

日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係

岡村行信* 倉本真一* 佐藤幹夫*

Yukinobu OKAMURA, Shin-ichi KURAMOTO, and Mikio SATOH (1998) Active structures and their relation to earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 49 (1), p.1-18, 14 figs.

Abstract: The distribution and characteristics of active faults and folds along the eastern margin of the Japan Sea were clarified mainly on the basis of seismic data of the Geological Survey of Japan. The area was divided into the southern, middle and northeastern parts according to their structural style. The southern part is more than 100 km wide and 250 km long extending from Sado Island to the Oga Peninsula, where the major faults tend to be concentrated in two fault zones. In the middle part, a major fault zone forms the Okushiri Ridge which extends from the west of the Nishitsugaru Basin to the west of Rumoi over a distance of 450 km, where the ridge consists of several swells which are about 100 km in length. To the west of the southern part of the Okushiri Ridge, another active fault zone has formed in the Japan Basin. The northeastern part consists of an area of continental slope about 150 km wide, with water depths shallower than 2,000m. Previous data suggests that a couple of small scale active fault zones extend in a NNE direction in this part and that no distinct active structures are observed to the west of the Musashi Bank or in the Tartary Trough, which are located in the northern extension of the Okushiri Ridge. Fault models of the 1964 Niigata earthquake, the 1983 Nihonkai-chubu earthquake and the northern part of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake roughly agree with the active faults. In contrast, the southern part of the fault models for the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake does not correlate with the active structures. Many active faults have been formed in the zone ranging in width from several tens of km to more than 100 km along the eastern margin of the Japan Sea, where the dimensions and structure of the faults are comparable with onshore reverse faults in the NE Japan Arc. This fact strongly suggests that the present eastern margin of the Japan Sea can not be defined as a convergent plate boundary.

要 旨

日本海東縁海域に分布する第四紀に形成された活断層及び活構造の分布と特徴を、今までに得られている主に地質調査所の音波探査データを基に解析し、それらの構造の特徴から南部、中部及び北東部に区分した。南部は佐渡島から男鹿半島周辺までの範囲で、幅100kmに達する断層帯を形成するが、その中で2つの断層帯に顕著な断層が集中している。中部は津軽半島西方から奥尻島を経て留萌西方沖まで達する奥尻海嶺を中心とする長さ約450kmの断層帯を形成し、長さ約100km毎に消長を繰り返す。奥尻島以南では奥尻海嶺の西側の日本海盆にも活断層帯が形成されている。北東部は積丹半島から北西に伸びる南西落ちのリニアメントより北東側を占める。ここでは、奥尻海嶺より東側に北北東方向の規模の小さい数列の断層帯が形成されている。武蔵堆からその西側のタータリートラフには顕著な活構造は確認できない。新潟地震と日本海中部地震は震源断層にほぼ一致

*海洋地質部 (Marine Geology Department, GSJ)

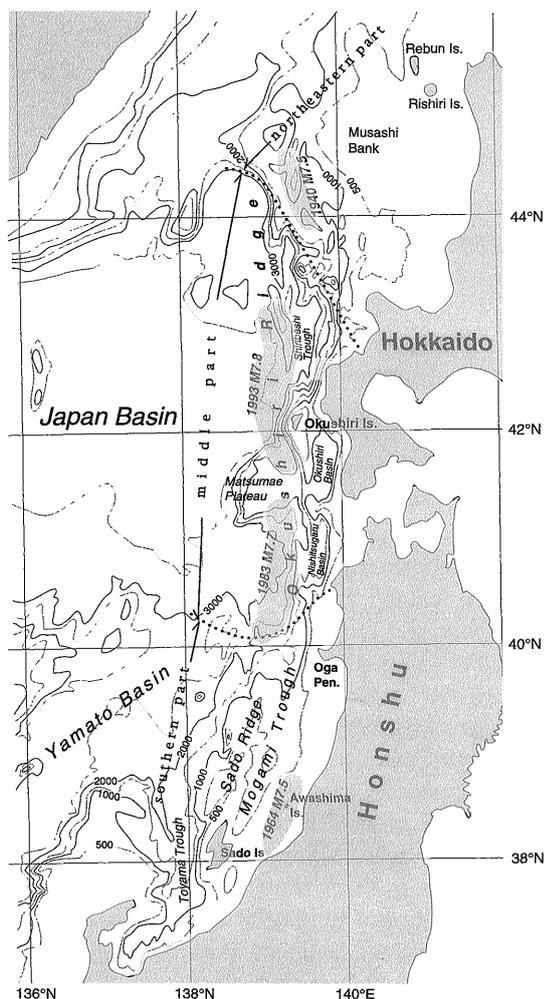
する活断層が認められるが、北海道南西沖地震は震源断層と奥尻海嶺の地質構造とは一致しない部分がある。日本海東縁では、多くの逆断層が幅数十km-百km以上に達する領域の中に分布し、その規模や形態は内陸の活断層と大きく異なることから、現在の日本海東縁を沈み込みプレート境界と呼ぶことは適当でない。

1. はじめに

新潟県から北海道西方までの日本海沿岸及びその沖合の大陸斜面には第四紀に多くの逆断層が形成されており、全体として長さ約1,000km、幅100km以上に達する短縮変形帯であることが知られている。また今世紀に入って4回のマグニチュード7.5を超える地震(1940年積丹半島沖地震, 1964年新潟地震, 1983年日本海中部地震, 1993年北海道南西沖地震; 第1図)が逆断層の活動によって発生し(Fukao and Furumoto, 1975; 石川ほか, 1984; 久家・菊池, 1994など), 大きな被害が生じている。中村(1983)および小林(1983)によって提唱

Keywords: Japan Sea, active fault, earthquake, plate boundary

2. 研究史



第1図 日本海東縁の海底地形とそこで発生した主要な地震の震源域。

Fig. 1 Bathymetric contour map and seismic source zones of major earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea.

された日本海東縁新生海溝説は、このような日本海東縁の短縮テクトニクスを説明するものとして注目されている。しかしながら、この海域の詳細な海底地質構造に基づいた新生海溝説の検討は十分にはなされていない。さらに1993年の北海道南西沖地震を契機として、この海域の地震空白域の議論が活発になったが(石川, 1994; Ohtake, 1995), そこに分布する活断層の実体や活動性はほとんど明らかになっていない。将来のこの海域の地震発生ポテンシャルを推定するためにも、あるいは背弧側に位置するこの海域での新たな海溝の形成過程を明らかにするうえで、本海域の詳細な海底地質構造を明らかにすることが重要である。

本報告は、従来十分には明らかにされていなかった日本海東縁海域の活構造の特徴を、地質調査所が1989年以降得た海底地質調査データを中心に、その他の調査結果も参考にして述べたものである。

1965年に日本海で初めてエアガンを用いた反射法音波探査が、若狭湾から男鹿半島沖の大陸斜面および大和海盆にかけて実施され、佐渡海嶺には断層で切られた傾動地塊が多数あることが示された(堀田, 1967)。また、岩淵(1968)は、海上保安庁水路部が実施した海底地形調査結果を基に東北日本の日本海大陸斜面全体の地形の特徴を整理し、佐渡海嶺の小海嶺上の浸食面や大陸棚の傾動および変形から、最近の地殻変動を指摘した。さらに海上保安庁水路部は1967-1969年にかけて、間隔が2マイル(約3.7km)という当時としては画期的に詳細な測線に沿った測深、音波探査、地磁気調査などを東北日本から北海道西方の日本海大陸斜面で実施した(佐藤, 1971; 佐藤ほか, 1973)。この一連の調査によって、佐渡海嶺や奥尻海嶺の地形及び地質構造がほぼ明らかになり、新第三紀の後期から日本海東縁で多くの断層が成長したことが示された。「日本の活断層」(活断層研究会, 1980, 1991)に示されている海域の活断層の多くは、この水路部のデータに基づいている。その後、Ludwig *et al.* (1975)による日本海の構造調査、1977年から78年にかけての地質調査所の調査に基づいた100万分の1の海底地質図の発行(本座ほか, 1979; 玉木ほか, 1979, 1981)などによって、日本海全体の構造がほぼ明らかになった。

1980年代に入って、古地磁気の研究に基づいた西南日本弧と東北日本弧の急速な回転による日本海拡大モデル(例えば Otofujii *et al.*, 1985) および日本海東縁新生海溝説(中村, 1983; 小林, 1983)が発表されたため、日本海に関する議論が急に活発になった。特に、日本海東縁新生海溝説が発表された直後に、1983年日本海中部地震が発生し、その震源メカニズムは東に傾斜した低角の逆断層を示したことから(石川ほか, 1984; Urabe *et al.*, 1985など)、この説が広く受け入れられるようになった。Tamaki and Honza (1985)は地質調査所の音波探査データを再検討して、日本海東縁の逆断層には東傾斜と西傾斜のものが存在することを示し、現在の日本海は沈み込み帯形成の初期の段階であり、典型的な沈み込み帯は形成されていないと考えた。その後、シービームによる地形調査、マルチチャンネルおよびシングルチャンネルの音波探査などが日本海中部地震の震源域(加藤ほか, 1986)、富山トラフ(浅田ほか, 1989; 加藤ほか, 1990)、大和海盆東縁(岡田ほか, 1985)などで行われたが、明瞭な沈み込みを示す地質構造は認められていない。

1986-88年には東京大学海洋研究所が北海道西方の奥尻海嶺のマルチチャンネル地震探査を行い、奥尻海嶺が逆断層の活動によって隆起した非対称な断面を持つ背斜構造であること、逆断層には西傾斜のものと東傾斜のもの

のが存在することを示した(倉本, 1989; Tokuyama *et al.*, 1992). 1989年には深海掘削計画 (ODP) による日本海の一連の掘削調査の中で奥尻海嶺の掘削が行われ, その隆起開始時期が1.8Ma であるとされた (Tamaki *et al.*, 1992).

