

日本海東縁地域の地震活動とメカニズム およびテクトニクス

三 雲 健*

Seismicity, focal mechanism and regional
tectonics in the regions along the eastern
margin of the Japan Sea

Takeshi MIKUMO*

Abstract

Extensive studies on seismic activity and focal mechanism of major to moderate-size earthquakes that occurred along the eastern margin of the Japan Sea and the northern part of the Fossa Magna regions are reviewed and discussed in relation to regional tectonics. The validity of a prevailing hypothesis is also tested from various observations to see if the Northeast Honshu arc is part of the North American plate.

Seismicity along the Japan Sea coastal regions extends southwestwards across the Toyama trough in one way, and also in other way to the northern Fossa Magna through a zone near the Shinano river. It has been noticed that the seismicity shows temporarily successive properties similar to migration phenomena. Five major earthquakes along the Japan Sea regions have been interpreted as having thrust-type mechanisms, and the depth distribution of aftershocks of two larger events and the dip of submarine active faults suggest an eastward dipping fault plane.

The maximum compressive stress derived from the focal mechanisms of more moderate-size earthquakes indicates E-W to ESE-WNW orientations, changing gradually from the northern to southwestern part of the coastal regions. In inland regions west of the northern Fossa Magna, the general trend appears oriented again in the ESE-WNW direction, which is found to be well consistent with the direction of principal compressive strains derived from geodetic triangulation surveys over the last 80 years.

All the above evidence suggests that the regions under consideration may be a tectonically active, convergent zone, and might be regarded as a zone of a possible plate boundary. There is no direct evidence, however, suggesting an eastward incipient subduction of the Japan Sea lithospheric plate, from observations of submarine topography and upper crustal structure beneath the regions.

Numerical calculations show that the suggested hypothesis could partly account for the observed directions of compressive stress in Northeast Honshu but is apparently inconsistent

* 京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Kyoto

with those in Southwest Honshu. The results suggest that the Northeast Honshu arc may better be regarded as a "micro-plate" which receives strong compressive stress not only from the westward movement of the Pacific plate but also from the west side. One of possible sources of the driving stress from the west side might be an eastward movement of the "Amurian plate" which is one of micro-plates detached from the Eurasian plate. Another possible source could be bilateral extension of the central Japan Sea region or of the regions covering Northeast China and the Korean peninsula.

I. ま え が き

日本列島は、構造的には中部日本を南北に走る 大地溝帯フォッサマグナによって東北日本弧と西南日本弧に大きく分けられる。しかしながら 従来は伊豆半島周辺を除けば、東北、西南日本弧の何れもユーラシア・プレートの東縁部を構成する一部と考えられてきた。1983年に 小林, 中村らによって提出された「東北日本=北米プレート」説は、日本海東縁部より フォッサマグナに到る地域が、北米プレートとユーラシア・プレートの境界である可能性を示唆し、この地域に大地震を発生させる主たる応力が何かという重要な問題を提起した。

本報告は、主として日本海東縁地域の地震活動とメカニズムをもとに、さらに地球物理学的、地形・地質学的データもあわせて検討し、上に述べた活構造地域とさらに広域にわたるテクトニクスを論ずることが目的である。

II. 東北日本プレート境界説

小林 (1983), 中村 (1983) による“東北日本=プレート境界説”は、数百万年前までは北海道中軸部の日高山脈沿いに縦断していた北米プレートとユーラシア・プレートの境界 (CHAPMAN and SOLOMON 1976) が、東北日本マイクロプレートが北米プレートに附加したために、1 Ma 以降西側へ転移し、日本海東縁部=フォッサマグナに新生プレート境界 (図1) が生れつつあること、このため日本海東縁部ではユーラシア・プレートを形成するリソスフェアの一部が東北日本弧の下へ沈み込みを開始しつつある可能性があり、一方、フォッサマグナでは東北日本弧がユーラシア・プレートである西南日本弧に衝突して中部山脈を隆起させていることを主張している。

この説の根拠とされる第1の点は、日本海東縁部の海域、東北日本の日本海沿岸地域及びフォッサマグナが現在も活動的な短縮変動帯と考えられることであろう。特にサハリン南西沖から富山トラフに到る日本海東縁部の海域には多数の活断層・活褶曲構造が海岸に平行して雁行状に存在することが海底地形・地質調査など (茂木・佐藤 1975, HONZA 1979, TAMAKI *et al.* 1981) によって明らかにされている。このことはこの地域が E-W ないしは ESE-WNW 方向の強い圧縮力を受けていることを示している。この原因として従来は、日本列島東側から沈み込む太平洋プレートによる圧縮力が考えられて来た (HUZITA 1980) が、上の海域の変動帯は太平洋側の千島・日本海溝よりかなり西方に隔っており、また東北地方内陸部での短縮変動速度も日本海側へ向う程大きい (AWATA and KAKIMI 1985) ことが指摘された。さらに日本海東縁地域に発生したいくつかの大地震のメカニズムが何れもほぼ東西方向の圧縮力による逆断層地震である (FUKAO and FURUMOTO 1975) ことも、原因が日本海側にあり、プレート境界説を支持するものと考えられた。一方、フォッサマグナ周辺では、その西側で飛騨・木曾・赤石山脈など中部山地の急速な隆起が第四紀に入って起り、しかもこの地帯の活断層・活褶曲の形成が太平洋側の変動帯とは独立の変動帯の中で起ったらしいことも上の仮説の根拠となっている。

この報告の次章以下では、これ迄得られた各種の観測結果から、日本海東縁部から北部フォッサマグナに到る地域が実際にプレート境界と考えられるかどうかを検討する。

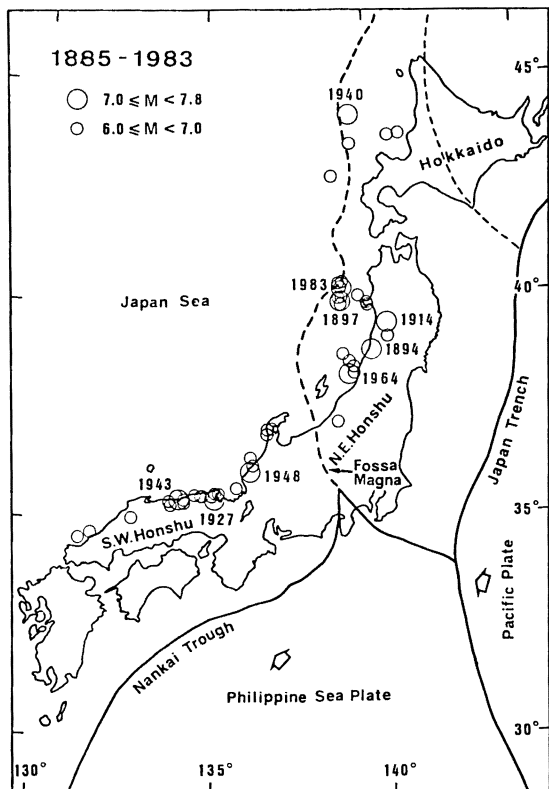


図1 日本海沿岸地域に発生した主要な地震 ($M \geq 6$) の分布 (宇津 1982) とテクトニクス。

Fig. 1 Distribution of major earthquakes ($M \geq 6$) that occurred along the Japan Sea coastal region during the period 1885-1983 (taken from Utsu, 1982) and regional tectonics.

