山梨県東部の最近の地震活動とその地学的意味

防災科学技術研究所* 野 口 伸 一

気象研究所** 吉 田 明 夫

Recent Seismic Activity in the Eastern Yamanashi Prefecture and Its Tectonic Implications

Shin'ichi NOGUCHI

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 3-1,
Tennodai, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

and Akio YOSHIDA

Meteorological Research Institute, 1-1, Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

(Received February 12, 1991; Accepted November 7, 1991)

Spatial and temporal variations of seismicity in the eastern Yamanashi Prefecture during the period January 1, 1980 through September 30, 1990 are investigated in detail on a basis of precisely determined hypocenters and magnitudes. It is suggested that a fracture boundary exists in the Philippine Sea plate extending from northwest of Manazuru headland toward the mid of the eastern Yamanashi seismic zone. Seismicity in the eastern Yamanashi is high on its west side. In particular most earthquakes in the depth range below 20 km occur to the west of the extension of the fracture boundary. On the other hand the August 8, 1983 earthquake with an M 6.0 and most of its aftershocks occurred on the east side of the fracture at relatively shallow depth around 20 km distributing along an inclined plane to the north. We consider that the cause of the 1983 earthquake was rebounding of the land plate dragged by the subducting Philippine Sea slab in the east side of the fracture boundary. After the 1983 earthquake noticeable changes in seismicity were observed on the west side of the fracture. There has been recognized a seismic gap in the eastern Yamanashi seismic region. A part of the seismic gap was filled with aftershocks of the September 5, 1988 earthquake with an M 5.6. In the rest of the gap, whose volume is about $3 \times 4 \times 6$ cubic km, seismicity seems to have decreased further since the occurrence of the M 5.6 earthquake in 1988, and it is expected that an M 5-6 earthquake will occur in the near future to fill the gap.

Key words: Eastern Yamanashi seismic region, Fracture in the Philippine Sea plate, Seismic gap.

§ 1. 序

山梨県東部の地震活動域は、伊豆半島を八の字型に挟む駿河・相模両トラフを陸上に延長した接合部付近に位置しており、関東・東海地域の地震データに基づくプレートの研究の中で、ここは、フィリピン海プレート(以下 PHS プレートと略記する)と大陸プレートの衝突境界にあたると考えられている [例えば、石橋 (1980)、笠原 (1985a)]. その北西側には、PHS プレートの沈み込

みを示す地震がみられないが、最近、微小地震の変換波の観測からこの地域での PHS スラブ上面に相当するとみられる境界面が調べられている [堀内・他 (1989)、涌井・北村 (1989)、IIDAKA *et al.* (1990)、飯高・他 (1990)、津村・他 (1990)].

石橋 (1988a, 1988b) は、広範囲の観測データから、衝突する伊豆地塊と関東下にもぐり込む PHS プレートすなわち関東スラブの間に、PHS プレート内の断層があると考え、西相模湾断層説を提唱した。これによれば、伊豆半島東沖から北北西に走る想定西相模湾断層の東西で PHS プレート上面は著しい段差を持ち、関東スラブ

* 〒305 茨城県つくば市天王台 3-1

** 〒305 茨城県つくば市長峰 1-1

はその断裂の所で左横ずれしつつ伊豆地塊の下にもぐり込んでいる。山梨県東部の地震活動域は、西相模湾断裂境界の西側に位置しており、箱根火山北方から浮揚性沈み込みをしている伊豆地塊（伊豆内弧部分）先端での陸側プレートとの衝突域に相当する。

一方、吉田（1990）は、神奈川県西部の小田原付近から北側の山梨県境付近までの約 30 km の帯状の地震活動域に着目し、この地震帯西縁の境界は真鶴岬の北西から山梨県東部に直線的に延びていて、かつ震源の垂直断面分布からその西縁はほとんど鉛直な面とみなせること、この地震帯の南北の地震活動に相関がみられること、さらにこの地震帯西縁を北に延長した所を境に山梨県東部の地震活動度が東西で著しく異なることなどから、この地震帯西縁が PHS プレート内の断裂を現わしており、この東側の関東スラブは衝突する伊豆地塊に対して左横ずれしつつ関東平野下に沈み込んでいると考えた。

いずれにせよ、山梨県東部の地震活動域は、これら想定断裂面の北側延長上付近に位置しており、この断裂を

介して神奈川県西部の大地震、いわゆる小田原地震〔石橋（1977）、ISHIBASHI（1985）、笠原（1985 b）、坂田（1987）〕の発生とも関係を持つことが予想される。また、過去、山梨県東部域で、1923 年関東地震（ M 7.9）前後や 1930 年北伊豆地震（ M 7.3）の後、また 1931 年 6 月の東京都中部地震（ M 6.3）や 1931 年 9 月の西埼玉地震（ M 6.9）の前に顕著な地震活動があったことが知られており〔例えば、宇津（1979）、石橋（1980）、吉田・浜田（1989）、YOSHIDA and HAMADA（1991）〕、山梨県東部の地震活動と関東周辺での広域の地震活動との関連、連動性が注目される。