このような調査以外に, 石油資源探査を目的とした海域のマルチチャンネル地震探査が, 日本海沿岸で国あるいは民間企業によって数多く実施されてきている (天然ガス鉱業会・大陸棚石油資源開発協会, 1982, 鈴木, 1989, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油資源開発協会, 1992; 石油技術協会, 1993など). これらのデータによって大規模な断層や堆積盆地の分布は明らかになっている.

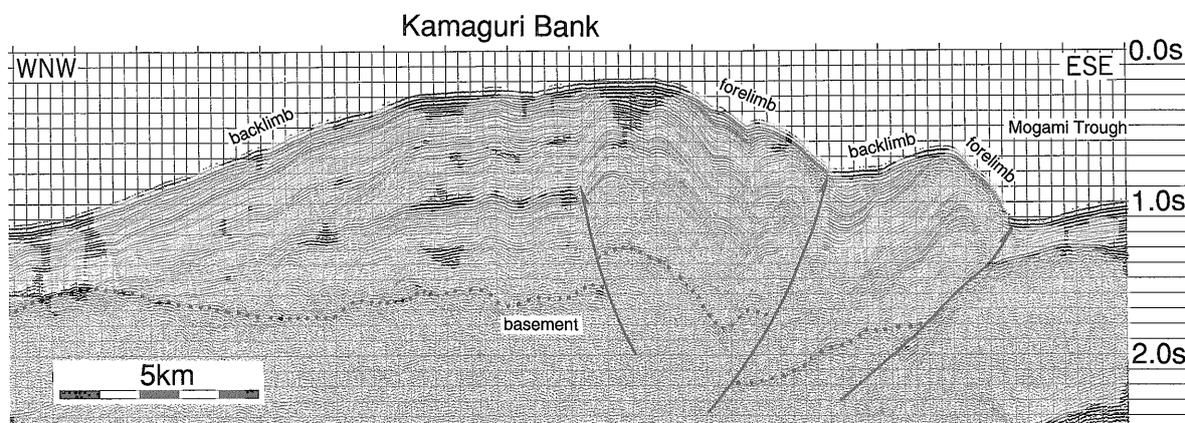
一方, 地質調査所も1989年から1993年にかけて, 東北日本の日本海側大陸斜面全体を詳しく調査し, 本海域を含む東北日本沖日本海大陸斜面の地質および構造発達史を明らかにした (岡村ほか, 1992; 渡辺ほか, 1994; 岡村・中村, 1995; 岡村ほか, 1994a, 1994b, 1995, 1996a, 1996b; Okamura *et al.*, 1995). 1993年には北海道南西沖地震が発生したが, その後, 大学, 水路部, 海洋科学技術センター, 地質調査所などが, 地形, 地質, 地殻構造, 潜水調査などを実施している. これら一連の調査結果はまだ公表されていないものが多いが, それらがまとまれば本海域の活断層及び地殻変動の実体, あるいは新たな海溝が本当に形成されつつあるかどうかをはっきりすると期待される.

3. 日本海の大地形と地質構造概略

日本海の地形はいくつかの海盆とそれらを境する海嶺とからなり, それらの大部分は日本海が形成された時代の構造を反映している. 最も大きな海盆である日本海盆

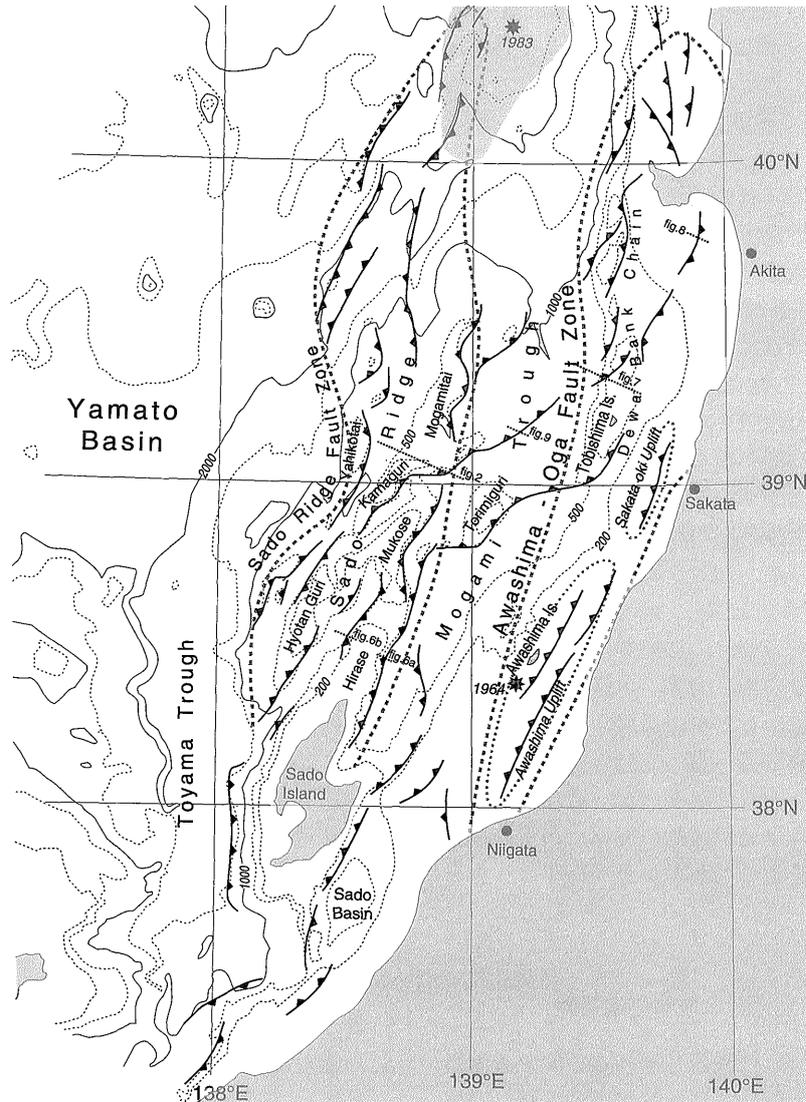
は, 東北東方向に伸びた長さ約1,000km, 幅約400kmの規模を持つ. 日本海のほぼ北半分を占め, 海洋性地殻からなると言われている (Hirata *et al.*, 1989). 一方, 日本海の南半分には東側に大和海盆, 西側に対馬海盆と呼ばれる長径約400kmに達する海盆があり, さらにその南側に富山トラフ, 隠岐トラフなど小規模な海盆が分布する. これらの海盆は, 海洋性地殻ではなく通常より薄い大陸性地殻を持つことから, 日本海の形成時の伸張応力によって大陸性地殻が引き延ばされ, その結果生じたリフトであると考えられている (Tamaki, 1995). 海盆の大きさ・地殻構造の違いは地殻の伸張の程度の違いによるもので, 日本海の北部では地殻が大きく引き延ばされて完全に切断され, 海洋性地殻が形成されたのに対して, 南部では大陸性地殻が切断されるほどは引き延ばされなかったことを示していると考えられている (Tamaki, 1995).

一方, 現在の日本海東縁の海底地形は, 南北から北北東方向に伸びる海嶺群で特徴付けられる. これは, 鮮新世以降に顕著になった東西圧縮応力によって, 形成された逆断層と背斜構造を反映したものである. 逆断層の上盤には必ず, 前翼 (fore limb; 逆断層の上盤が進む側の翼) が急傾斜し, 後翼 (back limb; 逆断層の上盤が進む反対側の翼) が緩傾斜する非対称な断面を持つ背斜構造が形成されている (第2図). 逆断層と褶曲構造の形成開始時期は, 場所によって鮮新世から第四紀間で変化するが, 大部分は鮮新世末から第四紀前期であると考えられる (栗田, 1988; Tamaki *et al.*, 1992; Sato, 1994; 渡辺ほか, 1994). これらの逆断層等の分布, 規模などの違いによって, 南部, 中部及び北東部に区分できる (第1図). 南部は大和海盆の東側, 中部は日本海盆の東側に位置し, 活構造の特徴が日本海の形成時の構造の違い



第2図 佐渡海嶺の小海嶺の一つである鎌礁の音波探査断面. 逆断層の上盤に非対称な背斜構造が形成されている. すべてのプロファイルの縦方向は往復走時 (単位秒). 位置は第3図参照.

Fig. 2 Seismic profile of the Kamaguri Bank, one of the small ridges within the Sado Ridge. An asymmetric anticline has been growing in the hanging wall of the reverse faults. The vertical scale of the profile shows two-way travel time in second for all the seismic profiles. Location of the profile is shown in Fig. 3.



第3図 日本海東縁南部の主要な活構造. 破線で囲った範囲は主要な断層帯. グレーの領域は1983日本海中部地震の余震域.

