lake Hamana is about 0.15 and its largest value observed at southeastern Gifu Prefecture is about 0.86.

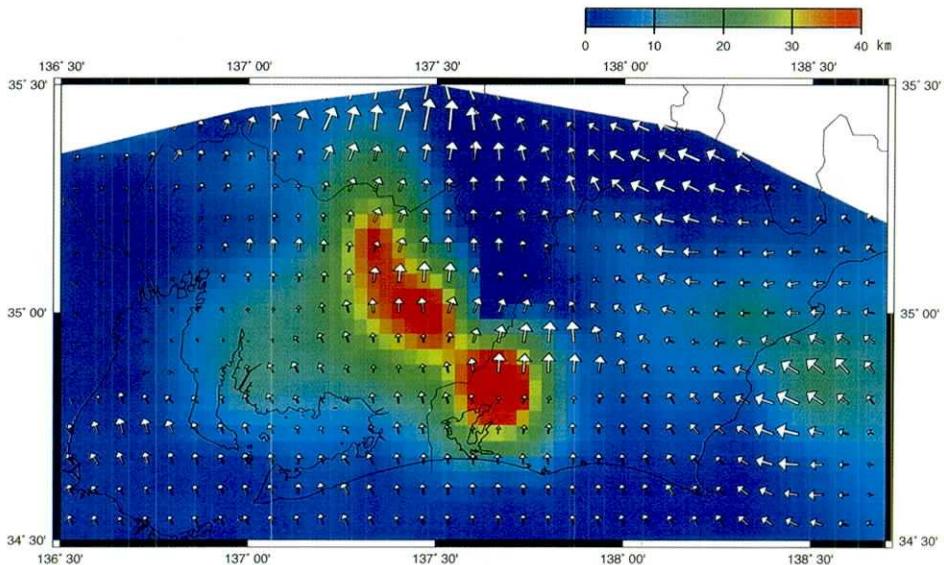


Fig. 8. Superposition of the gradient vectors in Fig. 7 and the contour map showing seismicity in the slab. A general correspondence is observed between regions of high seismicity and locations where the gradient vector changes greatly.

東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動

震活動は、スラブ面がその傾きを大きく変える付近で高いと言って良いように見える。このことは、スラブ内の地震を発生させている応力場の起源はスラブの曲がりにあることを示唆する。もちろん、単純にそう決めつけるのは問題がないわけではない。プレートの相対運動の方向は必ずしもスラブの最大傾斜の方向と一致しておらず、沈み込みの進行についてスラブはどこでも最大傾斜の方向に曲げられるわけではないからである。例えば、浜名湖付近から北北西方向に延びる活動度の高いゾーンにおけるスラブの最大傾斜方向は、ユーラシアプレート（あるいはアムールプレート）とフィリピン海プレートの相対運動の方向（瀬野・魏, 1998）とは明らかに異なる。しかし、近年のGPSデータに基づくプレート間のバック・スリップ解析では、浜名湖の付近でバック・スリップの向きが変わっていて、その東側ではほぼ西向きなのに対して、そこから西方にかけては北西から北北西に向くという結果が得られている（鷺谷, 1998）。これは、東海地方のスラブの最深部が岐阜県南東部に存在することと恐らく関係しており、スラブはそこに向かって収束していくような動き方をしていることを表しているものと推定される。もし、この推測が妥当であれば、スラブが北方向に大きく傾き始める、前述の浜名湖付近から北北西方向に延びるゾーンで大きな伸張応力場が生成され、そこで地震活動が高いことも理解できる。また、浜名湖東方に、北方に向かって傾斜が大きいにもかかわらずそれほど地震活動が高くないところが見られるのは、そこではプレートの相対運動が西向きでほぼ等深度線に沿って動くことになり、その運動に応じて強制されるスラブの変形は小さくてすむため、それに伴う応力形成も小さいからという説明がつく。以上の事実及びその解釈を基に、本論では次の仮説を提案する：東海地域のフィリピン海スラブ内の応力場をつくりだしている主要因の一つは、プレートの進行に伴って生じるスラブの変形である。