山梨県東部は、このように関東周辺における地震の相互関係、発生様式を解明する上で要となる活動域であり、テクトニックな場の一つの敏感点にあたっていると考えられる。ここでは、神奈川県西部に想定される PHS プレートの断裂との関連に注意しながら、山梨県東部活動域の震源分布の特徴と最近の地震活動の時間変化を詳しく調べ、それら地震活動の特徴に含まれるテクトニックな意義を考察する。

Fig. 1. Epicentral distribution of earthquakes with $M \geq 0.0$ and depth ≤ 50 km for the period from January 1, 1980 through September 30, 1990. Solid lines are major traces of active faults.

Fig. 2. (a) Magnitude-cumulative frequency distribution, and (b) magnitude-time distribution, for earthquakes shown in Fig. 1.

§ 2. 山梨県東部～神奈川県西部の震源分布

Fig. 1 は、1980 年 1 月～1990 年 9 月の期間における山梨県東部を含む 35.1°N ～ 35.8°N , 138.6°E ～ 139.6°E , 深さ $0\sim 50\text{ km}$ の地震の震央分布である。山梨県東部の地震集中域は、後で示すように丹沢山地西側の都留市～道志村直下のはば $15\sim 28\text{ km}$ の深さにある。Fig. 1 の震源とマグニチュードは、防災科学技術研究所のルーチン処理データから各観測点での P, S 波の走時偏差およびマグニチュード残差の平均値を求め、元のデータに各々補正を施して再決定したものをを用いている。この地域では、日中のある時間帯に限って特定地域に震源が求まる発破と判断されるものが相当見いだされた。これは既にルーチン化されている発破データの除去 [松村 (1985)] の条件からはずれるものが最近増えてきたためと考えられ、新たに地域と時間帯を指定してそれらは除外した。

Fig. 2(a), (b) は、Fig. 1 の地震についてみた M の積算度数、および M - T 分布である。1984 年 4 月以降は観測点の配置はほぼ一定となり、南関東地域での $M\geq 1.3$ 程度の地震はほとんど漏れなく検出されていると考えられる [例えば、PAPANASTASSIOU and MATSUMURA

(1987)]. しかし、全期間を通した 1980 年以降では、Fig. 2(b) からほぼ $M\geq 1.5$ について漏れなく観測されていると推定されるので、§ 3 における地震活動の時間変化の解析は $M\geq 1.5$ について行った。なお、防災科学技術研究所の観測網では、地震の規模が大きくなると多くの観測点で最大振幅がスケールアウトする [例えば、野口 (1990)] ため、Fig. 2 の大きな地震の M は信頼度が低い。そのため、以下、 $M 5$ 以上の地震の M は気象庁によっている。

Fig. 3 は、山梨県東部～神奈川県西部の地震の震央分布を深さ $10\sim 20\text{ km}$ と $20\sim 30\text{ km}$ に分けて示したものである。(a) の深さ $10\sim 20\text{ km}$ の分布には、真鶴岬北側から丹沢山地にかけて帯状の活動域がみられる。吉田 (1990) は、この地震帯を ‘道志-小田原サイスミックゾーン’ と呼び、その西縁の南端から折れまがりさらに伊豆半島の丹那断層に続くラインに着目して、そこが PHS プレート内の断裂を表わしていると考えた。以下では、Fig. 3 に太い破線で示されたこの地震帯の西縁およびその鉛直下方に想定される境界面を ‘WB’ と略記する。一方、石橋 (1988a, b) は、約 35°N の伊東沖から真鶴岬東側を通して 35.4°N 付近にかけて、ほぼ図中の細い破線を上端の地表投影とする PHS プレート内の断裂が存在するとして、それを西相模湾断裂 (WSBF) と略記する) と名づけた。‘道志-小田原サイスミックゾーン’ は、ほぼこのふたつの想定断裂境界にはさまれる。Fig. 3(b) の深さ $20\sim 30\text{ km}$ の震央分布では、小田原付近の地震はみられず山梨県東部の地震が顕著である。そして、その主要な活動域の東縁は WB の北側延長線とはば一致している。また、西縁も 138.9°E よりやや東側で南北に明瞭である。なお、これら深さ $10\sim 30\text{ km}$ の地震活動域の西側には火山フロントが走り、WB の南端付近で交差している。

次に、Fig. 4(a) のような矩形領域について、震源の鉛直分布を調べることにする。Fig. 4(b) は、山梨県東部の活動域を含む AA' から神奈川県西部にいたる DD' 領域 (各々幅約 13 km) について、WB に直交する断面でみた震源鉛直分布である。図中央の破線は、WB 境界面およびこれを北側に延長した線を示す。まず、AA' 断面では、おもに山梨県の道志下方、深さ 20 km 前後から西側に分布する震源域、およびより深い WB 西側の震源のかたまりが顕著である。BB' 断面でも、WB を境に震源分布の特徴が異なり、WB からその西側約 9 km 位までは深さ約 $17\sim 25\text{ km}$ に震源が集中している。WB の東側では深さ 15 km くらいから B' 方向 (東北東) に深くなって傾く震源の並びがみられる。なお、BB' 断面の西側延長に位置する火山フロント沿いの富士山の下では、