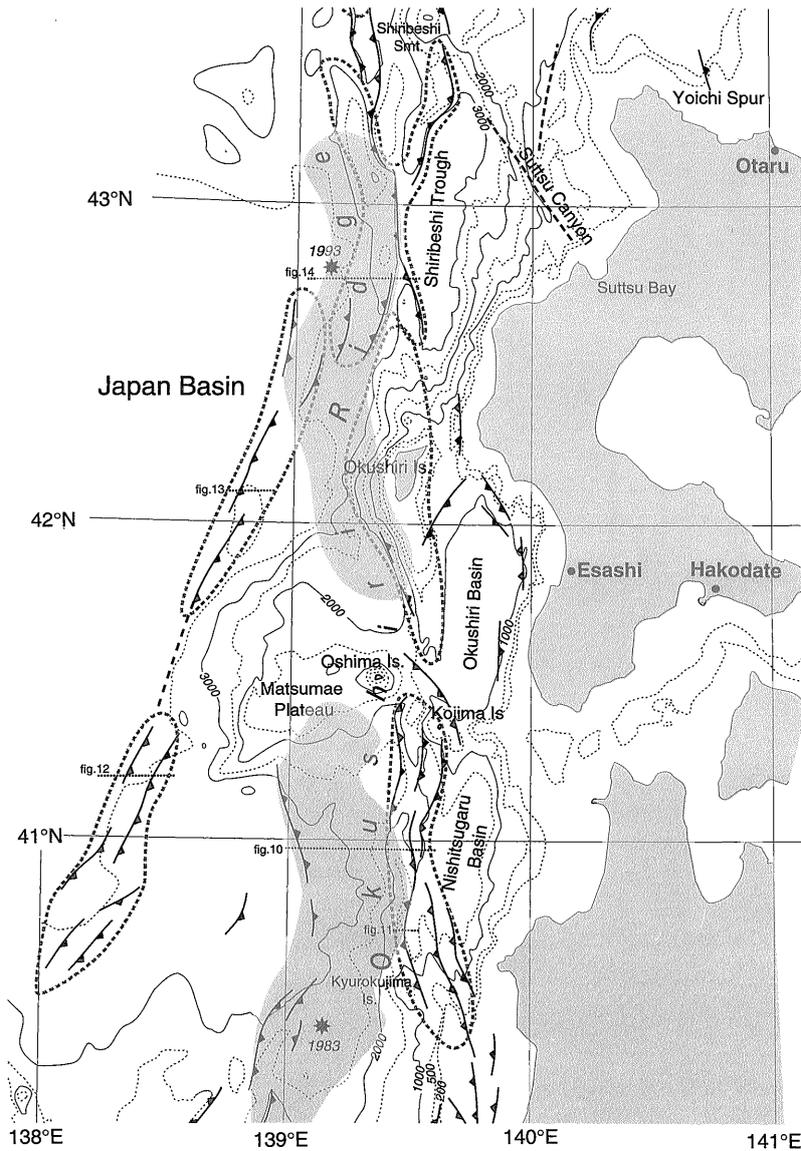
Fig. 3 Major active faults in the southern part of the eastern margin of the Japan Sea. The major fault zones are shown by broken lines. Aftershock area of the 1983 Nihonkai-chubu earthquake are shown by shading.

を反映していると考えられる. なお, 本報告で用いる活断層・活構造は第四紀に成長したものすべてを含み, 活構造は活断層・活褶曲の総称である.

南部は佐渡島から男鹿半島西方沖までの範囲で, 佐渡海嶺および最上トラフを含む大陸斜面全体に活構造が広がって分布する (第3図). 南部の地質構造の特徴は, 規模が比較的小さい活断層が数多く発達し, それらが広い範囲に分散することである. 中部は津軽半島西方から積丹半島北西方沖までの範囲で, 水深3,000mを超える日本海盆に接して南北に伸びる奥尻海嶺が発達している (第4図). ここでは, 断層が奥尻海嶺を中心とした比較的幅の狭い範囲に集中し, それぞれの断層の規模が大きいたことが特徴である. 北東部は奥尻海嶺の北縁の忍路海山と積丹半島を結ぶ線より北東側で, 水深1,500m以浅

の大陸斜面が幅150-200kmにわたって広がり, その上に武蔵堆などの浅瀬が分布している (第5図). 十分な調査がなされていないため, 活断層の分布は不明な点が多いが, Honza (1978) および 玉木ほか (1979) を見るかぎり, 南側の海域に比較して断層が少なく, 奥尻海嶺の北方延長上より東側に活断層が形成されていると推定される.

以下に地質構造の詳細を述べるが, 中部及び南部では2マイル以下の間隔に沿った音波探査データから作成した構造図に基づき, 北部は既存の海底地形図, 15マイル間隔の音波探査断面とそれから作成した地質図等を参考にしている. また, いずれの海域も水深150mより浅い部分では十分な調査がなされていない.



第4図 日本海東縁中部の主要な活構造。グレーの領域は1983日本海中部地震および1993北海道南西沖地震の余震域。破線で囲った範囲は主要な隆起帯。

Fig. 4 Major active faults in the middle part of the eastern margin of the Japan Sea. Aftershock areas of the 1983 Nihonkai-chubu earthquake and 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake are shown by shading, and the major areas of uplift are shown by broken lines.

4. 日本海東縁南部の活構造

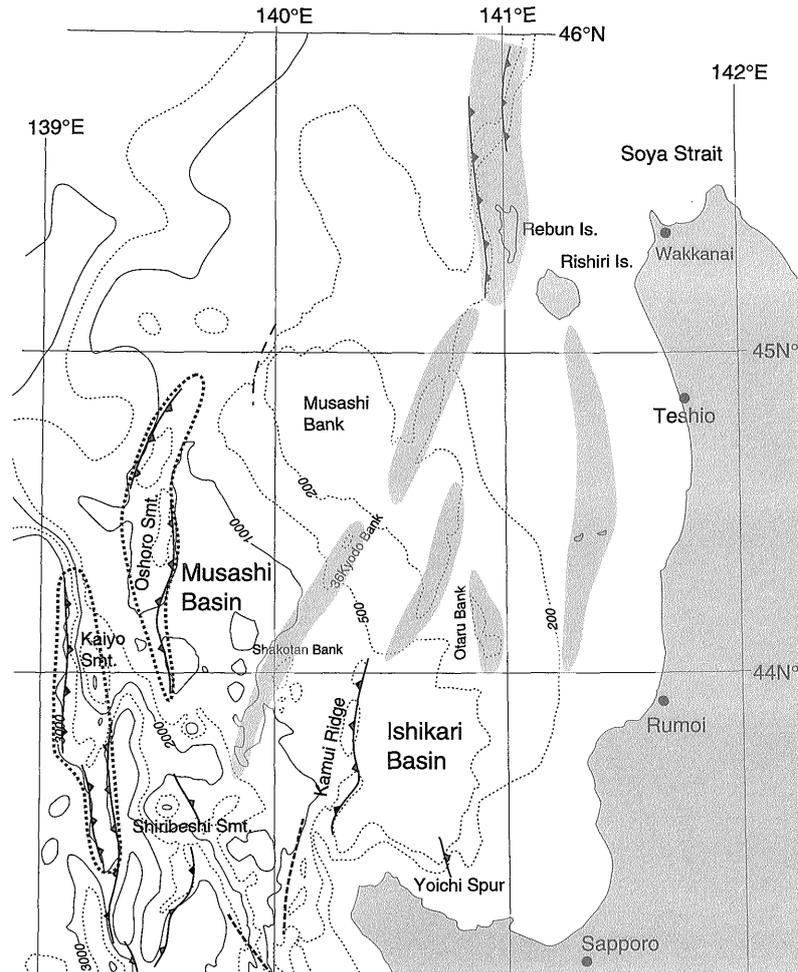
4.1 概略

南部の活構造は大陸棚から佐渡海嶺全域を含む幅100 km以上に達する大陸斜面上に広がって分布する (Okamura *et al.*, 1995)。その中でも、規模の大きい逆断層が集中している2列の断層帯が認められる (第3図)。一つは、佐渡海嶺のほぼ全域を含む断層帯で、佐渡海嶺断層帯とよぶ。もう一つの断層帯は新潟沖の大陸棚から秋田沖の大陸棚を経て男鹿半島まで達するもので、粟島—男鹿断層帯と呼ぶ。それら2つの断層帯の間

の最上トラフにも、いくつかの逆断層が認められる。

4.2 佐渡海嶺断層帯

佐渡海嶺は北北東-北東方向の数列の雁行状に配列した小海嶺の集合からなり、それぞれの小海嶺は逆断層の上盤に形成された非対称な断面を示す背斜構造からなる。大部分の断層は北西に傾斜するため、背斜構造も南東側が急傾斜し、北西側が緩傾斜するものが多い (第2図)。これらの逆断層の大部分は日本海拡大時に形成された正断層が、後期鮮新世以降に逆断層として再活動したもので、現在の断層の走向や形態は前期中新世の正断



第5図 日本海東縁北東部の主要な活構造。海底地形及び既存のデータで活断層・活褶曲と推定される領域をグレーで示した。

Fig. 5 Active faults in the northeastern part of the Japan Sea. Active fold and fault zones inferred from the bathymetric contour maps and previous survey data are shown by the shading.

層の形態に大きく規制されている (岡村ほか, 1992; 岡村・中村, 1995; Okamura *et al.*, 1995)。

北緯39度以南では、海嶺の東縁に沿って規模の大きな断層帯が長さ100 km にわたって発達している。前翼の構造落差 (後期鮮新世の地層を基準にした断層を含む前翼全体の比高) は 2 km に達する。その西側の佐渡海嶺上にも長さ15-40 km, 構造落差が 1 km 以下の逆断層が分布している。北緯39度以北では、佐渡海嶺の東縁の断層は東北東方向に方向を変えて最上トラフの中に連続する。一方、佐渡海嶺上の断層は断続的ながら海嶺の西縁に沿って北に連続する。それらの規模は長さ30-70 km, 構造落差も 1 km 以上に達する。

佐渡海嶺に分布する逆断層には大きな地震の発生は知られていない。しかしながら、海嶺東縁の逆断層は最上トラフ底を覆う表層付近の堆積物に変形を与え、一部では海底にも段差が認められることから、現在も活動的

ある可能性が高い (第6a図)。一方、佐渡海嶺内部には堆積物に覆われていて、最近では活動していないと考えられる逆断層がいくつかある (第6b図)。ただし、佐渡海嶺上では堆積速度が遅いため、最近の活動度を推定することは困難なことが多い。