5. 議 論

東海地域の地殻内地震とスラブ内地震のメカニズム解のそれぞれの特徴については、これまでに多くの研究報告がある（UKAWA, 1982; 望月・吉田, 1986; 野口, 1996; MATSUMURA, 1997; など）。例えば UKAWA (1982) は、地殻内地震のメカニズムについて、P 軸が東西か南東一北西方向の横ずれ、もしくは逆断層的で、T 軸は安定せず、一般に東西圧縮応力場の特徴を示すと述べている。一方、スラブ内地震のメカニズムに関しては、P 軸よりも T 軸の方針の方が安定的で、その方向は東西か北東一南西、またメカニズムタイプとしては横ずれ的か正断層的なものが多いことを指摘している。地殻内及びスラブ内の地震のメカニズムに関するこれらの一般的な特徴は、更に多数の地震のメカニズムを求めた望月・吉田 (1986) や、最近の多量のデータを用いた野口 (1996) の詳細な解析によても、ほぼ確かめられている。もちろん、ローカルには、駿河湾西岸中央部から少し西に入った地殻下部付近で逆断層タイプの地震が見られること、スラブ内の地震は静岡・愛知県境以西で正断層タイプが目立ち、駿河湾西方域では南北圧縮、東西伸張の横ずれタイプが主であること、駿河湾内では P 軸の方針が北東一南西の横ずれタイプ地震が起きていること等の特徴がある（望月・吉田, 1986; 野口, 1996; 気象庁地震予知情報課, 1997 など）。また、MATSUMURA (1997) は、駿河湾から北西方向にスリット領域をとて、その中の震源分布と活動度、それに地殻内とスラブ内の地震のメカニズムの系統的な変化からプレート間の固着によって生じる応力場の存在を認め、それを基に固着域の範囲を推定している。本小

論では、これらの、それぞれの場所に特有な応力場の詳細について立ち入った議論はせずに、以下ではスラブ全体として見た時の応力場の主軸方向の全般的な特徴とスラブの形態・運動との関係について考察してみたい。

駿河湾西方域のスラブ内地震のメカニズム解析から求まる南北圧縮、東西伸張の起震応力場の成因については、南北圧縮、東西伸張、北西—南東のシアーのどれが基本であると考えるかによって、テクトニックな意味づけが異なってくる。このうち、南北圧縮主因説はプレート相対運動の方向が北ではないこと、また浜名湖以西ではP軸が鉛直方向を向く地震が多く見られる（望月・吉田、1986；野口、1996）ことから、東海地域におけるスラブ全体の運動と結びつけて解釈することは難しい。また、北西—南東のシアーを基本的な応力場生成の機構と考えることは、東海スラブ域がトランسفォームゾーンの性格を持っていることを意味するが、東海地域におけるスラブの最深部はそのほぼ中央部の岐阜県南東部にあり、先述したように、GPSデータ解析からはむしろそこに収束するような動きが推定されることから、この考え方も実際のスラブの形態及び運動論的な事実と整合的でないように思われる。

もう一つの、東西伸張場を基本とする見方は、UKAWA (1982) 以来、多くの研究者が採用しているものであるが、何故、東海スラブが東西に伸張されるかについては、実はそれほど自明ではない。UKAWA (1982) は、スラブ内に横方向への伸張応力場がつくられる条件として2つのケースを指摘している。その一つは、2箇所で陸的地域が衝突した時に、海洋プレートの運動はそこで大きな抵抗を受けるのに対して、その中間部ではより容易に沈み込みが進むため、両側の動きの抑えられたところよりも急角度で沈み込んで、その結果下側に湾曲した形態となり、横方向に伸ばされるというもの、そして、他のケースは、弧と弧の接合部ではプレートのみかけの厚さが増加し、曲げ剛性が大きくなつて沈み込みにくくなるため、結果的に先の場合と同じように接合部の間のスラブが伸ばされる状況が現出するというものである。UKAWA (1982) は、東海地域のスラブの東西伸張の原因として、伊豆半島地域の衝突と、伊勢湾から紀伊半島にかけての弧一弧接合形態の両方の関与をあげている。このUKAWA (1982) の提出した考えについては次の問題点を指摘することができる。それは、UKAWA説では東西伸張場の生成が、相対的に沈み込みが容易な中間領域におけるスラブの下方への湾曲構造と関係しているため、スラブ底で伸張応力が更に強調される一方、スラブ上面付近では曲げの圧縮応力の加味によって伸び応力が相殺されることである。もし、スラブ内地震がこのような伸張場によって発生していると考えるなら、それらの地震の多くはスラブの下半部で起きていると見なさなければならなくなるだろう。