III. 日本海東縁地域の地震活動

日本海沿岸地域の地震活動は太平洋側に比べてかなり低いとはいえ、過去に多くの大地震が発生している(「大日本地震史料」 震災予防調査会 1940, 「新収日本地震史料」 東大地震研究所 1984, 「日本被害地震総覧」 宇佐美 1975)。このうち、震央位置の信頼性が高いと思われ1885年以降の $M \geq 6$ 以上の地震(宇津 1982)の位置を図1に示した。日本海東縁地域に発生した主なものは、北から1971年サハリン南西沖 ($M=7.0$)、1940年積丹沖 ($M=7.5$)、1947年留萌沖 ($M=7.0$)、1964年青森西方沖 ($M=6.9$)、1983年日本海中部 ($M=7.7$)、1939年男鹿半島沖 ($M=7.0$)、1897年秋田県沖 ($M=7.3$)、1914年秋田県南部 ($M=7.1$)、1894年山形県北西部 ($M=7.0$)、1964年新潟 ($M=7.5$) などの地震である。このうち1940年、1983年、1897年の地震は日本海盆東縁付近で起っているが、その他はこれよりさらに東側の沿岸部に近い。一方、北海道南西沖より新潟沖に到る海域には中・小地震の活動もみられ、本州最北端西方沖の1983年日本海中部地震の余震域から1964年新潟地震余震域まで、中間に低活動域をはさんで、ほぼ南北に伸びる幅約150km程

度の活動帯が存在する。これより南西では活動帯は二つに分れるように見える。一つは佐渡島西方の富山トラフ東側からフォッサマグナ西縁の糸魚川-静岡構造線北端へかけてかなりの幅で南北方向へ伸びる海域の地震活動であり、最近では1987年3月24日に糸魚川北方約40kmに $M=5.9$ のかなりの規模の地震が発生した(気象庁 1987, 東大地震研究所 1987)。また最近の観測によれば富山湾内の富山トラフ両側および能登半島東側でもかなり活発な地震活動が見られ(京大防災研究所 1986)、1985年10月18日には能登半島北方沖の地震 ($M=5.8$) が起っている(気象庁 1986)。したがってこの地域の地震活動は、佐渡島より西方へ広がる海域の一連の活動帯中の活動と考えることも出来、1933年能登半島地震 ($M=6.0$) もこの活動の一環かもしれない。もう一方は新潟地震の余震域より信濃川北縁の活断層帯に沿い、北部フォッサマグナ沿いの長野・松本盆地西縁へ連なる活動帯であり、1847年善光寺地震 ($M=7.4$)、1858年地震 ($M=6.5$)、1918年大町地震 ($M=6.1$)、最近の1986年12月30日の大町付近の地震 ($M=5.9$) のほか、多くの中規模地震が発生している。以上の日本海東縁部に連なる2つの活動帯の何れかあるいは両方がプレート境界と考えられるかどうかはさらに別の面からの検討が必要である。図2は中部日本・日本海沿岸および北部フォッサマグナ地域の活断層(活断層研究会 1980)と被害地震(宇佐美 1975)の分布を示し

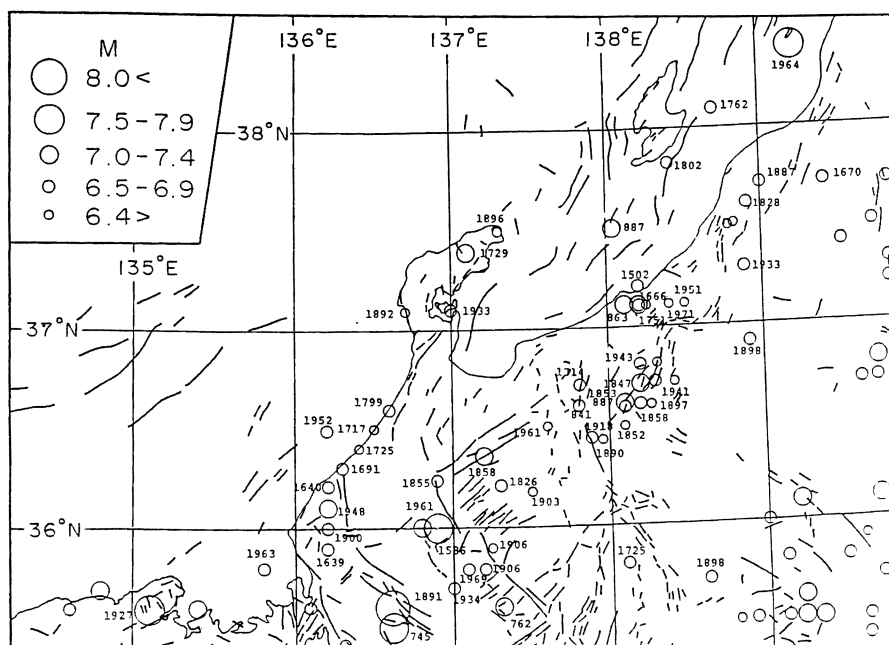


図2 日本海沿岸及び北部フォッサマグナ地域に発生した過去の主要な地震 ($M \geq 6$) (宇佐美 1975) と活断層の分布 (活断層研究会 1980)。

たものである。

日本海東縁部一北部フォッサマグナ地域に起る地震活動については、連動性あるいは続発性のあることが指摘されている(茂木 1981, 小林 1984, MOGI 1985)。この地域の地震活動(M=5.3)の時系列の詳しい調査(OIKE and HUZITA 1988)の結果は、1895—1900, 1912—1918, 1939—1947, 1963—1966, 1983年以降のほぼ20年間隔の活動があることと、大局的には日本海東縁から北部フォッサマグナへ向けて活動の移動があるらしいことを示している。この事実は、上の地域が一連の構造帯であって、応力の増加によってここで破壊現象がほぼ同時に発生あるいは伝播し得ることを示唆し、この構造帯が何らかの境界である可能性を示すものと考えられよう。

日本海東縁地域に発生する地震の深さについては、陸上観測網による震源決定精度の問題もあって詳しい検討は比較的最近まで行われず、したがってこれまで日本海側には Wadati-Benioff zone に相当する震源分布の傾斜は認められていなかった。しかし最近になって1983年日本海中部地震の場合には、余震分布が陸域へ向って東側へ傾斜することが明らかにされた。特にこの地域の傾斜速度構造を考慮した場合には余震はほぼ面上に密集し明瞭な東方傾斜 ($15^{\circ} \sim 20^{\circ}$) の分布を示している (SATO *et al.* 1986)。このような分布は海水面反射波 pwP および海底面反射波 pP の観測 (溝上ほか 1983) や海水面—モホ面反射波の観測 (海野ほか 1985) からも確かめられている。一方、1964年新潟地震の余震の深さ分布にはあまり明瞭な傾向は認められていなかった (KAYANO 1968) が、その後の JHD (同時集合震源決定) 法による余震震源の再決定 (MORI and BOYD 1985) や、海水面、海底面反射波から求めた余震分布 (溝上ほか 1987) は、1983年地震の場合と同様、低角度で東側へ傾斜する傾向を示している。これが正しければ、少