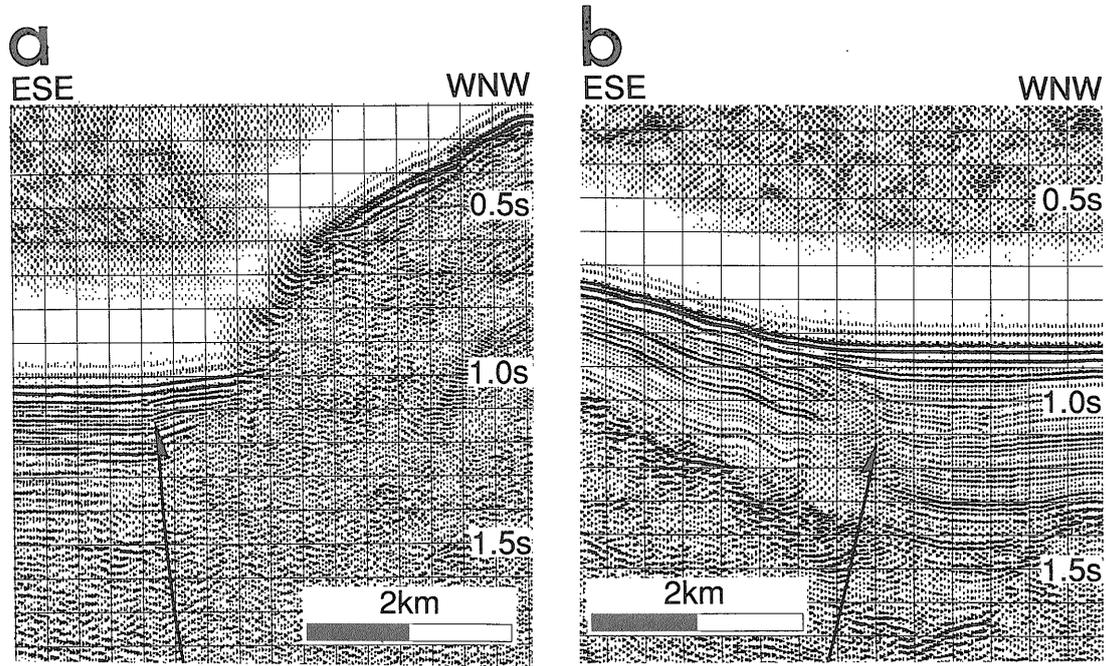
佐渡海嶺の南端に位置する佐渡島は、2列の北北東方向に伸びた山地からなる。いずれの山地も南東へ傾動しつつ隆起している (太田ほか, 1992)。このうち、北西側の山地の北東延長には、佐渡海嶺の平瀬が連続するが、その傾動方向は佐渡島とは逆の北西を示す。平瀬の南東縁に発達する逆断層も佐渡島までは連続しない。また、南東側の山地は北東の海底へは連続しない。このように、佐渡海嶺と佐渡島は隆起帯としては連続している部分もあるが、その内部構造には大きな違いが見られる。

佐渡海嶺の西側は富山トラフで切られている。富山トラフは厚い堆積物に覆われているため、深部構造は明瞭

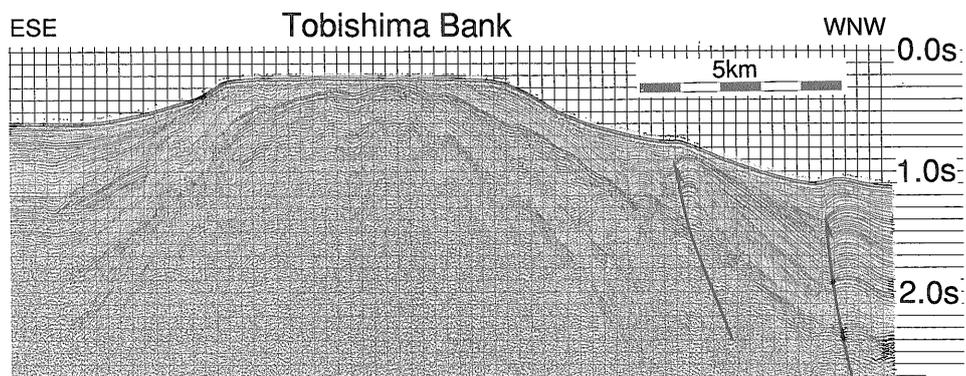
ではないが、活断層はそれほど多くないと考えられる。明瞭な活構造が認められるのは佐渡島の西方および南側である（第3図）。佐渡島の西方ではトラフ底の東縁に沿ってほぼ南北に伸びる逆断層が発達し、その南方ではトラフ底に北東方向の逆断層あるいは非対称な背斜構造が数列形成されている。それらの断層が南西の富山湾にどう連続するのか、まだ明らかになっていない。

4.3 粟島-男鹿断層帯

粟島-男鹿断層帯は、粟島から飛島・男鹿半島を経て能代沖に達する断層帯で、粟島隆起帯、酒田隆起帯、飛島および出羽堆列など顕著な隆起帯が断続的に分布する。その南方延長は信濃川に沿った活構造帯に連続し、北方延長は能代沖大陸棚の北側で奥尻海嶺の活断層群に連続する。また、酒田以北の陸域には、庄内平野から秋田平野を経て能代まで達する顕著な逆断層帯が平行して



第6図 平瀬の南東側および北西側の断層の音波探査プロファイル。 a. 最上トラフの表層堆積物に変形を与える佐渡海嶺東縁の断層。 b. 最近活動が停止したと考えられる佐渡海嶺上の断層。位置は第3図参照。
Fig. 6 Seismic profiles of active faults bounding the southeastern and northeastern margins of the Hirase Bank. a. Deformation of the uppermost sediments in the Mogami Trough due to active fault movement at the eastern margin of the Hirase Bank. b. Quaternary fault which does not deform the upper most sediments in the Sado Ridge. Locations of the profiles are shown in Fig. 3.

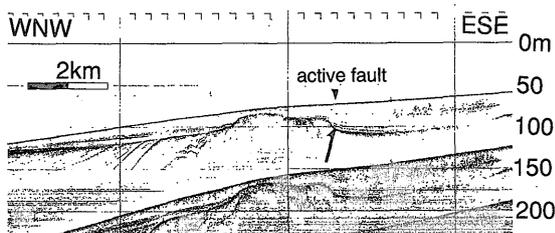


第7図 飛島堆の反射断面。非対称な形態を持つが、急傾斜する東翼には断層は認められない。位置は第3図参照。
Fig. 7 Seismic profile of the Tobishima Bank. The bank consists of an asymmetric anticline, although no reverse fault is observed. Location of the profile is shown in Fig. 3.

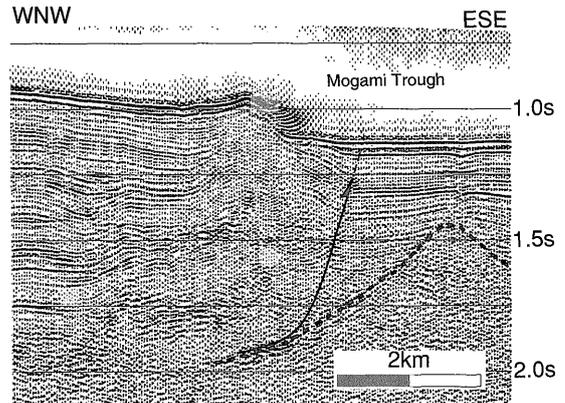
発達する (大沢ほか, 1982, 1989). 粟島-男鹿断層帯の中では粟島隆起帯が特に規模が大きく, 最大長約80 kmに達する2-3列の平行する西傾斜の逆断層とその上盤の非対称な背斜構造からなる (岡村ほか, 1994a). これらの断層の構造落差は2 km以上に達すると考えられる. 粟島はこの背斜構造の軸から西翼上に位置し, 西側に傾斜する地塊に属する. このことは, そこに分布する隆起海岸段丘が西側に傾斜していること (太田ほか, 1988) と調和的である. 後述するように, 1964年の新潟地震はこの粟島隆起帯の活動であると考えられる (岡村ほか, 1994a). 酒田沖隆起帯はやや規模が小さいが, やはり西傾斜の逆断層の上盤に形成された背斜構造である (岡村ほか, 1996b). 出羽堆列は飛島から男鹿半島の西方まで断続的に分布する隆起帯である. 断層のつながりから見ると, この隆起帯は酒田隆起帯の北方延長ではなく, 最上トラフの東北東方向の断層の北東延長上に形成されている (第3図). 飛島を中心とした隆起帯は其中でも最大の規模を持ち, 全体として西側が緩傾斜し東側が急傾斜した非対称な断面を示すが, 東翼には顕著な西傾斜の逆断層は認められない (第3, 7図). 飛島には南東に傾動する海成段丘が発達する (宮内・山下, 1992) が, 飛島が背斜の中心よりは東側に位置するため, 南東への傾動は海底地質構造と概ね調和的であるといえる. さらに北方には男鹿向瀬, 新礁などの雁行配列した長さ約20 kmの北北東方向の高まりが発達する. それぞれの高まりが長さ10-30 kmの北東から南北走行の西傾斜した逆断層の上盤にあたる. 出羽堆列の東側の海盆および秋田沖大陸棚にも北北東から南北走行の逆断層がいくつか形成されている (大沢ほか, 1980; 岡村ほか, 1996a). 大陸棚上の断層の大部分は完新世に活動した可能性は低いと考えられるが, 飛島北方から北北東方向に伸びて男鹿半島の付け根に達する断層は, 最終氷期の侵食面とそれ以降の地層に変形を与えている (第8図; 岡村ほか, 1996b).

4.4 最上トラフの活断層

最上トラフにも, 数は少ないものの逆断層が分布す



第8図 秋田沖大陸棚に認められる最終氷期の侵食面を切る断層. 位置は第3図参照.
Fig. 8 An active fault which cuts the last glacial truncation surface off Akita. Location of the profile is shown in Fig. 3.



第9図 最上トラフを東北東方向に横断する断層の反射断面. 最上トラフ表層まで変形が及んでいて現在も活動的であることを示している. 位置は第3図参照.
Fig. 9 A reverse fault traversing the Mogami Trough in the ENE direction. Deformation due to fault movement reaches the uppermost sediments in the Mogami Trough, indicating active movement on the fault. Location of the profile is shown in Fig. 3.