Fig. 3. Epicentral distribution of earthquakes during the period from April 1, 1984 through September 30, 1990, for $10 \leq \text{depth} < 20$ km (a) and $20 \leq \text{depth} < 30$ km (b). The thick broken line segment (abbreviated as WB) shows the surface projection of the vertical fracture in the Philippine Sea plate proposed by YOSHIDA (1990). In Figure (a) the western margin of the high-seismicity area in W. Kanagawa corresponds to the fracture boundary WB. Most earthquakes with $20 \leq \text{depth} < 30$ km in E. Yamanashi are concentrated on the west side of the northern extension of the WB. The broken curve WSBF indicates the surface projection of the upper edge of the West-Sagami-Bay fracture proposed by ISHIBASHI (1988a, b). Solid lines show major traces of active faults.

Fig. 4(a). Epicentral distribution of earthquakes with $\text{depth} \leq 35$ km. Rectangular areas A-A' to D-D' (E-E' and F-F') correspond to the cross sectional areas shown in Fig. 4(b) (Fig. 4(c)). Solid lines show major traces of active faults.

深さ 10 数 km に地震活動がある。

次に、Fig. 4(b) の CC' 断面において、WB の西側は、AA', BB' 断面とは対照的に地震活動が極めて低い。WB 東側の震源は、深さ 10~20 数 km の範囲にあり、全体として C' 方向（東北東）に傾く分布の特徴が見られる。さらに、DD' 断面でも、WB の西側は AA', BB' 断面と対照的に 10 数 km 以深の地震はほとんどみられず、火山フロント沿いの箱根の下の浅い地震のみである。WB からその東側の小田原付近までは、深さ 15 km 前後に震源が集中し、それより浅い部分に地震がみられない。この小田原の下薄い震源分布は、その北側の BB' や CC' 断面では震源が深さ方向に 10 km 程度の厚さを持つことと比べると特徴的である。

Fig. 4(b) の断面 CC' と DD' の東側半分の震源分布が吉田 (1990) による「道志-小田原サイスマックゾーン」を示し、その西端の形状は、吉田 (1990) のように、第一近似としてほぼ鉛直な面と見なしでも差し支えない。また、WSBF の上端に対応する位置 (CC' 断面では WB の東約 6~7 km, DD' では小田原の下付近) の東西で震源の深さ分布に著しい違いはみられず、むしろ全体と

Fig. 4(b). Vertical cross sections of the hypocenters located within the rectangular areas A-A' to D-D' in Fig. 4(a). The vertical broken line shows the location of the WB.

Fig. 4(c). Vertical cross sections of the hypocenters within the rectangular areas E-E' and F-F' in Fig. 4(a). The foci of the 1923 Kanto earthquake ($M 7.9$) [after HAMADA (1987)] and the August 5, 1990 earthquake ($M 5.1$) are shown in the E-E' section.

して東北東へ傾斜する形状を示している。

Fig. 4(c) は、Fig. 4(a) の EE' と FF' 領域 (各々幅 10 km) の震源を WB に平行な北北西-南南東方向の鉛直断面でみたものである。WB 東側の EE' 領域のうち、深さ約 10~20 km の地震が '道志-小田原サイスミック・ゾーン' に対応している [Fig. 3(a) 参照]。また WSBF の位置も EE' 断面に含まれている。この EE' 断面の震源分布の下端部に着目すると、小田原付近の深さ 15 km 前後から山梨側の 26~27 km 位まで全体として勾配約 20° の傾斜した並びが認められる。また、山梨県側のより浅い 20 km 前後には、別の傾斜した震源密集域がみられるが、これを南側 (E' 方向) の浅部に延長すると、小田原の下では浅い地震を欠くようにみえる [Fig. 4(b) の DD' 断面参照]。1990 年 8 月 5 日に発生した $M 5.1$ の地震は、図中のように深さ 17 km に位置する。また、浜田 (1987) により再検討された 1923 年関東地震 ($M 7.9$) の震源位置 (深さ 25 km) も示してある。

Fig. 4(c) の FF' 断面では、南部 (F' 側) の地震はほと

1 Jan. 1980 - 30 Sep. 1990, 10-30 km

Fig. 5(a). Epicentral distribution of earthquakes with $10 \leq \text{depth} \leq 30$ km and $M \geq 1.5$. Rectangular areas X-X' and Y-Y' correspond to cross sectional areas shown in Fig. 5(b).