くとも上の両地震の余震分布に関する限り、日本海側からの地震帯の沈み込みの可能性を考えることが出来よう。しかし日本海東縁部のこれ以外の海域では地震の深さ分布は必ずしも明らかではなく、両地震の余震域の中間海域では、2つの余震の深さ分布を連ねて等深度線が推定されている（溝上ほか 1987）に過ぎない。

IV. 日本海東縁地域の地震のメカニズム

日本海東縁地域に発生した大地震のメカニズムについてはすでに多くの研究があり、1971年サハリン南西沖、1940年積丹沖、1964年青森県沖地震（以上 FUKAO and FURUMOTO 1975）、1983年日本海中部地震（SHIMAZAKI and MORI 1983、石川ほか 1984）、1964年新潟地震（HIRASAWA 1965、AKI 1966、ABE 1975、SATAKE and ABE 1983、MORI and BOYD 1985）の5個の地震は何れもほぼ東西方向の主圧力によって発生した逆断層型地震と考えられている。このうち1983年日本海中部地震の本震および主要な余震のメカニズムから推定される節面のうち、東側へ傾斜する面の傾斜角は前節に述べた余震分布の傾斜角とほぼ一致する。このことから本震は東側（陸側）へ低角で傾斜する断層面の破壊によって発生したものと考えることができる。一方、1964年新潟地震の場合には、遠地で観測された長周期の実体波や表面波（AKI 1966、SUDO 1972、ABE 1975）、これに加えて水準測量および傾斜観測データ（ABE 1975）にもとづいて、西側へ高角で傾斜する断層面が考えられてきた。しかし海底地形の上下変動も考慮した測地測量データの再検討（SATAKE and ABE 1983）や、前節に述べた余震分布の再検討の結果は、東側へ低角で傾斜する断層面を考えることも可能なことが示された。この5個の大地震のうち、1964年新潟地震を除く4個のメカニズムは、それぞれの発生場所周辺に存在する東側傾斜の海底活断層の走向や傾斜角と調和的である（TAMAKI and HONZA 1985）。若しこの海底断層地形が震源の深さまで連続しているならば、この4個の地震は東側傾斜の断層面上で起った逆断層地震と考えられる。しかしこのことは必ずしも日本海側からリソスフェアの沈み込みが起っていることを意味するものではなく、これらの逆断層地震はこのリソスフェアの一部あるいは全体を断ち切って発生したもの（FUKAO and FURUMOTO 1975）かも知れない。新潟地震の震央付近の海底には東側傾斜の活断層は見られず、西側傾斜のもののみ存在する（TAMAKI and HONZA 1985）。このことは新潟地震を発生させた断層面については、なお両様の解釈があり得ることを意味する。

以上の大地震のほかに、日本海東縁地域で発生した中規模地震のメカニズムについてもいくつかの研究がある。図3(a), (b)はそれぞれ、北半部の $M \geq 4.5$ の地震（山崎ほか 1985）および南半部の $M \geq 4.0$ の地震（三雲・石川 1987）に最近の2, 3のデータを加え、そのメカニズムと主圧力（P軸）方向を示したものである。本州最北端西側より富山トラフ東側までの地震には横ずれ断層型地震も含まれるが、逆断層型地震が卓越している。主圧力方向は北部ではほぼE-W方向、南西部へ移るにつれてESE-WNW方向へ次第に変化しているように見える（山崎ほか 1985）。南半部の佐渡島東方より富山トラフー能登半島北部一若狭湾沖の地震は、1個を除いて何れも逆断層型であり、これから推定される主圧力方向はESE-WNWないしはSE-NW方向である（三雲・石川 1987）。最近この地域に起ったやや大きい1987年富山トラフ付近（ $M=5.9$ ）と1985年能登半島北方沖（ $M=5.8$ ）の2つの地震もこれに含まれる。このように富山トラフ西側にあたる能登半島北部や若狭湾沖の地震も、日本海東縁北部地域の地震の場合と同様に、ESE-WNWないしそれに近い方向の強い圧縮応力によって発生したと考えられ、日本海東縁地域の圧縮変動帯が富山トラフ東側に止まらず、西側に迄伸びている可能性も考えられる。

しかし能登半島南部以西では、北陸一若狭一山陰の日本海沿岸で起った主要な地震のメカニズムは殆ど横ずれ断層型であり、能登半島以北の地震と対照的であるが、主圧力方向はESE-WNWないしE-W方向であって、前述の地域からほぼ連続している（三雲・石川 1987）。一方、日本海東縁地域から連続する変動帯と考えられている北部フォッサマグナ周辺では、その西縁の糸魚川一静岡構造線沿いおよび西側の

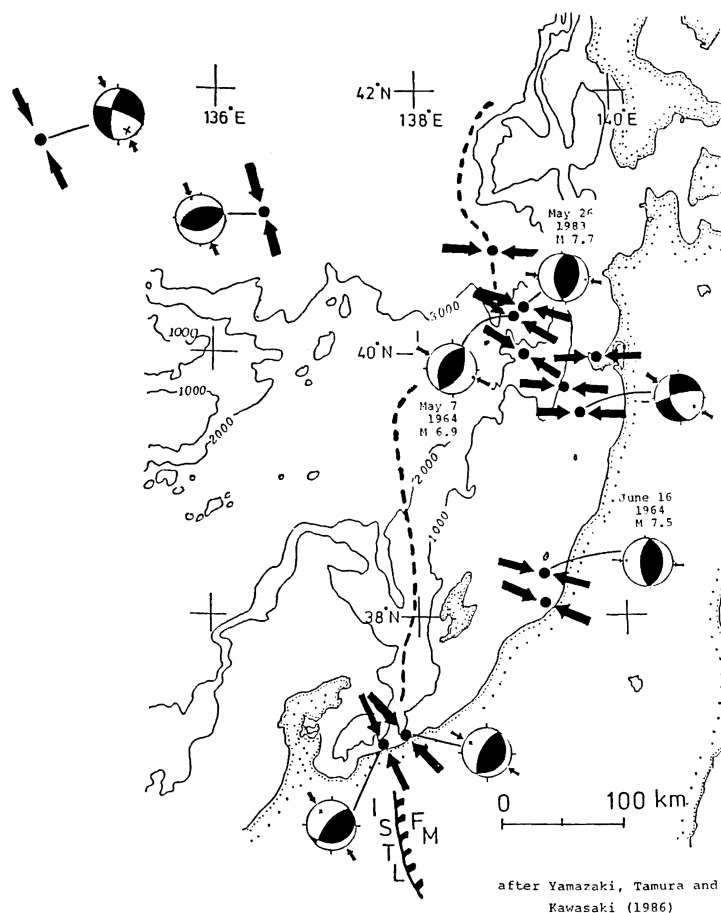


図3 (a) 日本海東縁部北部地域に発生した地震 ($M \geq 4.5$) のメカニズムと主応力方向 (山崎ほか 1985)。

Fig. 3 (a) Directions of the maximum compressive stress (P-axis) derived from focal mechanism solutions of moderate-size ($M=4.5$) and major earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea coastal regions (after YAMAZAKI *et al.* 1985).