ところで、東海地域のスラブには、Figs. 3-5 に見るよう、実際に御前崎付近から北北西方向に谷地形が存在し、そこではスラブは下に撓む構造をつくっている。UKAWA (1982) は、その部分で最も大きな伸張応力場が形成されると推定しているが、野口 (1996) も指摘するように、スラブ内地震活動の最も高いところは、その谷地形の軸より 30-40 km 西側に偏っていて、浜名湖から北西方向の帯状領域にあり、そこでは正断層タイプの地震が多数観測されている。野口 (1996) は、UKAWA (1982) のモデルから期待されるスラブの引き裂き運動の一部を浜名湖北西の正断層タイプの地震群が担い、谷地形をとるところでスラブ内地震活動がむしろ低いのは、例えば、そこでは周辺のスラブより温度が高くなつて塑的に変形していることも考えられると述べている。しかし、Figs. 4, 6 に見るよ

東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動

うに、地殻内地震が 25 km 以深まで発生している領域は正にその谷地形の上にあることに注意したい。このことは、そこが他地域の同じ深さのところに比べて逆に低温であることを示唆するから、その下にあるスラブの温度が塑性的変形を起こすほど他に比べて高いと考えることには疑問があるように思われる。

なお、MATSUMURA (1997) は、浜名湖付近の密集した地震活動の成因について、そこがちょうどプレート間固着域の縁にあたっていて、大きなシアーゼーが集中しやすいところにあるためという考え方を提出している。プレート間の固着はスラブ内応力のもう一つの主要因となるものであるが、これについては別の論文で詳説する予定である。

6. 結 語

本小論で、著者らは、スラブの形状とスラブ内地震活動の分布との対応を基に、東海地域においてスラブ内応力場がつくられる主要因の一つは、すでに沈み込んだスラブの形態に沿うように、後から押し寄せてくるプレートが成形されるときに生じる、スラブの収束変形であるという仮説を提唱した。この仮説を検証するためには、スラブが各場所でどの方向に収束運動しているか、その詳細を明らかにする必要があるが、これについての十分なデータはまだない。この問題に関しては、カップリング域よりも深いところの情報を得るのに難点があるとはいえる、GPS データを用いたバック・スリップ解析の今後の一層の進展に期待したい。

ところで、スラブ内応力は MATSUMURA (1997) が解析しているように、プレート間カップリングの影響を受ける。東海地震予知のための地震活動の監視では、特に、プレート間カップリングの状況が変わったことを示す地震活動の変化に注意する必要があるが、そのような変化を効果的に検出するためにも、プレートの通常の沈み込み運動に付随して発生しているスラブ内地震活動の特性を把握しておくことは大きな意義がある。著者らは、本小論で提唱した仮説の検証作業を更に進めていきたいと考えている。

なお本稿は、『平成 9 年度東京大学地震研究所共同利用・研究集会（課題番号：1997-W-2-09）「フィリピン海プレート：その構造とテクトニクス・火山活動との関係』において発表した内容を基に、その時の議論に啓発されてまとめたものである。

謝 辞

防災科学技術研究所の野口伸一氏及び名古屋大学の山崎文人氏からお寄せいただいた丁寧な査読コメントとご批判は、本小論の改善にたいへん役立ちました。また、東京大学地震研究所の山科健一郎氏からは、論文の構成、内容それぞれに対して有益なご意見をいただきました。これらの方々に厚く感謝いたします。

文 献

- 青木治三, 1985, 東海地方の地震活動とテクトニクス, 月刊地球, 7, 159-167.
浜田信生・吉田明夫・橋本春次, 1983, 気象庁震源計算プログラムの改良, 駿震時報, 48, 35-55.
Ito, K., 1990, Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, *J. Phys. Earth*, 38, 223-250.
気象庁地震予知情報課, 1997, 東海地方における地震活動の変化, 地震予知連絡会会報, 58, 320-326.
MATSUMURA, S., 1997, Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity

原田智史・吉田明夫・明田川保

- pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, **273**, 271-291.
- 望月英志・吉田明夫, 1986, 東海地方の地震の発震機構の特徴, 地震学会講演予稿集, No. 1, 58.
- 野口伸一, 1996, 東海地域のフィリピン海スラブ形状と収束テクトニクス, 地震, **2**, 49, 295-325.
- 鷺谷 威, 1998, GPS 連続データから推定されるフィリピン海プレート北端部におけるプレート間相
互作用とテクトニクス, 地震研究所彙報, **73**, 275-290.
- 瀬野徹三・魏 東平, 1998, 極東地域のプレート運動: 残された課題, 月刊地球, **20**, 497-504.
- UKAWA, M., 1982, Lateral stretching of the Philippine Sea plate subducting along the Nankai-
Suruga trough, *Tectonics*, **1**, 543-571.
- WESSEL, P. and W.H.F. SMITH, 1995, New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans. Amer. Geophys. U.*, **76**, 329.
- 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.

(Received December 16, 1998)

(Accepted March 10, 1999)