んど箱根の約 10 km 以浅の地震のみである。山梨県東部の定常的活動を代表する F 側の震源集中域は深さ 17~27 km にあり、上部の無震域との境界が明瞭である。この断面方向でみて、震源域上端部は深さ 22 km 位までは勾配 30° 前後の直線の形状を示し、22 km 以深では、より勾配が急で先端部が狭まる特徴を示している。

以上のように、山梨県東部～神奈川県西部の地震について、WB を基準にすると、その東西で震源分布に顕著な対照性がみられ、山梨県東部の主要な活動は WB の西側に、神奈川県西部の活動域は WB の東側に位置する。いま、WB を関東スラブと伊豆地塊の境界とすると、Fig. 4(c) の EE' 断面では、関東スラブ上面が伊豆南東沖付近の海底から山梨県側の深さ 20 km 前後まで滑らかなにもぐり込む構造が考えられる。一方、Fig. 4(c) の FF' 断面において、伊豆内弧の沈み込み口を石橋 (1988 a, b) のように箱根火山北方に置くと、WB 西側のスラブは山梨東部の震源密集域に高角度でもぐり込み、その上面の形状は WB 東側の関東スラブ上面の形状とは著しく異なる。この地域周辺のスラブの形状については、§ 4 で議論する。

§ 3. 地震活動の時間変化と空白部の形成

次に、山梨県東部の地震活動について、Fig. 5(a) のような WB を含む矩形域 YY' および WB に直交する矩形域 XX' をとり、Fig. 5(b) の (I)~(V) のように震源鉛直分布の時間変化を調べる。対象とする地震は、1980 年 1 月 1 日~1990 年 9 月 30 日の $M \geq 1.5$ 、深さ 10~30 km である。

まず、Fig. 5(b) の (I), (II) はそれぞれ 1980 年 1 月 1 日~1983 年 8 月 7 日、および 1983 年 8 月 8 日~8 月

末の分布である。XX' 断面の鉛直の破線が、WB を XX' 領域に延長した線を表わす。(II) の期間の多くは 1983 年 8 月 8 日 12 時 48 分 (JST) に発生した $M 6.0$ とその余震で、ほぼ 18~21 km の深さに位置する。XX' でみると、震源域は主に WB 付近からその東側に約 6~7 km に渡って広がり、本震はその東端に位置していて、井元・他 (1984) の結果と調和する。また、YY' 断面でみると、全体として Y 方向 (北北西) に緩く傾斜した分布形状を示している。前後の期間の地震の多くが WB の西側に分布しているのに対し、この 1983 年 8 月の地震は WB 近傍から東側の比較的浅い深さ 20 km 前後の破壊であることがひとつの特徴である。

次に、Fig. 5(b) の (III) は、1983 年 9 月 1 日~1988 年 9 月 4 日まで約 5 年間の震源分布である。先の 1983 年 8 月の地震の余震域での活動の他に、XX' 断面では WB 西側の深さ 20~25 km にも集中域が見られる。YY' 断面では、全体に北北西に傾斜した分布を示し、1983 年 8 月の地震の余震域はその上面に沿っているように見える。また、この期間、WB 西側の深さ 21~27 km 位に周囲に比べ地震活動がきわめて低い領域があることに気が付く。このうち破線で示した楕円域に、次に述べる $M 5.6$ の地震が発生した。

Fig. 5(b) の (IV) は、1988 年 9 月 5 日~9 月末までを示し、ほとんどが 1988 年 9 月 5 日 00 時 49 分の $M 5.6$ とその余震である。これらは WB 延長面の西側の深さ約 24~27 km に位置し、前述のようにそこはそれまで活動がほとんどない空白域であった。Fig. 5(b) の (V) は、その後 1988 年 10 月から最近 1990 年 9 月末までの震源分布である。おもに 20 km 以浅と 1988 年 9 月 5 日の $M 5.6$ の震源域 (実線の楕円) で活発な活動が見られ、これらの震源域に挟まれた深さ 21~24 km の領域 (破線の楕円) は依然として空白状態を示している。

Fig. 5 の震源分布と地震活動の特徴から、次に、深さ範囲を 17~21 km, 21~24 km および 24~27 km の 3 つに分けて、各薄層の震央分布を時間順に示すと Fig. 6 のようになる。前述のように、1983 年 8 月の地震は、おもに 17~21 km の深さにおいて、WB の北側延長線付近からその東側に位置している。しかし、これ以外の活動は、おもに WB 延長線の西側にあり、震源が深くなるほど WB 延長の走向よりも西側にふれて配列する傾向がみられる。

Fig. 6 の主要な活動域の時間変化をより詳しくみるため、 35.5°N , 139.0°E を中心に、緯度、経度各々 0.05° 毎 (約 $5.5 \text{ km} \times 4.5 \text{ km}$) の 8 個の小領域 A~H に分割し、さらに上記 3 つの深さ範囲に分けて $M \geq 1.5$ の地震の積算回数変化を調べた (Fig. 7)。Fig. 7 の各積算曲線の変化

Fig. 5(b). Temporal variation of hypocentral distribution with $M \geq 1.5$ in the cross sectional areas X-X' and Y-Y' for the period from January 1, 1980 through September 30, 1990. The vertical broken line in X-X' shows the location of the northward extension of the WB. Section II (August 8-31, 1983) shows that the August 8, 1983 earthquake with an $M 6.0$ and its aftershocks are distributed at relatively shallow depths around 20 km, mostly nearby and to the east of the WB. The latest section V (October 1, 1988-September 30, 1990) shows a small seismic gap just west of the WB at a depth range 21-24 km, as encircled by the broken curve.