る. 北緯38度45分以南では北北東から南北方向の小規模な断層が多く, 大部分は最近活動が低下しているように見える. 一方, 北緯38度45分以上では北東から東北東方向の比較的規模の大きい断層が分布し, 最近の活動度は高いと考えられる (第9図).

5. 日本海東縁中部の活構造

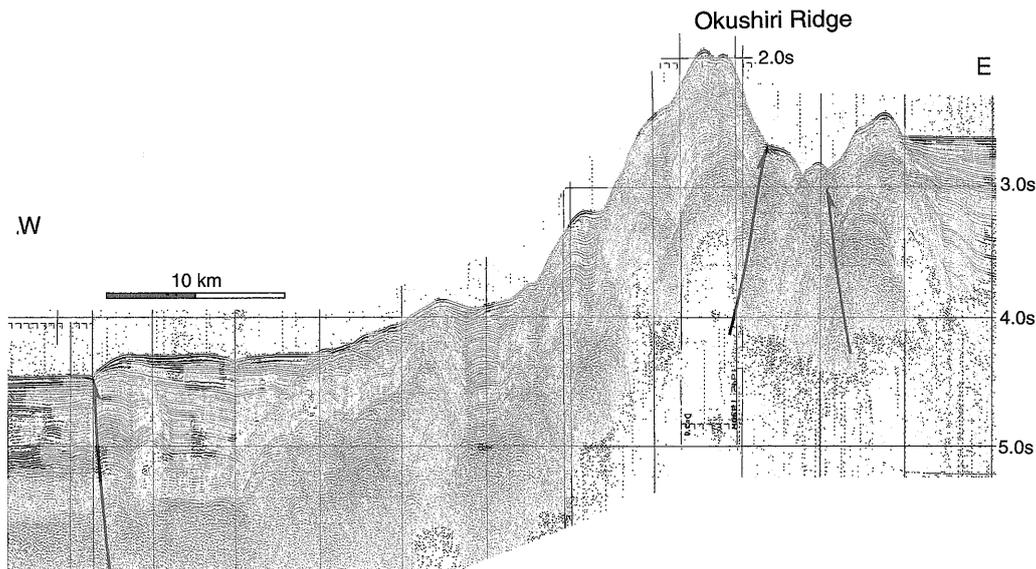
5.1 構造概略

中部の活構造は津軽半島西方沖から奥尻島を経て留萌西方沖まで達する長さ約450kmの奥尻海嶺に集中するが, 松前海台の西側にも活断層帯が形成されている (第4図). これらの活断層は長さ約100 km 毎に消長を繰り返す, 地形的に顕著な高まりを形成する傾向がある. 奥尻海嶺では, 西津軽海盆西方, 奥尻島および奥尻海脚, 後志トラフ西方, 海洋海山, そして忍路海山の5つに分ける (第4, 5図).

5.2 西津軽海盆西方

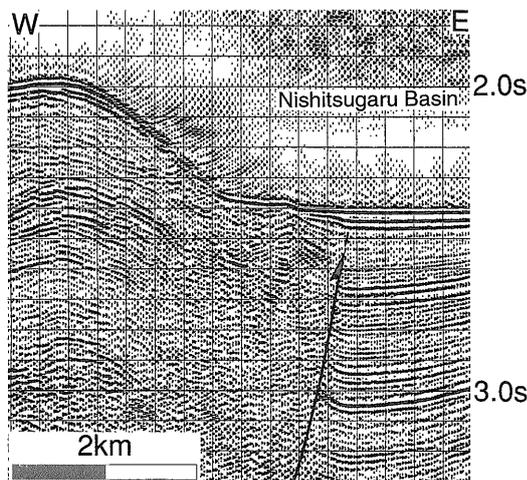
西津軽海盆西方で最も顕著な背斜構造は奥尻海嶺であるが, その西側約30 km および100 km にも断層群が発達していて, 全体で3列の活断層帯が認められる (第4図).

奥尻海嶺の複背斜構造は, 久六島から松前海台上の渡島大島まで南北約100 km の規模を持つ. 久六島の南東側で, 能代沖の粟島-男鹿断層帯の断層帯に連続する. また, 北方では渡島大島および渡島小島付近で消滅する. 北緯41度付近より南側の背斜は東翼が急傾斜で西翼が緩傾斜し, 東翼に西傾斜の逆断層が推定されるのに対



第10図 西津軽海盆西方の奥尻海嶺およびその約30km 西方の逆断層。西側の断層は日本海中部地震の地震断層であると考えられるが、累積変位量は奥尻海嶺より小さい。位置は第4図参照。

Fig. 10 Reverse faults in the Okushiri Ridge and about 30 km west of the Ridge, west of Nishitsugaru Basin. The western fault is inferred to be an earthquake fault of the 1983 Nihonkai-chubu earthquake, despite the smaller vertical offset than the other faults in the Okushiri Ridge. Location of the profile is shown in Fig. 4.



第11図 西津軽海盆の表層堆積物に変化を及ぼす、奥尻海嶺の逆断層。位置は第4図参照。

Fig. 11 A reverse fault which deforms the uppermost sediments in the Nishitsugaru Basin. Location of the profile is shown in Fig. 4.

して、北側の背斜は逆の非対称構造を示し、西翼に東傾斜の逆断層を伴う。その境界付近では、東傾斜と西傾斜の逆断層が同じ断面で観察できる（第10図）。それぞれの構造落差は数100mから1000m以上、長さは20-60kmに達する。東側の西津軽海盆は厚い第四紀の堆積物に覆われるが、その表層まで奥尻海嶺の断層運動による変形が観察されることから（第11図）、これらの断層は最近

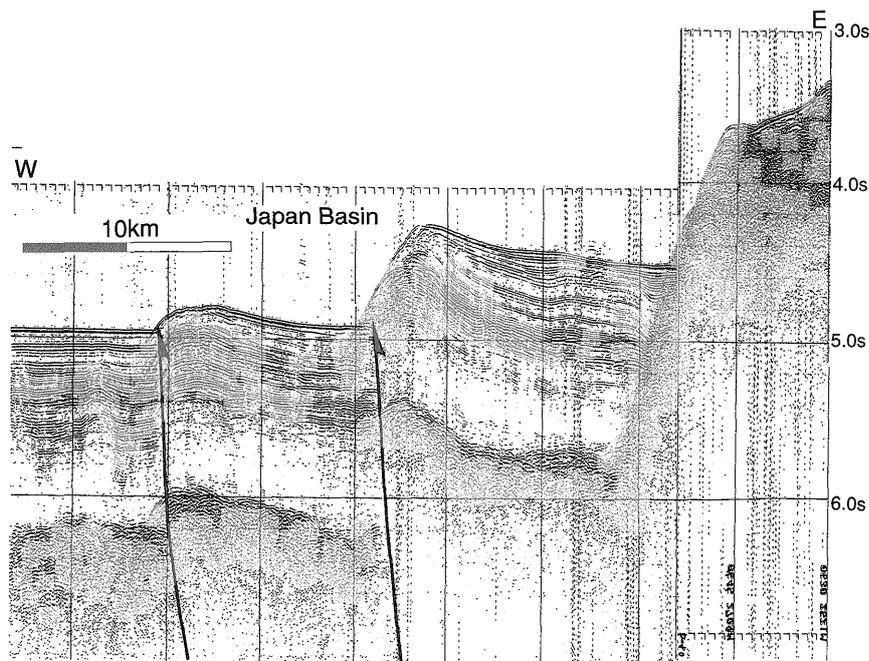
も活動していると考えられる。

奥尻海嶺の約30km西側に認められる逆断層帯は、佐渡海嶺の北縁付近および松前海台南側では明瞭であるが、その中間の北緯40度30-50分では規模が小さく、ほとんど見えないところもある。南方延長は佐渡海嶺断層帯に連続するが、北側は松前海台で消滅する。それらの断層は東側が隆起する東傾斜の逆断層で、構造落差は500mを超えない。断層の規模は奥尻海嶺に比較してかなり小さいが（第10図）、後述するように、この断層群が1983年の日本海中部地震の地震断層であると考えられる。

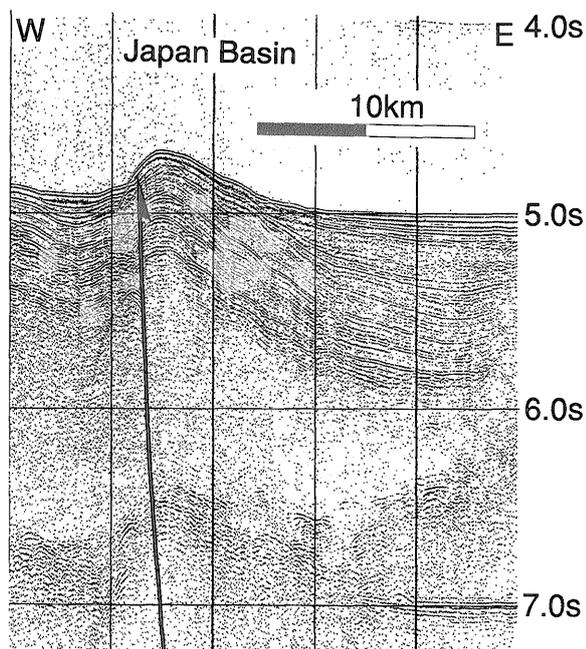
最も西側の活断層帯は、松前海台の南西端付近から南南西方向に約90kmにわたって連続する（第4図）。すべての断層が東側が隆起する東傾斜の逆断層で、北側ほど構造落差が大きくなり、松前海台付近では500m以上に達する（第12図）。本断層帯の北方延長は松前海台の西縁に達するが、そこでは明瞭な活断層は認められない。ただし、松前海台の西縁は急斜面になっている上、十分な音波探査データがないため、本当に断層が存在しないかどうか、詳細な調査によって確認する必要がある。

5.3 奥尻島周辺

奥尻島を中心とする背斜構造は、南方へは奥尻海脚から渡島大島の北東まで連続し、北方へは後志トラフの南部まで達し、全体として約100kmの長さを持つ（第4図）。また、その約30km西側の日本海盆底にも、北北東方向の逆断層帯が形成されている。さらに、奥尻島の



第12図 松前海台南西方の東傾斜の逆断層。位置は第4図参照。
 Fig. 12 East-dipping reverse faults to the southwest of the Matsumae Plateau. Location of the profile is shown in Fig. 4.