飛驒山脈に到る地域に発生した地震は殆どが横ずれ断層型であり (FUKAO and YAMAMOKA 1983), 最近この地域の大町付近で起ったやや大きい1986年12月30日の地震 ($M=5.9$) の場合も同様であった。またこれよりさらに西側の飛驒山脈より飛驒地方で起った地震も同様に横ずれ断層型地震が卓越し、逆断層型はまれである (三雲ほか 1985, MIKUMO *et al.* 1988)。これらの地震のメカニズムから推定される主圧力方向は、フォッサマグナ西側では SE-NW 方向、飛驒山脈以西では平均して ESE-WNN 方向であって (図4)、先の日本海沿岸地域での主圧力方向とほぼ連続する。

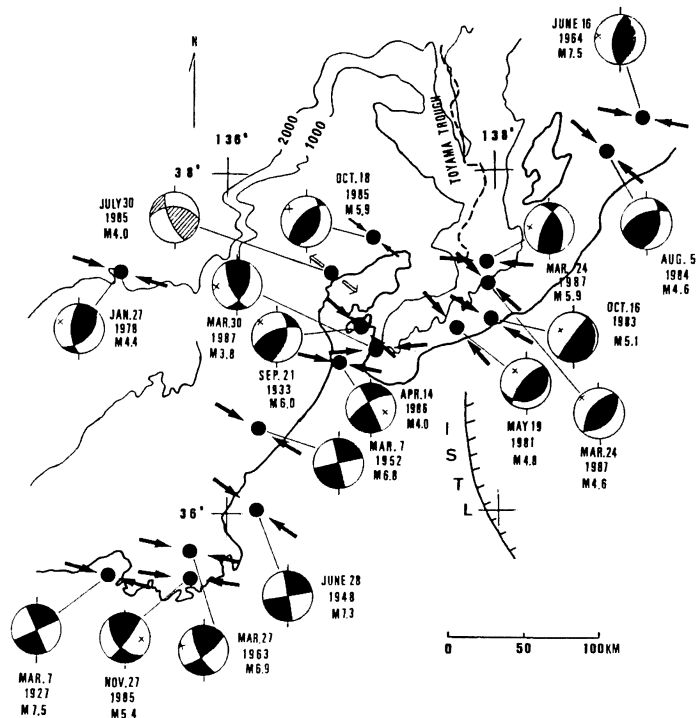


図3 (b) 日本海東縁部南部地域に発生した地震 ($M \geq 4.0$) のメカニズムと主応力方向 (三雲・石川 1987)。

Fig. 3 (b) Focal mechanism solutions and the direction of the maximum compressive stress of moderate-size ($M = 4.0$) and major earthquakes in the central part of the Japan Sea coastal region (after MIKUMO and ISHIKAWA 1987).

西側傾斜、東側隆起の地形が見られる。後者の海底地形は西側からのプレートの沈み込みによるものとは全く反対の“のし上げ”による地形を示している (TAMAKI and HONZA 1985)。また上の海域には、利尻トラフおよび富山トラフのそれぞれ一部分以外にはプレートの沈み込みを示すような明瞭な海溝地形が見られず、またこれらの場所でも基盤上の堆積物には沈み込みに伴う圧縮変形は認められていない (玉木 1984)。一方最近、富山トラフ-佐渡島周辺海域で海上保安庁水路部により行われたマルチチャンネル反射法および屈折法による海底下地殻構造の探査の結果、佐渡島北西の富山トラフ東縁付近に東西方向の圧縮を示す西側傾斜の逆断層構造の存在が認められたが、プレートの西側からの沈み込みを示すような基盤岩の傾斜する構造は認められないことが明らかにされた (科学技術庁 1988)。

(2) 北部フォッサマグナ周辺地域で行われた測地測量の結果は、地殻水平歪量が松本盆地から大町北方にかけて大きいこと、フォッサマグナ西縁の糸川川-静岡構造線の西側地域の変動量は東側に比べて相対的に大きく、構造線に沿って水平横ずれ変動があることなどが明らかにされた (国土地理院 1987)。図5はこの周辺地域の最近80年間の水平圧縮歪の大きさと主軸方向 (橋本・多田 1986) を示す。圧縮軸の方向は南部を除いて、ほぼ ESE-WNW 方向にあり、先地震のメカニズムから求められた主圧力方向と極めて良く一致していることが注目される (MIKUMO *et al.* 1988)。このことは、この地域がその北方の日本海東縁南部地域と同じ応力を受けていることを示している。

V. 地球物理学的、地形・地質学的データ

この節では先に述べた地震活動・メカニズム以外のデータについて検討し、日本海東縁部-北部フォッサマグナ地域がプレート境界と考えられるかどうかを考察する。

(1) 先に述べたように、海底地形・地質調査から日本海東縁部の海域には多くの活断層・活褶曲構造が存在することが認められている。特徴的なことは、北から利尻海嶺、奥尻海嶺および佐渡海嶺などのいくつかの顕著な海嶺が存在し、この片側あるいは両側に東側傾斜または西側傾斜の逆断層地形が見られることである (TAMAKI and HONZA 1985)。例えば佐渡海嶺南西部では東側傾斜の地形が存在するのに反し、新潟地震が発生した海嶺東側には

(3) 糸魚川—静岡構造線付近で発生した1918年大町地震 ($M=6.1$) のメカニズムについて、最近地殻上下変動データの解析から断層モデルが推定された (多田・橋本 1988)。この結果、この地震は、松本盆地側が東傾斜の断層面に沿って筑摩山地下にもぐり込む西落ちの逆断層運動によるものであったことを示している。このことは、松本盆地東縁の活断層地形が東側隆起であることや、この地域の重力のブーゲー異常が西側落ちの逆断層の存在を示している (萩原ほか 1986) こと、およびこの地域を横切る測線に沿って行われた爆破地震動観測の結果が松本盆地東縁に東側傾斜の逆断層構造を示すこと (IKAMI *et al.* 1986) などと良く一致する。これらの事実は、“北米プレートである東北日本がフォッサマグナにおいて、ユーラシア・プレ-