から、以下のような特徴が挙げられる（番号は、Fig. 7 に対応する）。

(1) 全期間を通して最も大きな 1983 年 8 月 8 日の

$M 6.0$ の地震の余震活動は、主に深さ 17~21 km の B 域と C 域にまたがり、一部は南側の F と G、東側の D と H にも拡大している (Fig. 6)。WB 東側の C 域の余震

Fig. 6. Changes in seismicity with $M \geq 1.5$ and in the depth ranges 17–21, 21–24 and 24–27 km, respectively. Cumulative number of earthquakes within the small blocks A to H are shown in Fig. 7.

Fig. 7. Cumulative number of earthquakes with $M \geq 1.5$ and depth ranges 17–21, 21–24 and 24–27 km in each block shown in Fig. 6 for the period from January 1, 1980 through September 30, 1990. The arrows indicate times of remarkable changes in seismicity. Refer to the text for the details of (1) to (6).

活動は1985年1月下旬に終息し、この間1983年8月8日からの160個を除くと、C域の定常的活動は高くない。西側のB域の余震活動は1984年3月頃に収まったが、C域と対照的に1985年1月末から再び活発化傾向を示している。また、A域、B域の深さ21 km以深の地震活動は、1983年8月のM6.0の地震の後、いくぶん増大したようにみえる。

(2) 2番目に大きな1988年9月5日のM5.6とその余震は、B域の深さ24~27 kmで発生し、以後1990年4月まで活発である。しかし、この地震前の1980年初めから約8年8カ月間は活動が低く、 $M \geq 1.5$ の数は9個で、その最後の地震は1987年10月29日のM2.0であった。

(3) 3番目に大きな1989年7月1日のM4.5の地震はB域の深さ17~21 kmに発生した。この地震前の1988年12月から半年間 $M \geq 1.5$ の地震のない期間が継続した。

(4) B域の深さ21~24 kmでは、その上下の領域で(1)、(2)、(3)が発生したにも関わらず、全期間を通して活動は低く $M \geq 1.5$ の地震総数は30個である。詳しくみると、この領域の下側で発生した1988年9月5日のM5.6の地震前後を境に、さらに一層活動が低下した傾向が認められる。

(5) 南側F域の深さ21~24 kmでは、1984年9月末に積算回数の変化に顕著な折れ曲がりが見られ、これ以後1990年7月末までの $M \geq 1.5$ の地震の単位時間あたりの発生回数は、それ以前の半分以下に減少した。その後、1990年8月19日にこの領域としては珍しくM3.1を含む3個の地震が発生した。また、F域の24~27 kmでは、1988年11月3日のM1.7の地震以後1990年9月末現在まで活動がみられない。

(6) またF域の西側のE域の深さ17~21 kmおよび21~24 km、北側A域の深さ24~27 kmにおいても、 $M \geq 1.5$ の地震は各々1987年1月以降、1988年2月以降および1989年1月以降減少傾向を示している。

以上、山梨県東部の $M \geq 1.5$ の地震活動を小領域に分けやや細かく調べると、領域毎に興味深い特徴がみられた。特に1983年8月8日のM6.0の発生と関連して、B域周辺、すなわちほぼ35.5°N, 139.0°Eの北西側の4 km×5 km程度の広がりを持つ深さ17~27 kmの領域と周辺の地震活動の時間変化が注目される。とりわけ、B域の深さ21~24 kmの体積にして $3 \times 4 \times 6 \text{ km}^3$ 位の領域は、その上下領域での顕著な活動とは対照的に地震活動が極めて低く、現在空白域の様相を示している[Fig. 5(b)の最近の断面図参照]。また、B域の西側~南西~南側、すなわちWB境界延長の西側のいくつかの領

域でも最近地震活動が系統的に低下する傾向が見られる。

§ 4. 考察・議論

まず、前節の山梨県東部の空白部について、周辺の地震活動の推移と合わせて考えると、Mogi (1979) による第1種の空白域であり、かつまた第2種静穏化域とも見ることができる。すなわち、その上下領域では、最近顕著な地震が発生してそれらの余震活動で空白がほぼ埋まったのに対して、そこは未破壊域のまま残っており、かつ近年地震活動の非常に低い状態が続いている。前述のように、1988年9月5日のM5.6の地震によって、それまで存在していた空白域の約半分が埋まっており、現在残っている空白域に今後も応力集中が進めば、そこにM5~6級程度の地震が発生しておかしくはない。