第13図 松前海台北西方の東傾斜する逆断層。位置は第4図参照。
 Fig. 13 An east-dipping reverse fault to the northwest of the Matsumae Plateau. Location of the profile is shown in Fig. 4.

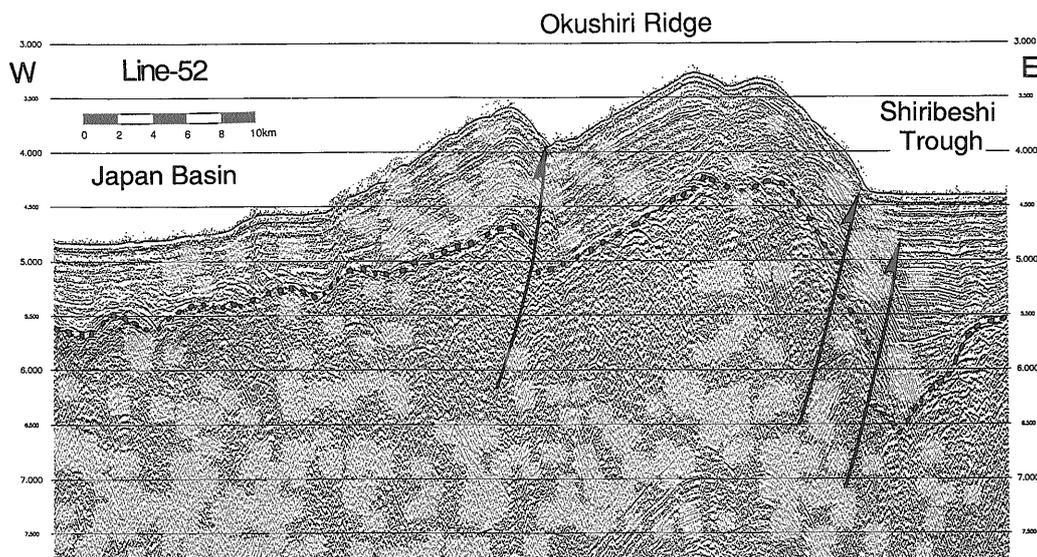
東側の奥尻海盆および奥尻海峡にもいくつかの逆断層が発達している。奥尻海脚の南側と西津軽海盆の間には渡島大島および渡島小島の2つの火山があり、その周辺では小規模な北北西方向の西傾斜の逆断層を除いて、顕

著な断層は形成されていない。

奥尻島及び松前海台は先新第三紀の花崗岩など大陸性地殻を構成する岩石が露出しており(秦ほか, 1982; Kaneoka *et al.*, 1988), 日本海盆が形成されたときにも, 大陸性地殻を持つ高まりとして存在していたと考えられる。一方, 西津軽海盆西方や後志トラフ西方の奥尻海嶺は日本海拡大時には大きく沈降したと推定されるので, 奥尻島周辺の奥尻海嶺とは地殻構造が大きく異なると考えられる。

奥尻島北側の奥尻海嶺は地質構造が不明瞭であるが, 地形的には東側が急傾斜することから, 西傾斜する逆断層によって形成されたと推定される。一方, 奥尻島およびその南側の奥尻海脚は, 西翼が急傾斜し東翼が緩傾斜の非対称な断面を持つ背斜構造で, その西翼下に東傾斜の逆断層の存在が予想されるが, 音波探査記録では奥尻海脚の一部にしか逆断層は認められない。奥尻島の西側斜面は3,500m以上の落差を持つが, 大陸性地殻を持つ奥尻島と海洋性地殻からなる日本海盆との境界であることから, 日本海の形成時からこの斜面は存在していたと考えられ, 第四紀の隆起量は海底地質構造からは推定できない。

奥尻島には第四紀中期以降に形成された最大標高500mに達する海成段丘が広く分布し, 最終間氷期(約12.5万年前)から完新世に形成された段丘も南東に傾動していることから(太田, 1994), 最近も同様の変動が継続していると考えられる。奥尻島は, 奥尻海嶺の背斜構造の中軸から東翼に位置することから, 段丘の南東への傾



第14図 後志トラフ西側の奥尻海嶺。東翼が急傾斜する非対称な背斜構造からなり、西傾斜の逆断層によって形成された。位置は第4図参照。

Fig. 14 Seismic profile of the Okushiri Ridge to the west of the Shiribeshi Trough. The ridge consists of an east-verging asymmetric anticline, formed by west-dipping reverse faults. Location of the profile is shown in Fig. 4.

動と海底地質構造とはほぼ調和的である。その隆起速度は、最終間氷期以降の段丘面高度から、1 m/1,000年以上であると推定されている (太田, 1994)。1993年の北海道南西沖地震の余震域はこの背斜の西側に沿って分布するが (第4図)、推定されている震源断層 (久家・菊池, 1994; 橋本ほか, 1994; 今村ほか1994; Tanioka *et al.*, 1995など) と上記の地質構造から推定される断層とは一致しない。

西側の日本海盆に形成されている逆断層は北北東方向に断続的に約70 kmにわたって形成されている (第4図)。その南側は松前海台の西縁に、北方延長は後志トラフ西側の奥尻海嶺に達する。断層はすべて東側が隆起する東傾斜の逆断層で、最大構造落差は500 mに達する (第13図)。

5.4 後志トラフ西方

北緯42度30分から43度30分の間の後志トラフ西方の奥尻海嶺は、全体としてほぼ南北方向に伸びるが、海嶺上に北北東方向と北北西方向のリニアメントが数多く形成されていて、やや複雑な形態を示す (海上保安庁水路部20万分の1海底地形図, no. 6657, 「石狩湾西方」)。北緯42度45分付近より南で2列に分かれ、東側の海嶺は南に伸びて奥尻島に連続し、西側の海嶺は南西へ伸びて奥尻島の西側の断層帯に達する。また、北緯43度05分より北側では北北西方向と北北東方向に伸びる2列の海嶺に分かれる。別の見方をすると、北緯42度45分から北緯43度05分の間では活断層が狭い範囲に集中し、特に歪みの

集中しやすい場所であることを示唆している。北海道南西沖地震の震源は、この断層が集中する領域の西側に位置する。

これらの海嶺は東翼が急傾斜し、西翼が緩傾斜する非対称な断面を持つ背斜構造からなり、場所によっては2-3列に分かれる (第14図)。いずれも西傾斜の逆断層の活動によって成長したと考えられる。背斜軸と後志トラフとの間の構造落差は1,500 m以上に達し、その隆起開始年代は海嶺上の掘削結果から約1.8 Maであると推定されているので (Tamaki *et al.*, 1992)、海嶺の平均隆起速度は1,000年で0.8 m以上になる。そのなかで、海嶺東縁の逆断層は最も規模が大きく、後志トラフの表層の堆積物にも変形を与えていることから、最近も活動的であると考えられる。1993年の北海道南西沖地震は、この海嶺東縁の断層が活動したと推定される (岡村ほか, 1993; 竹内ほか, 1996)

5.5 海洋海山および忍路海山

これらの海山周辺では音波探査測線の間隔が粗く、また記録の質も不十分なため、活断層の分布については正確にはわかっていない。海洋海山付近では奥尻海嶺は規模が大きくなり、背斜の西縁の東傾斜の逆断層が顕著になる (倉本, 1989, Tokuyama *et al.*, 1992)。この海嶺の北縁に近い北緯44度10分付近で武蔵堆西方の台地状に広がる地形的高まりに接し、海嶺状の地形は不明瞭になる。そこから約20 km 東側の台地の上には、長さ約80 km以上の南北方向に伸びる忍路海山が形成されている。忍

路海山は雁行する2列の海嶺からなり、南側の海嶺は東縁に西傾斜の逆断層を伴い、北側の海嶺は西縁に東傾斜の逆断層を伴っていると推定される。その北方延長には、顕著な活構造はないと考えられる。Satake (1986) によって推定された1940年の積丹半島沖地震の震源域は、忍路海山にほぼ一致する。

6. 北東部の活構造

北東部は寿都湾と海洋海山の北縁とを結ぶ線より北東側の、水深2000mより浅い範囲を指す。この境界は、断続的ながら直線状の急斜面となっている上(第5図)、北東側で基盤の深度が急に浅くなることから、日本海拡大時に形成された大きな正断層あるいは横ずれ断層であると考えられる。忍路海山はこの区分に従えば北東部に含まれるが、奥尻海嶺の北方延長と見る方が自然と考え、海洋海山と合わせて前述した。この海域の海底地質調査は十分には進んでいないので、詳細な活断層の分布は明らかではない。寿都海底谷はこの境界の南部にあり、斜面を斜めに横断して後志トラフに達することから、断層に規制された海底谷であると考えられている(Tokuyama *et al.*, 1992; 倉本・岡村, 1996)。断層の運動様式や活動度は音波探査記録では明瞭ではないが、横ずれ断層あるいは横ずれ成分を含んだ逆断層であるとされており、その南東延長上の陸上には、活断層を含む黒松内低地が連続する。また、寿都海底谷の北西延長上の後志海山の東側にも同様の断層が推定される。