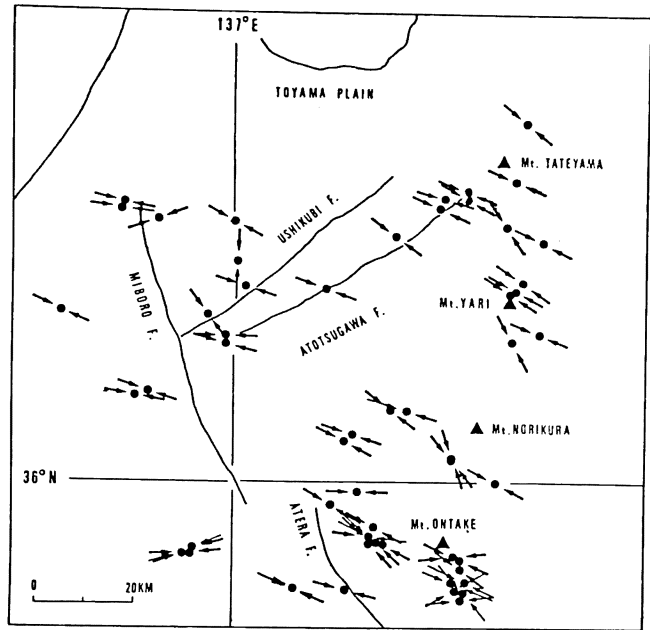


図4 北部フォッサマグナ以西の飛騨地方北部に発生した地震のメカニズムより求めた主応力方向 (MIKUMO *et al.* 1988)。

Fig. 4 Directions of the maximum compressive stress derived from focal mechanisms of earthquakes in the northern Hida region located west of the Fossa Magna (MIKUMO *et al.* 1988).

トである西南日本に衝突あるいはその下へ沈み込むことによって中部山地を隆起させている”という「東北日本＝北米プレート説」とは矛盾する。すなわちこの地域に関する限りは、西南日本側が西側から東北日本下へもぐり込んでいる可能性が考えられる。

(4) 一方、南部フォッサマグナに属する甲府盆地以南の糸魚川—静岡構造線では、爆破地震動観測により東側落ちの逆断層と思われる構造 (東海地域地殻構造研究グループ 1985) が推定されているが、これはフィリピン海プレートの沈み込みを示すものであろう。東北日本弧と西南日本弧を分けるフォッサマグナあるいはその西縁である糸魚川—静岡構造線全体を境として、両側に異なるプレートの衝突あるいは沈み込みを示すような構造の差が存在するかどうかを明らかにするためにはさらに詳細な調査が望まれる。自然地震の地震波走時をもちいた中部地方の3次元速度構造の研究 (HIRAHARA *et al.* 1989) によれば現在のところでは、フォッサマグナ両側の地殻・上部マントル構造にはプレート境界を示すような顕著な構造の差は検出されていない。ただ中部地方北部の深さ約150kmまでの上部マントルには、東側に太平洋プレートに相当する高速度層、西側には飛騨山脈下の低速度層の存在が認められる。

VI. 広域テクトニクス

(1) 以上に述べた地震学的、地球物理学および地形・地質学的データの検討の結果から、日本海東縁部—北部フォッサマグナ地域は強い圧縮応力場の下にある収束変動帯であることは明らかと思われる。しかし若しこの地域がプレート境界に相当するとすれば、境界を明確に定義することは難しく、サハリン南西沖から1983年日本海中部および1964年新潟両地震の余震域を含んで富山トラフ西側の能登半島まで伸び

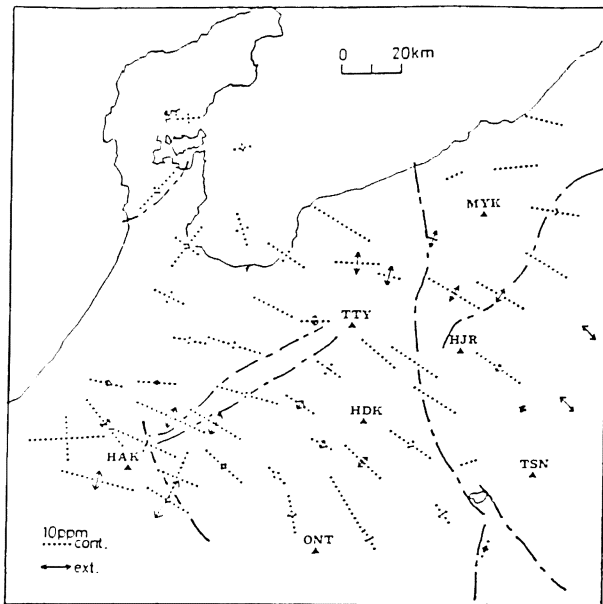


図5 北部フォッサマグナ周辺地域の最近80年間の水平歪
(橋本・多田 1986)。

Fig. 5 Strain field in the northern Hida and northern Fossa Magna regions derived from triangulation surveys over the past 80 years (after HASHIMOTO and TADA 1986).

近い (SENO 1985)。また南関東に発生した地震のスリップ・ベクトルの方向と、地殻変動の水平歪の方向には、 $N30^{\circ}W$ と $N50^{\circ}W$ の両方が混在するが、この2つの方向はそれぞれ北米-フィリピン海プレートおよびユーラシア-フィリピン海プレートの相対運動の結果として説明することが出来る (SENO 1985)。以上の事実は、東北日本弧を北米プレートの一部と考えることが一応可能であることを示している。

しかし一方では、北部フォッサマグナ周辺やその西方の飛騨山脈以西の地域に起った地震のメカニズムから推定される主圧力方向 (FUKAO and YAMAOKA 1983, 三雲ほか 1985) と、この地域の測地測量から求めた水平圧縮歪の主軸方向 (橋本・多田 1986) とは良く一致し、ESE-WNW ないし SE-NW 方向を示す。この方向は MINSTER and JORDAN (1978) の RM2 モデルから予測される北米-ユーラシア両プレートの収束運動の方向 ($N95^{\circ}W$) よりも、むしろ太平洋-ユーラシア両プレート間の相対運動の方向 ($N70^{\circ}W$) に近い (三雲ほか 1987, MIKUMO *et al.* 1988)。この結果は、北米プレートに属する東北日本弧が北部フォッサマグナにおいてユーラシア・プレートに属する西南日本弧と直接衝突しているという考えとは相容れない。また一方若しこの地域の応力の主因が太平洋プレートの運動によるものとする、地震のメカニズムや地殻応力測定から得られる主圧力方向は、この地域から中部地方東部やさらに関東地方へ連続する筈である。しかし実際の観測からこのような連続性が見られないことは、日本列島南方より衝突するフィリピン海プレートの影響を受けているためか、あるいはユーラシア・プレート側からこの方向のかなり強い応力が存在することを示唆するものであろう。