次に、神奈川県西部から山梨県東部にかけての地震活動にみられるWBとその北方延長線を境とした顕著な対照性について、そのテクトニックな意味を考えてみる。石橋(1988a, b)は「西相模湾断裂」の性格について、衝突している伊豆ブロックと、PHSプレートとともにN30°W方向[石橋(1984)]に沈み込む関東スラブとの相対的な動きを解消するためのPHSプレート内の裂け目であるとしている。WB両側での地震活動の顕著な対照性は、WBがこの断裂境界面に対応することを強く示唆する。しかし、WBの東側で地震面は北北東~北東方向に次第に深くなっており[例えば、Fig. 4(b)]、WBのところで東側の関東スラブが西側の伊豆地塊の下に沈み込むとするのは無理がある。吉田(1990)のように、関東スラブのもぐり込みによる伊豆ブロックの西方への短縮変動はない、すなわち関東スラブと伊豆ブロック間の相対運動ベクトルはそれらの境界面上にあると仮定し、関東スラブの沈み込み角度を30°、関東スラブと伊豆ブロックの相対運動方向をN30°W、WBの走向をN10°Wとして計算すると、WBは西下がりに約60°傾くことになる。しかし、実際には、WBを横断するFig. 4(b)や吉田(1990)の震源分布断面のように、WBは第一近似的にほとんど鉛直とみなせるから、背理法的にいったん関東スラブと伊豆ブロックの相対運動方向はN30°Wよりも北向きであると考えられる。例えば、その相対運動方向がWBの走向と同じであれば、WB面は鉛直であってかまわない。

また、WB付近での発震機構解から求めたP軸の方位分布は、ほぼ北西-南東方向であり[例えば、鈴木(1989)]、上で推定したWB面での相対運動方向と矛盾しない。また、鈴木(1989)は、1980~1985年の山梨県東部の多数の地震(ただし、1983年8月8日~17日を

除く)のP軸方位について、 139°E より東側の平均方位は約 $\text{N}40^{\circ}\text{W}$ 、西側では約 $\text{N}60^{\circ}\text{W}$ としている。吉田・望月(1986)は、山梨県東部の地震は、横ずれ型と逆断層型の二種類に分類され、P軸の向きがふたつの型で系統的に異なり、逆断層型のP軸はより東西に近いとしている。注目されることは、彼らの示した横ずれ型と逆断層型の震央分布のうち、横ずれ型のほとんどが 139°E 以東のWB延長線よりも東側に、逆断層型の半数以上がWB付近とその西側に位置することである。これらのことは、山梨県東部ではほぼWB延長線付近を境にして、西側では東側に比べより東西方向の圧縮力を持つことを示している。なお、鈴木(1989)は、山梨県東部～神奈川県西部にかけては、真鶴岬北西から道志村東方へ向かうWBよりやや南北に近い線を境に、西側のP軸が東側に比べ系統的により東西方向に偏向するとしている。

1983年8月8日の山梨県東部の $M 6.0$ の地震とその余震は、前述のようにWB付近とその東側約6~7kmの、深さ20km前後という比較的浅部に発生したことが大きな特徴である。井元・他(1984)によれば、本震の発震機構は横ずれ型で、P軸はほぼ北西-南東であるが、ふたつの節面の走向のいずれも余震分布と一致しない。また、余震は横ずれ型と逆断層型が混在し、応力場と媒質の複雑性を示唆するが、余震は§2,3でみたように、北側にゆるやかに傾斜して分布する。また、古川・井元(1986)によると、山梨県東部の20km以浅のP波速度は、 6.1 km/sec で上部地殻の花崗岩質層に対応する。また、YOSHIDA(1980)による海洋プレートの沈み込みに伴う歪の蓄積過程と地震活動様式によると、歪の蓄積に積極的な役割を果たしているのは海洋プレートの運動であり陸側プレートは受動的立場にあるが、大地震発生時はもっぱら陸側プレートが動き、余震活動も陸側プレート内で多く発生する。これらのことから、著者達は、1983年8月の山梨県東部の地震は、沈み込む関東スラブと陸側プレート間のカップリングに起因した主に陸側プレート内の破壊現象であったと考える。

以上のような山梨県東部と神奈川県西部の震源分布と地震活動の特徴、吉田(1990)が想定したWBの山梨県東部への延長、および両地域を含む広範囲のいろいろな方向の震源鉛直断面図を参照して、フィリピン海プレート上面の等深度線を求めるとFig.8のようになる。これは大局的なPHSプレート上面[例えば、野口(1985)、石田(1989)]と調和するが、WBを境にPHSプレート上面の走向・傾斜は異なり、WB東側は関東スラブのもぐり込み場、西側は陸側プレートとの衝突域を表わしている。

Fig.8のプレート形状から、WB東側に発生した

Fig. 8. Iso-depth contours of the upper plane of the Philippine Sea plate around the fracture boundary WB.