積丹半島の北側に広がる大陸斜面には、活構造と考えられる南北から北北東方向に伸びる海嶺が少なくとも2列認められ、さらに東側にも活構造が分布する。それぞれの活断層は、奥尻海嶺の活構造に比較して規模がかなり小さい。西側の海嶺は積丹堆から36共同堆を経て、北北東方向に連続する。その東側には神威海嶺から北北東方向に断続的に海嶺が分布する。さらに東側にも、長さ十数kmの余市海脚や、そこから約60km北方の小樽礁と呼ばれる南北方向に伸びる海嶺が形成されている。神威海嶺は東縁に西傾斜の逆断層を伴う背斜構造で、余市海脚は西縁に東傾斜の逆断層を伴う背斜構造であることが知られている。それらの北方延長では断層がどの様に連続するのか明らかではないが、礼文島周辺に発達する顕著な南北方向の断層・褶曲群(玉木ほか, 1979)に収束するように見える。それらの活動度ははっきりしないが、奥尻海嶺に分布する断層に匹敵する規模を持つ。

前述したように、忍路海山の北側に連続する明瞭な逆断層は知られていない。一方、忍路海山の北西側にはターリートラフがあり、そこが日本海東縁のプレート境界と考えられたこともあるが(中村, 1983)、地質調査所が取得した音波探査記録では(Honza, 1978)、このトラフ内に顕著な断層が形成されている様には見えな

い。したがって、日本海東縁の活断層帯は、忍路海山以北では東側にジャンプして礼文島周辺に達する可能性が高い。

7. 最近の地震と活断層との関係

7.1 新潟地震

1964年の新潟地震の震源断層は、西傾斜の高角逆断層とする考え(Abe, 1975; 草野・浜田, 1991)と、東傾斜の低角逆断層とする考え(Satake and Abe, 1983; Mori and Boid, 1985)がある。その余震域は、粟島隆起帯にほぼ一致する。その隆起帯中に分布する2-3列の断層はいずれも西傾斜することから、新潟地震の震源断層は西傾斜であると考えるのが妥当であろう(岡村ほか, 1994a)。従って、新潟地震は活構造とよく対応する地震であり、活構造から場所と規模を予測可能な地震であるといえる。太田ほか(1988)は、粟島の段丘高度と傾動量から新潟地震が約2,000年の活動間隔を持つと推定し、岡村ほか(1994a)は海底の活断層からは活動間隔が3,000年以下と考えた。

7.2 庄内沖地震

1833年の庄内沖地震の津波の波源域については、羽鳥・片山(1977)が1964年新潟沖地震の波源域にかなり重なるその北側に想定した。しかしながら、新潟地震の活動間隔が千年以上と推定されていることから、同じ断層が一部でも130年間で2回活動することは考えにくい。一方、相田(1989)は飛島を中心とする南北方向の断層と、そこから南西へ伸びる2つの断層を想定している。飛島を中心とする南北方向の断層は飛島を中心とする隆起帯に一致するが、南南西へ伸びる断層は最上トラフ内の北東東方向の断層よりはかなり南に位置する。今後、明らかになった活断層の位置を考慮して、津波波源域の推定が望まれる。

7.3 男鹿地震

1939年の男鹿地震は男鹿半島の西部から西方沖を震源域とする地震であると考えられている(佐藤, 1993)。震源断層として東傾斜の逆断層が考えられているが、この付近の海域に分布する活断層は大部分が西傾斜であり、本地震の震源断層に相当する活断層は海域には見出せない。しかしながら、男鹿半島は全体として北東に傾動する地質構造を示すことから、その地下深部に東-北東に傾斜する逆断層が存在する可能性は十分に考えられる。

7.4 日本海中部地震

1983年の日本海中部地震の余震域は、西津軽海盆西方の奥尻海嶺とその西側の断層群との間の南北140km、

東西40 km に広がる。久六島の南側では奥尻海嶺から離れ、西側の断層群に沿って南南西方向に伸びる (第4図)。発震機構の解析および余震の断面分布から、この地震は東傾斜の逆断層によって引き起こされたと考えられている (石川ほか, 1984; Urabe *et al.*, 1985; Satake, 1985; Sato *et al.*, 1986)。このことは、本地震の震源断層が奥尻海嶺ではなく、その西側の規模の小さい断層群に連続することを示している。ただし、余震の断面分布も単純な東傾斜でなく、かなり複雑な分布を示すことから (Urabe *et al.*, 1995)、部分的に東側の奥尻海嶺に達するような断層が活動した可能性も否定できない。1964年の男鹿沖地震および1983年の日本海中部地震の震源はいずれも、この断層帯の南縁付近に位置する。震源付近から南には佐渡海嶺断層帯が約100 km 連続するが、破壊は震源から北へ発達し、南側にはほとんど広がらなかった。震源域の南縁付近は佐渡海嶺の北縁に当たり、基盤深度が急変して大きな地殻構造の不連続帯になっていると考えられる。破壊域の北端も、大陸性地殻を持つ高まりである松前海台に達したところで止まっている。そのようなことから、この地震では地殻構造の違いが地震の破壊領域を規制する大きな要素となったことが考えられる。また、破壊域の北端には渡島大島・渡島小島などの活火山が分布していることから、火山の存在も断層破壊領域を規制する何らかの影響を与えている可能性がある。この地震の破壊領域の中には第四紀の火山である久六島が含まれているが、その付近では余震がやや少なくなるとともに、その付近で破壊が北側へジャンプしたとされている (Sato, 1985)。

中嶋・金井 (1995) は本地震の震源域から採取した堆積物のタービダイトの解析から、この付近では過去約1,000年間に1983年の地震を含めて5回の地震があったと推定した。

7.5 寛保の津波

江戸時代の1741年に江差をはじめとする北海道南西部を襲った寛保の津波は、それに先立つ地震の記録がはっきりしないこと、その前から渡島大島が活発な噴火をしていたことから、火山噴火に起因するものという考えもあった。それに対して、羽鳥・片山 (1977) はこの津波が低周波地震によるものであるとし、相田 (1984) は渡島大島の噴火に伴う山体崩壊では、この津波の規模を説明することが困難であることを、数値計算から示した。羽鳥・片山 (1977) は松前海台の西側にこの津波の波源域を想定し、羽鳥 (1984b) はほぼ同じ位置で奥尻島を含むさらに広い波源域を推定している。この波源域の位置は松前海台北西側の活断層群におおよそ一致する。この断層群の歴史時代の活動履歴は全くわかっていないが、1741年に活動したかどうかを明らかにするため、今後潜航調査などを行って検討する必要がある。

7.6 北海道南西沖地震

1993年の北海道南西沖地震の余震域は北緯41度50分付近から北緯42度05分付近まで長さ約150 km にわたって広がっていて、後志トラフ西方から奥尻島南方の松前海台まで達する (日野ほか, 1994)。震源断層モデルは多くの研究者によって公表されているが (久家・菊池, 1994; 橋本ほか, 1994; 今村ほか1994; Tanioka *et al.*, 1995など)、破壊域の北半分は西へ緩やかに傾斜し、南半分は西へ急傾斜する逆断層であるとする考えが多い。

破壊域の北半分では西傾斜の逆断層が奥尻海嶺の東縁および中軸に分布し、余震もこれらの断層にほぼ一致して広がっている。地震直後に実施した音波探査などによって、奥尻海嶺東縁の逆断層に沿って後志トラフの海底に2-3 m の段差が形成され、深海曳航サイドスキャンソナーの記録にも海底に明瞭なりニアメントとして観察された (岡村ほか, 1993)。さらに、奥尻海嶺の東縁で行われた潜航調査では、地震時に形成されたと考えられる変動地形が観察されており (竹内ほか, 1996)、震源断層の一部が奥尻海嶺の東縁に露出したことはほぼ間違いないと考えられる。

一方、破壊域の南半分では、地質構造から東傾斜の逆断層が推定されるのに、震源断層は西傾斜した逆断層であった。さらに地震時には奥尻島が沈降したことも、奥尻島の隆起を示す段丘の分布とは矛盾する。潜水調査船による調査では、奥尻島西方の斜面上に地震に関連した変動地形が数多くあることが報告されているが (倉本, 1994; 岡野ほか, 1995)、地質構造が複雑なため地震探査断面では本地震の原因となった活断層は確認できない。このような事実は、北海道南西沖地震の震源域の南部では最近10万年オーダーで蓄積してきた地殻変動とは異なる様式の断層運動によって地震が生じたことを示している (太田, 1994)。本地震はこの付近に起こる地震として特異なものであるかもしれないが、一方で、地殻変動のパターンが変化しつつある可能性も否定できない。

このように本地震は、地質構造と地震との関係について大きな課題を残した。今後、地質構造、発震機構、余震分布などを詳細に比較検討し、これらの関係を解明することが重要である。

7.7 積丹半島沖地震

1940年の積丹半島沖地震の震源域については、津波の観測結果に基づいた Hatori (1969) および Satake (1986) による検討がある。Hatori (1969) は、忍路海山から積丹半島西方まで達する、北北西方向に伸びる長さ170 km 幅70 km に達する波源域を推定した。Satake (1986) は地震及び津波データを再検討し、震源域を長さ100 km、幅35 km であるとした。後者の断層モデルの位置は忍路海山にほぼ一致し、その断層と1993年の北海道南西沖地

震の震源域との間に50 km以上の空白域が残されることになる (Ohtake, 1995). 忍路海山の南西に位置する海洋海山では今まで「しんかい6500」による潜水調査が行われており、その西側斜面の下部では最近の活動を示す変動地形は見いだせなかったが、上部で開口割れ目が発見されている (竹内ほか, 1991). 同じような割れ目は、北海道南西沖地震の震源域でも潜水調査によって多数発見されており (竹内ほか, 1996), 海洋海山付近でも比較的近い過去に大きな地震があったことを示している. 1940年の地震の震源域が1993年北海道南西沖地震の震源域と連続するのか、あるいはその間に広いギャップが存在するのかどうかをはっきりさせるためにも、この付近の奥尻海嶺や後志海山、寿都海底谷周辺の詳細な活構造の調査・検討説明が必要である.

8. 議 論

日本海東縁は第四紀に形成された逆断層と背斜構造が海底地形によく表れている. またそこで発生する津波は、地震の規模に比較して規模が大きいことが指摘されている (羽鳥, 1984a; Abe, 1985). このことは、地震によって生じる地殻変動が海底に活構造としてよく保存されていることを示していると考えられ、活構造の特徴から、そこで発生する地震の特徴や規模などが予測できることが期待される.