(3) このような観点から行われた次の研究結果はこの問題の解明にかなりの寄与をするものと思われる

る海域の変動帯と、信濃川に沿って長野・松本盆地に到る内陸部の活構造帯の両方を含むような、かなりの幅を持つ“境界帯”が考えられよう。

(2) 上に述べた地域が収束あるいは衝突境界帯であるとしても、これが小林 (1983)・中村 (1983) が主張する通り、北米-ユーラシア両プレートの境界と考えられるかどうかはさらに検討が必要と思われる。若し東北日本弧が北米プレートに属すると考えると、第3節に述べた日本海東縁地域に発生した5個の大地震のスリップ・ベクトルの方向は、MINSTER and JORDAN (1978) の RM2 モデルから期待される北米-ユーラシア両プレートの相対運動の方向にほぼ一致する (石川ほか 1984, SENO 1985)。また過去100年間に日本海側に発生した6個の大地震のモーメントの積算から求めたスリップ率 (0.8cm/yr) は、RM2 モデルから予測される値にかなり

る。図6は、東北日本弧を一応北米プレートと仮定し、太平洋—北米、ユーラシア—北米、フィリピン海—北米プレート各間の相対速度と運動方向を境界条件として各プレート境界に与え、2次元有限境界要素法によって計算した東北日本弧内の水平変動速度と方向の分布(多田ほか1986)である。この結果は大局的には日本海東縁部、フォッサマグナ東方や関東地方南部の主圧力方向と調和的であるように見える。しかし同様な計算をユーラシア・プレートに属する西南日本弧に対して行った結果(多田ほか1986)は、フォッサマグナ西方や西南日本の日本海沿岸地域の主応力方向の分布を説明出来ないことが明らかになった。東北日本弧と西南日本弧内の応力場を説明するためには、東北日本弧を北米プレートの一部と見なすよりは、単なるマイクロプレートとして太平洋プレートの運動による応力を伝達する作用をするものと考え、かつ西側のユーラシア・プレート側からの応力を考慮することが必要と思われる。

NORTH-EASTERN JAPAN PLATE TECTONIC MODEL (RELATIVE MOTION ONLY)

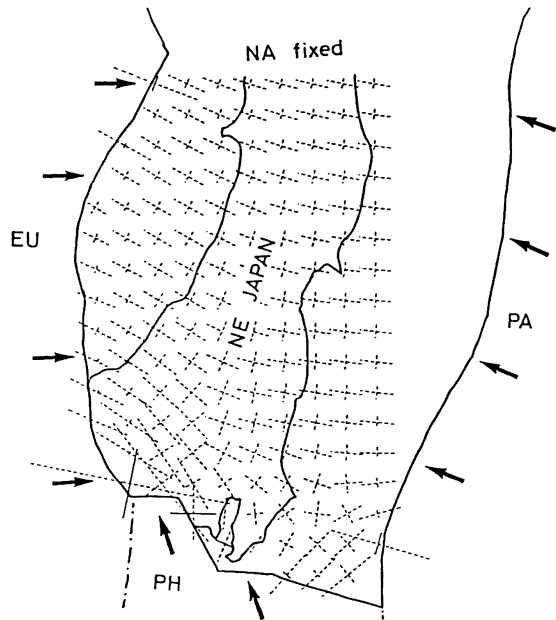


図6 2次元境界要素法によって計算した東北日本弧内部の水平変動速度と方向の分布(多田・中堀・橋本 1986)。矢印は各プレート間の相対運動の方向を示す。

Fig. 6 Horizontal velocities of tectonic movements in northeastern Japan calculated by a two-dimensional boundary element method (TADA, NAKABORI and HASHIMOTO, 1986). Thick arrows indicate the convergence direction of relative motion between adjacent plates when the North American plate is fixed.

(4) 日本海東縁部—北部フォッサマグナ地域に収束を生じさせている西側の応力の原因についてはいくつかの考え方があろう。図7は日本海沿岸を含め、さらに広域の東北アジア全域にわたる地震のメカニズムから求めた主圧力方向(P軸)の分布(ISHIKAWA 1987)を示したものである。これから明らかのように、サハリン—北海道西方—東北日本—西南日本—対馬に到る日本海沿岸の応力場は、一部を除く地域を除いてESE-WNWないしE-W方向の圧縮応力が顕著であり、かつこの方向が上の全域ではほぼ連続であることは、この地域に発生する地震が同一の原動力によって起されていることを示唆している。一方、東北アジア地域の地震活動は、図8に示されるように、北—北東側ではバイカル湖—スタノボイ山脈—サハリンを経て日本海東縁地域へ連続し、西—南西側ではモンゴル南部—中国陰山山脈—オルドス北側—華北・遼東半島—対馬を経て西南日本の日本海側へ連続している(ISHIKAWA 1987)。これから、これらの地震活動によって境される1つの大きい構造的ブロックが日本海を含む東北アジア地域に存在するように見える。ZONENSHAIN and SAVOSTIN (1985)はこの地域に“アムール・プレート”の存在を考え、これをインド洋・ユーラシア両プレートの衝突によって後者より分離して生じたマイクロプレートの1つと考えている。TAMAKI and HONZA (1985), 木村ほか(1986), ISHIKAWA (1987)らは、このアムール・プレートの東の境界をサハリン—日本海東縁地域—糸魚川—静岡構造線に想定し、日本海東縁地域の収束運動は、バイカル・リフトゾーンの伸張に起因するアムール・プレートの東進によるとの考え方

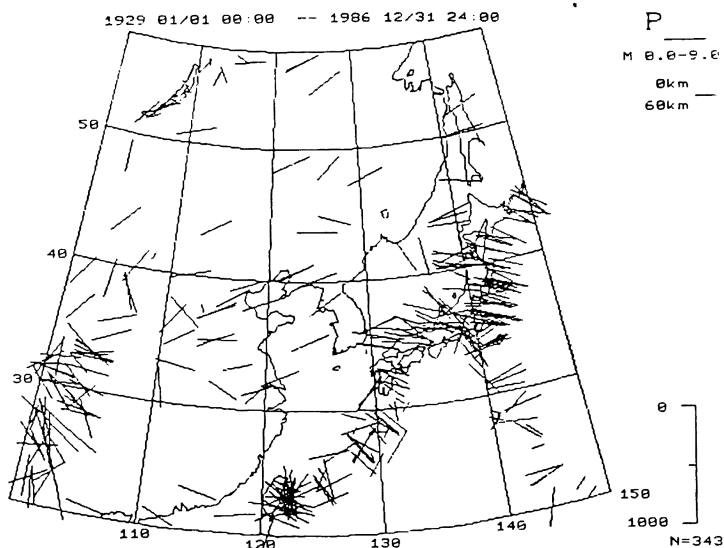


図7 東北アジア地域に発生した地震のメカニズムから求めた主圧力方向の分布 (ISHIKAWA 1987)。

FIG. 7 Directions of the maximum compressive stress derived from the focal mechanisms of earthquakes in the northeastern Asia regions (after ISHIKAWA 1987). Note that the stress directions along the eastern to southern margin of the Japan Sea are all oriented in the E-W to ESE-WNW directions.