1983年8月の $M 6.0$ の地震によって、関東スラブのカップリングが変化し、それがWB西側ブロック内の応力場に影響を与えたことが推定される。実際、1983年8月の地震発生後、WB西側のいくつかの領域の定常的活動が顕著に変化し(Fig.7)、特に、WB境界付近にあるB域(Figs.6,7)では、深さ17~21kmおよび24~27kmでの活発化およびその中間域での空白化傾向がみられた。地震活動が厚さ3~4kmの領域ごとにそれぞれ増大、低下と変化したことは、この程度のスケールで媒質の強度と凝着力が異なり、それぞれに固有の破壊・変形運動をしたためと考えられる。

また、Fig.8およびFig.4(c)のEE'断面から、1990年8月5日の $M 5.1$ はスラブ内の地震と推定される。この地震より浅部の小田原を中心とした地域は、地震活動のドーナツ・パターンの特徴を示している[例えば、吉田(1990)]。Fig.8とFig.4(c)のEE'断面によると、この空白域は、もぐり込む関東スラブの上面付近に対応する。神奈川県西部に繰り返される $M 7$ 級地震いわゆる小田原地震の断層運動様式として、左横ずれ型が推定されている[石橋(1988a, b)]が、プレート境界の低角逆断層型となる可能性も否定できないのではなかろうか。

なお、山梨県東部の震源域の西端、 138.9°E よりやや東側においても、§2で述べたように地震活動のない西側との境界が明瞭である(例えばFig.1)。このような震源分布の特徴および地震波高速度層の解析から、この西側に延長してPHSプレートを考えることは難しい[例えば、石田(1990)]。しかし、変換波の観測から、この震源密集域の西側や北西側の無震域にも速度不連続面が推

定されている〔涌井・北村 (1989), IDAKA *et al.* (1990), 飯高・他 (1990)〕。速度不連続面の実体と‘見えないプレート’の存在の有無を明確にすることは、山梨県東部～神奈川県西部の地震活動のテクトニックな意味、および関東地域の PHS スラブの範囲と形状〔例えば、岡田 (1990) によるレビュー〕を解明する上で不可欠なことである。

§ 5. ま と め

(1) 最近の微小地震データから、神奈川県西部から山梨県東部にかけて分布する深さ 10～20 km の地震帯の西縁は、吉田 (1990) が着目したように、真鶴岬北西から山梨県東部の震源密集域の東端部まで直線的に延び、ほぼ鉛直な境界面とみなせる。神奈川県西部の活動域はこの境界面 (WB) の東側に、山梨県東部の主要な活動域はその西側にあり、著しい対照性を示している。

(2) この WB をフィリピン海プレート内の断裂とすると、WB 東側はフィリピン海スラブの関東下へのもぐり込み場、WB 西側は浮揚性沈み込みをする伊豆地塊と内陸プレートとの衝突場とみなせる。1983 年 8 月 8 日の $M 6.0$ の地震は、関東下に沈み込むフィリピン海スラブと陸側プレートのカップリングに起因したプレート境界とその上盤陸側プレート内での破壊現象と考えられる。

(3) 1980 年 1 月 1 日～1990 年 9 月末までの、山梨県東部の $M \geq 1.5$ の地震の震源分布とその時間変化を領域を区切って詳しくみると、 35.5°N , 139.0°E の北西側 (WB 西側) の深さ 21～24 km に、その周辺に比べて著しく地震活動の低い空白域が認められる。また、WB の南～南西側のいくつかの小領域でも 1985 年前後から最近にかけ地震活動が目だって低下する傾向がみられ、今後の活動の推移が注目される。

(4) 神奈川県西部の小田原を中心とした地域では、1935 年以来 $M 5$ 以上の地震の発生を見ず、1988 年初めからは $M 2.5$ 以上の地震活動も顕著に低下していた〔吉田 (1990)〕が、1990 年 8 月 5 日、WB 東側に $M 5.1$ の地震が発生した。山梨県東部と神奈川県西部は、フィリピン海プレート内の断裂を介してテクトニックに密接な関係にあると考えられることから、山梨県東部の地震活動と合わせて神奈川県西部の地震活動についても注意深く見ていく必要がある。