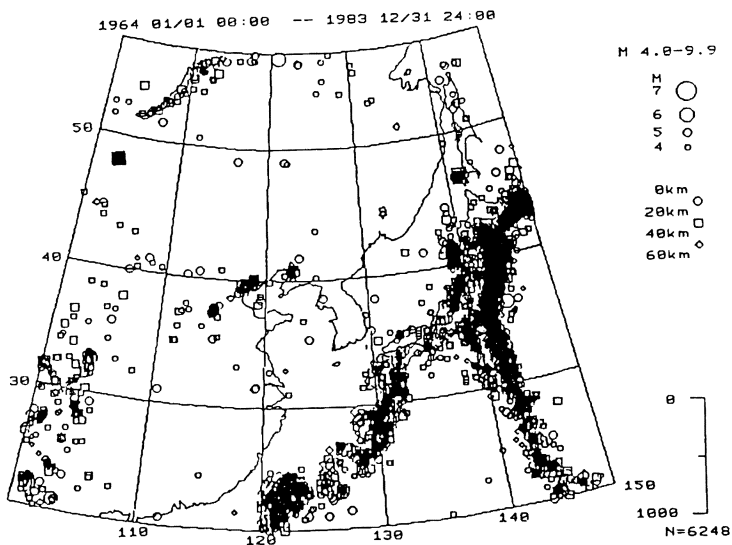


図8 東北アジア地域の中規模および大地震の分布 (1964-1983) (ISHIKAWA 1987)。

Fig. 8 Seismicity of moderate-size and major earthquakes in the northeastern Asia regions (after ISHIKAWA 1987).

を提出しており、西南日本東進説（石橋 1986）もこの考え方に近い。アムール・プレートの南側の境界については、中央構造線（木村ほか 1986）、南海トラフ（石橋 1986）、あるいは西南日本・日本海沿岸—中央構造線—シャンシー地溝帯を含む幅を持った構造帯（ISHIKAWA 1987）など、いくつかの考え方がある。また三雲・石川（1987）は一つの考え方として、西南日本を含むアムール・プレートの東進によって、その東端正面である日本海東縁部では強い圧縮応力により逆断層地震を発生させ、南側側面の構造帯内の西南日本には横ずれ断層を発生させる可能性を述べている。西側からの応力の原因については、これ以外にも、中国東北部—朝鮮半島に存在すると考えられる“hot region”（小林 1986）や日本海中部の高熱流量域の内部の伸張力によるとする考え方もある。

VII. む す び

以上の議論をまとめると次の通りである。

1) 日本海東縁地域の地震活動は、一方は佐渡島西方より富山トラフ西側の能登半島迄伸び、他方は新潟付近より信濃川北縁を経て北部フォッサマグナ西縁の長野・松本盆地へ連なる。日本海東縁地域—北部フォッサマグナ地域にかけて、地震活動の連動性あるいは移動現象が見られ、この地域が一連の活動帯である可能性が考えられる。

2) 日本海東縁地域に発生した大地震のメカニズムは何れもほぼ東西方向の主圧力による逆断層型地震であるが、1983年日本海中部地震と1964年新潟地震の余震の深さ分布が東方へ傾斜することや、海底活断層の走向・傾斜とは1964年地震の場合を除きほぼ調和的であることから、陸側へ傾斜する断層面上で発生した可能性が強い。

3) 日本海東縁地域で発生した中規模地震のメカニズムも逆断層型が卓越する。主圧力方向は北部でE-W方向、南西部へ移るにしたがいESE-WNW方向へ変化し、フォッサマグナ北端—能登半島周辺ではSE-NW方向に近い。北部フォッサマグナ周辺およびその西側地域の地震のメカニズムから求めた主圧力方向と測地測量による水平圧縮歪の主軸方向は良く一致してESE-WNW方向を示す。

4) 以上の1), 2), 3)から、日本海東縁—北部フォッサマグナ地域は強い圧縮応力場の下にある衝突または収束帯と考えられ、かなりの幅を持つ“プレート境界帯”の可能性がある。しかし海底地形・地殻構造には西側からのプレートの沈み込みを示す直接的証拠は認められない。北部フォッサマグナ地域の一部では西側からの圧縮もしくはリソスフェアのもぐり込みの可能性が考えられる。

5) 東北日本弧を北米プレートの一部と考えると、日本海東縁地域北部や内陸部の応力方向をある程度説明出来るが、フォッサマグナ西方や西南日本内陸部の応力分布を説明出来ない。このため東北日本弧をマイクロプレートと考え、東側の太平洋、西側のユーラシア両プレートの運動による応力を考える方が妥当であろう。

6) 西側のユーラシア・プレート側からの応力を生じさせる原因については多くの考え方がある。1つの可能性として、ユーラシア・プレートから分化したマイクロプレートの1つであるアムール・プレートの東進が考えられるが、さらに検討を要する。

文 献

- ABE, K. (1975): Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964. *J. Phys. Earth*, **23**, 349-366.
- AKI, K. (1966): Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **44**, 73-88.
- AWATA, Y. and KAKIMI, T. (1985): Quaternary tectonics and damaging earthquakes in Northeast Honshu, Japan. *Earthq. Predict. Res.* **3**, 231-251.
- CHAPMAN, M. E. and SOLOMON, S. (1976): North American—Eurasian plate boundary in northeast Asia. *J. Geophys. Res.*, **81**, 921-930.

- FUKAO, Y. and FURUMOTO, M. (1975): Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, **25**, 247-266.
- and YAMAOKA, K. (1983): Stress estimate for the highest mountain system in Japan. *Tectonics*, **2**, 453-371.
- 萩原幸男・山下 昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫 (1986): 糸魚川—静岡構造線の重力調査 (I) —松本盆地中央部のブーゲー異常と構造解析—, 地震研究所彙報, **61**, 537-550.
- 橋本 学・多田 堯 (1986): Fossa-Magna 地域の応力場とテクトニクス(2)—北部 Fossa-Magna 地域の応力場, 地震学会講演予稿集, 1986 No. 2, 28.
- HIRAHARA, K., IKAMI, A., ISHIDA, M. and MIKUMO, T. (1989): Three-dimensional P-wave velocity structure beneath central Japan: Low velocity bodies in the wedge portion of the upper mantle above high velocity subducting plates. *Tectonophysics*, **163**, 63-73.
- HIRASAWA, T. (1965): Source mechanism of the Niigata earthquake of June 16, 1964, as derived from body waves. *J. Phys. Earth*, **13**, 35-66.
- HONZA, E. (ed.) (1979): Geological investigation of the Japan Sea in April-June 1978 (GH 78-2 Cruise). Cruise Rept. 13, Geol. Surv. Japan, 99p.
- HUZITA, K. (1980): Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese Islands. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **18**, 129-153.
- IKAMI, A., YOSHII, T., KUBOTA, S., SASAKI, Y., HASEMI, A., MORIYA, T., MIYAMACHI, H., MATSUURA, R. S. and WADA, K. (1986): A seismic refraction profile in and around Nagano Prefecture, central Japan. *J. Phys. Earth*, **34**, 457-474.
- 石橋克彦 (1986): 東北日本北米プレート説と西南日本西進説. 月刊地球, **8**, 762-767.
- ISHIKAWA, Y. (1987): Tectonics of East Asia inferred from seismicity and focal mechanism of earthquakes. (unpublished draft).
- 石川有三・武尾 実・浜田信生・勝又 護・佐竹健治・阿部勝征・菊地正幸・須藤 研・高橋 道夫・柏原静雄・三上直也 (1984): 1983年日本海中部地震の震源過程. 月刊地球, **6**, 11-17.
- 科学技術庁 (1988): 佐渡島周辺海域のプレート構造を解明. 科学技術振興調整費ニュース, No. 34.
- 活断層研究会 (1980): 日本の活断層—分布図と資料. 東大出版会, 363 p.
- KAYANO, I. (1968): Determination of origin times, epicenters and focal depths of aftershocks of the Niigata earthquake of June 16, 1964. -A preliminary report of the cooperative study of aftershocks of the Niigata earthquake. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **46**, 223-269.
- 木村 学・木川栄一・玉木賢策 (1986): アムールプレートと日本列島. 月刊地球, **8**, 716-724.
- 気象庁 (1986): 1985年10月18日能登半島沖の地震. 地震予知連絡会会報, **35**, 391-392.
- (1987): 1987年3月24日新潟県沖の地震. 地震予知連絡会会報, **38**, 78-80.
- 小林洋二 (1983): プレート“沈み込み”の始まり. 月刊地球, **5**, 510-518.
- (1984): プレート境界で発生する大地震の時空分布. 月刊地球, **6**, 8-10.
- (1986): 西南日本海北西部の応力場, 西南日本地殻内応力場に対する一解釈. 地震学会講演予稿集, 1986 No. 2, A33, 34.
- 国土地理院 (1987): 糸魚川—静岡構造線中央部の水平歪. 地震予知連絡会会報, **38**, 164-165.
- 京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所 (1986): 中部地方北西部 (飛騨地方北部, 富山湾及び能登半島周辺) の最近の地震活動. 地震予知連絡会会報, **35**, 148-152.
- 三雲 健・石川有三 (1987): 1987, 日本海沿岸の地震と広域テクトニクス及び長期的地震予知, 地震予知研究シンポジウム, 259-269.
- ・小泉 誠・和田博夫 (1985): 飛騨地方北部の地震活動, 地震メカニズム及びテクトニクス, 地震 **2**, **38**, 25-40.
- MIKUMO, T., WADA, H. and KOIZUMI, M. (1988): Seismotectonics of the Hida region, central Honshu, Japan. *Tectonophysics* **147**, 95-119.
- MINSTER, J. B. and JORDAN, T. H. (1978): Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- 溝上 恵・飯高 隆 (1987): 日本海東縁における震源の等震度線, 地震学会講演予稿集, 1987, No. 2, 88.
- ・酒井 要・小林 勝・中村 功・上垣内 修・横田 崇 (1983): 日本海中部地震の余震の深さ分布—近地における Pwp の観測による推定. 地震学会予稿集, No. 2, 7.

- 茂木昭夫・佐藤任弘 (1975) : 日本周辺大陸縁辺部の海底 I, 科学, **45**, 551-559.
- 茂木清夫 (1981) : 東北日本西岸沖—フォッサ・マグナ—東海・伊豆の活動帯と近年の伊豆地方における地震活動について. 地震研究所彙報, **56**, 691-711.
- MOGI, K. (1985) : Precursors of the 1983 Japan Sea Earthquake. *Earthq. Pred. Res.*, **3**, 493-517.
- MORI, J. and BOYD, T. (1985) : Seismological evidence indicating rupture along an eastward dipping fault plane for the Niigata, Japan earthquake. *J. Phys. Earth*, **33**, 227-240.
- 中村一明 (1983) : 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研究所彙報, **58**, 711-722.
- OIKE, K. and HUZITA, K. (1988) : Relation between characteristics of seismic activities and neotectonics in Honshu of Japan. *Tectonophysics*, **148**, 115-130.
- SATAKE, K. and ABE, K. (1983) : A fault model for the Niigata Japan, earthquake of June 16, 1964, *J. Phys. Earth*, **31**, 217-223.
- SATO, T., KOSUGA, M., TANAKA, K. and SATO, H. (1986) : Aftershock distribution of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake determined from relocated hypocenters, *J. Phys. Earth*, **34**, 230-223.
- SENO, T. (1985) : Is northern Honshu a microplate?, *Tectonophysics*, **115**, 177-196.
- SHIMAZAKI, K. and MORI, J. (1983) : Focal mechanism of the May 26, 1983 Japan Sea earthquake. 地震学会講演予稿集. 1983 No. 2, 15.
- 震災予防調査会 (1941) : 大日本地震史料. 鳴鳳社.
- SUDO, K. (1972) : Two distinct phases in the initial P wave group of the Niigata earthquake of 1964 and of the Taiwan-Oki earthquake of 1966. *J. Phys. Earth*, **20**, 111-125.
- 多田 堯・中堀義郎・橋本 学 (1986) : Fossa Magna 地域の応力場とテクトニクス. 地震学会講演予稿集, 1986, No. 1, A54.
- ・橋本 学 (1988) : 1918年 (大正7年) 地震の断層モデルとその地学的意義. 地震, **2**, **41**, 259-262.
- 玉木賢策 (1984) : 日本海東縁部の活構造とテクトニクス. 月刊地球, **6**, 38-48.
- TAMAKI, K. and HONZA, E. (1985) : Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, **119**, 381-406.
- , HONZA, E., YUASA, M., NISHIMURA, K. and MURAKAMI, F. (1981) : Geological map of the central Japan Sea. *Mar. Geol. Map. Ser.*, **14**, Geol. Surv., Japan.
- 東海地域地殻構造研究グループ, 1985, 根尾・伊豆・房総沖測線の地殻構造, その2. 地震学会予稿集, **2**, 241.
- 東京大学地震研究所 (1981-1985) : 新収日本地震史料, 第1巻—第5巻.
- (1987) : 関東甲信越地方における地震活動 (1986年11月—1987年4月). 地震予知連絡会会報, **38**, 146-163.
- 海野徳仁・長谷川 昭・小原一成・松沢 暢・清水 洋・高木章雄・田中和夫・小菅正裕 (1985) : 1983年日本海中部地震の前震と余震の震源分布, 地震, **2**, **38**, 399-410.
- 宇佐美龍夫 (1975) : 資料 日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 327p.
- 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.
- 山崎謙介・田村尚志・川崎一朗 (1985) : 日本海に発生する浅発小地震の発震機構. 地震, **2**, **38**, 541-558.
- ZONENSHAIN, L. P. and SAVOSTIN, L. A. (1985) : Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics, *Tectonophysics*, **76**, 1-45.

(1989年2月27日受付, 1989年11月20日受理)