謝 辞

防災科学技術研究所の松村正三氏、岡田義光氏からは、地震データについて有益なご教示をいただきました。また、建築研究所の石橋克彦氏および査読者からは、

草稿に関して有益かつ適切なご助言をいただきました。ここに感謝の意を表します。

文 献

- 浜田信生, 1987, 1923 年関東地震の震源の深さについて, 駿震時報, **50**, 1-6.
- 堀内茂木・河野俊夫・村上栄寿・仁田交市・松本 聡・長谷川 昭・高木章雄, 1989, 沈み込んだフィリピン海プレートの先端部付近からの反射波について, 地震学会講演予稿集, No. 1, 69.
- 古川信雄・井元政二郎, 1986, 地震発生域の地震波速度—山梨県東部地震—, 地震 **2**, **39**, 35-45.
- IDAKA, T., M. MIZOUE, I. NAKAMURA, T. TSUKUDA, K. SAKAI, M. KOBAYASHI, T. HANEDA and S. HASHIMOTO, 1990, The upper boundary of the Philippine Sea plate beneath the western Kanto region estimated from S-P-converted wave, Tectonophysics, **179**, 321-326.
- 飯高 隆・溝上 恵・中村 功・佃 為成・酒井 要・小林 勝・羽田敏夫・橋本信一, 1990, 伊豆半島北部周辺のプレート境界近傍での変換波について, 地震学会講演予稿集, No. 2, 153.
- 井元政二郎・島田誠一・岡田義光・笠原敬司・大竹政和, 1984, 1983 年 8 月 8 日 山梨県東部の地震 ($M 6.0$) とその前後の地震活動について, 国立防災科学技術センター研究速報, 57 号, 1-13.
- 石橋克彦, 1977, 「西相模湾地震」の可能性と東海地震との関連, 地震予知連絡会東海部会資料, 53-68.
- 石橋克彦, 1980, 伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス, 月刊地球, **2**, 110-119.
- 石橋克彦, 1984, 南部フォッサマグナ地域のプレート運動—日本海沈み込み説の適用—, 月刊地球, **6**, 61-67.
- ISHIBASHI, K., 1985, Possibility of a large earthquake near Odawara, Central Japan, preceding the Tokai earthquake, Earthq. Predict. Res., **3**, 319-344.
- 石橋克彦, 1988a, “神奈川県西部地震”と地震予知 I, 科学, **58**, 537-547.
- 石橋克彦, 1988b, “神奈川県西部地震”と地震予知 II, 科学, **58**, 771-780.
- 石田瑞穂, 1989, フィリピン海プレート北端部でのプレートの沈み込み—その 2, 地震学会講演予稿集, No. 1, 46.
- 石田瑞穂, 1990, 関東・東海地域の地震活動とプレート構造, 地質ニュース, 432 号, 18-26.
- 笠原敬司, 1985a, プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, 35 号, 33-137.
- 笠原敬司, 1985b, 関東南部における大地震再来周期について, 月刊地球, **7**, 440-445.
- 松村正三, 1985, 国立防災科学技術センターの地震カタログに含まれる発破データの識別, 地震 **2**, **38**, 457-459.
- MOGI, K., 1979, Two kinds of seismic gaps, Pure Appl. Geophys. **117**, 1172-1186.
- 野口伸一, 1985, フィリピン海プレートの形状と茨城地震活動の特徴, 月刊地球, **7**, 97-104.

- 野口伸一, 1990, 最大速度振幅の距離減衰の地域性と地震のマグニチュード, 国立防災科学技術センター研究速報, 第 86 号, 1-40.
- 岡田義光, 1990, 南関東地域のサイスモテクトニクス, 地震 2, **43**, 153-175.
- PAPANASTASSIOU, D. and S. MATSUMURA, 1987, Examination of the NRCDP's (The National Research Center for Disaster Prevention) seismic observational network as regards I. Detectability-locatability II. Accuracy of the determination of earthquake source parameters, Rep. NRCDP, **39**, 37-65.
- 坂田正治, 1987, 小田原地震について, 防災科学技術, 61 号, 15-17.
- 鈴木宏芳, 1989, 関東・中部地域の地殻内地震の発震機構と地殻応力場, 国立防災科学技術センター研究報告, **43**, 1-125.
- 津村紀子・堀内茂木・長谷川 昭・笠原敬司, 1990, SP 変換波による山梨県東部におけるフィリピン海プレートの上部境界面の位置の推定, 地震学会講演予稿集, No. 2, 204.
- 宇津徳治, 1979, 1885 年～1925 年の日本の地震活動—M 6 以上の地震および被害地震の再調査—, 地震研彙報, **54**, 253-308.
- 涌井仙一郎・北村良江, 1989, 山梨・神奈川県境付近の地震にみられる顕著な位相, 地震学会講演予稿集, No. 1, 70.
- YOSHIDA, A., 1980, Antidislocation as a source of earthquake, Pap. Meteorol. Geophys., **31**, 7-14.
- 吉田明夫, 1990, 神奈川県西部の地震活動とその地学的意味, 地震 2, **43**, 205-212.
- 吉田明夫・浜田信生, 1989, 1931 年西埼玉地震の余震活動及びその前後の周辺地域の地震活動, 地震学会講演予稿集, No. 1, 149.
- YOSHIDA, A. and N. HAMADA, 1991, Redetermination of foreshocks, main shock and aftershocks of the Kita-Izu earthquake and the Ito earthquake swarm of 1930, J. Phys. Earth, **39**, 329-344.
- 吉田明夫・望月英志, 1986, 山梨県東部の地震の発震機構, 地震学会講演予稿集, No. 2, 44.