大規模な特徴から見ると、中部の奥尻海嶺周辺では活断層の規模が大きく、南部や北東部では断層の規模が小さくなる傾向がある. 奥尻海嶺に沿って発生した日本海中部地震および北海道南西沖地震はマグニチュードが7.7および7.8で、マグニチュード7.5の新潟地震および積丹半島沖地震に比較してやや規模が大きいことは、上記の地質構造の特徴と調和的であるといえる.

一方、最近発生したそれぞれの地震とその周辺の活構造とを比較してみると、必ずしも完全に一致するとはいえない. 新潟地震は震源断層が西傾斜であれば、地質構造とよく一致しており、地質構造から地震の場所と規模が予測可能である. 日本海中部地震は、地震断層と考えられる活断層が見出されるが、震源付近で最も規模の大きい奥尻海嶺ではなく、その西側の奥尻海嶺より規模が小さく、断続的な活断層であった. このことは、活断層だけから地震の位置や規模を正確に予測することが困難であることを示している. 活断層の累積変位量や連続性の大小だけからその活動度や重要性を判断するのではなく、最近の活動度を出来るだけ厳密に解明して、考慮することが重要である. 一方、北海道南西沖地震では、北部は活断層とほぼ一致した震源断層が推定されているのに対して、南部では活構造とは全く一致しない. このように地質構造と震源断層とが完全に異なる場合には、活構造から将来発生する地震を予測することは不可能であ

る. しかしながら、この場合でも震源断層は活構造に隣接して形成されていることから (第4図)、両者が全く無関係ではないと考えられる.

地震の破壊領域の範囲と地質構造の間には、何らかの関係があることが期待される. 新潟地震では断層の消滅と破壊領域の端とがほぼ一致すると考えられる. 日本海中部地震では佐渡海嶺と松前海台との間の、基盤深度が深いところで地震が発生し、基盤深度の浅くなる佐渡海嶺および松前海台には破壊が広がらなかった. この場合には、地殻構造の不連続線で破壊が終わっている様に見える. 一方、北海道南西沖地震は、基盤深度の深い後志トラフ西方の奥尻海嶺から、基盤深度が浅く大陸性地殻からなる奥尻島及び松前海台まで破壊が広がった. ここでは、日本海中部地震のように地殻構造の不連続が推定される場所で破壊が停止していない. さらに、北端の北緯43度15分付近の地質構造には明瞭な不連続は認められず、奥尻海嶺がそのまま北へ連続する途中で破壊が停止している様に見える.

一方、渡島大島のなどの火山も破壊の停止に関係している可能性があるが、活構造への影響も認められる. 最も顕著な例は、渡島大島付近で奥尻海嶺が不明瞭になるとともに、その西側の松前海台西縁でも南北に連続する断層が不明瞭になっていることである. 後志海山は第四紀の火山であると考えられるが、その西側では奥尻海嶺の規模が著しく小さくなっている. 久六島周辺でも奥尻海嶺が小規模になっているように見えるが、渡島大島や後志海山周辺ほど顕著でない.

このように、日本海東縁で最近発生した地震の震源域を地質構造に重ねると、何らかの関係が見られることが多いが、地震によって関連する内容も異なっており、単純ではない.

これまで述べてきた活構造は、第四紀に成長したすべての断層・褶曲 (百万年オーダー) を含んでいる. しかしながら、それらの中には明らかに最近の活動度が低下しているものを含んでいる. したがって、10万年オーダーあるいはそれ以下の精度で活動度を解明し、今後も地震を起こす可能性の高い活構造を識別することが重要で、そのための調査手法を含めて検討する必要がある.

日本海東縁では、陸域も含めて多くの逆断層が最近200-300万年間に著しく成長してきた. それらは幅数十 km-百 km以上に達する領域の中に分布しているが、ここが海溝であると断定できるような顕著な構造は見いだせない. 活断層の多くが過去の正断層など弱線に沿って形成されているもので、それらの規模や形態には陸上の活断層と大きく異ならない. このような地質構造を見る限り、日本海東縁では幅広い範囲で短縮変動が生じており、海底にプレート境界あるいは沈み込み境界を1本の線で示すことは不可能である. ただし、Honza and Tamaki (1985) が指摘しているように、現在は沈み込み境界が

形成される初期の段階で、将来には沈み込み境界に発展する可能性は十分に考えられる。

本報告では海域に限って活断層の分布に及びその地震との関係を述べた。今後、陸域の活断層も含めて活動度、地殻短縮量などを定量的に日本海東縁全体で明らかにすることができれば、将来の地震発生ポテンシャルの推定あるいは新生海溝形成のメカニズム解明に大きく貢献できると期待される。

9. 結 論

日本海東縁の活構造はその特徴から、南部、中部及び北東部に区分できる。南部は佐渡島から男鹿半島周辺までの範囲で、幅100 km以上に達する断層帯を形成し、南北に連続する佐渡海嶺断層帯と粟島-男鹿断層帯の2つの顕著な断層帯が認められる。それらの間の最上トラフにも、横ずれ成分をかなり含むと考えられる東北東方向の断層が分布する。新潟地震は粟島-男鹿断層帯の中の粟島隆起帯で発生したが、余震分布、断層モデルともに活構造に調和的である。中部は津軽半島西方から奥尻島を経て留萌西方沖まで達する長さ約450 kmの奥尻海嶺を中心とする断層帯を形成する。奥尻島以南では奥尻海嶺の西側にも活断層帯が形成されている。これらの断層帯は長さ約100 km毎に消長を繰り返す傾向があり、顕著な背斜構造として西津軽海盆西方、奥尻島及び奥尻海脚、後志トラフ西方、海洋海山、そして忍路海山の5つが認められる。日本海中部地震は西津軽海盆西方で発生したが、奥尻海嶺ではなくその西側に位置する小規模で断続的な断層が地震断層となった。一方、北海道南西沖地震は後志トラフ西方及び奥尻島・奥尻海脚で発生したが、震源断層と奥尻海嶺の地質構造とは一致しない部分がある。北東部の断層分布は必ずしも明確でないが、今までに公表されたデータからは、奥尻海嶺より東側に規模の小さいいくつかの断層が形成されていて、その北側延長は礼文島から稚内付近に収束しているように見える。武蔵堆からその西側のタータリートラフは、十分な調査がなされていないが、既存のデータからは顕著な活構造は確認できない。このような地質構造を見る限り、日本海東縁の海底にプレート境界を線として定義することは困難である。

謝辞 地質調査所地震地質部の佐竹健治主任研究官には査読をしていただき、貴重なコメントを受けたことに感謝します。又、本報告を作成するきっかけを与えていただいた、地震予知総合研究振興会の相田 勇主任研究員にお礼申し上げます。本報告の基となった音波探査データは工業技術院特別研究「日本海中部東縁部大陸棚周辺の海洋地質学的研究」および「北海道西方海域の環境変動に関する総合的研究」に関わる1989年から1996年まで

の地質調査船白嶺丸の調査航海で得られたもので、これらの航海に参加された、白嶺丸乗組員および地質調査所の研究員の方々に深く感謝します。デジタル信号処理を含む音波探査データの再解析は、科学技術振興調整費総合課題「日本海東縁部の地震発生ポテンシャル評価の研究」の一環として実施した。

文 献

- Abe, K. (1975) Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964. *Jour. Phys. Earth*, 23, 349-366.
- Abe, K. (1985) Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 38, 214-223.
- 相田 勇 (1984) 噴火により発生する津波の見積もり—1741年渡島大島の場合—, 地震研彙報, 59, 519-531.
- 相田 勇 (1989) 天保4年庄内沖地震による津波に関する数値実験. 萩原尊禮編, 続古地震, 東京大学出版会, 東京, 204-214.
- 浅田 昭・加藤 茂・春日 茂 (1989) 富山トラフの変動地形・地殻構造調査. 水路部研究報告, no. 25, 93-122.
- 栗田泰夫 (1988) 東北日本弧中部内帯の短縮変動と太平洋プレートの運動. 月刊地球, 10, 587-591.
- Fukao, Y. and Furumoto, M. (1975) Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, 25, 247-266.
- 橋本 学・小沢慎三郎・吉村愛一郎・鷲谷 威・多田 堯・辻 広道 (1994) 北海道南西沖地震に伴う地殻変動と断層モデル. 月刊海洋号外, no. 7, 55-61.
- 秦 光男・瀬川秀良・矢島淳吉 (1982) 奥尻島北部及び南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1), 地質調査所, 83p.
- Hatori, T. (1969) A study of the wave source of tsunami generated off west Hokkaido on Aug. 2, 1940. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47, 1063-1072.
- 羽鳥徳太郎 (1984a) 北海道の歴史津波, 月刊海洋, 11, 13-22.
- 羽鳥徳太郎 (1984b) 北海道渡島沖津波 (1741) の挙動の再検討. 地震研彙報, 59, 115-125.
- 羽鳥徳太郎・片山通子 (1977) 日本海沿岸における歴史津波とその波源域. 地震研彙報, 52, 49-70.

- 日野亮太・金沢敏彦・末広 潔・佐藤利典・島村英紀 (1994) 海底地震計群列による1993年北海道南西沖地震の余震分布. 月刊海洋号外, no. 7, 35-42.
- Hirata, N., Tokuyama, H. and Chung, T. W. (1989) An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan: the final stage of back-arc spreading. *Tectonophysics*, 165, 303-314.
- Honza, E. ed. (1978) Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido. *Cruise Reports*, no. 11, Geological Survey of Japan, 72p.
- 本座栄一・玉木賢策・湯浅真人・村上文敏 (1979) 日本海南部および村馬海峡周辺海底地質図(100万分の1). 海洋地質図シリーズ, no. 13, 地質調査所.
- 堀田 宏 (1967) 日本海における堆積層の構造. 北大地球物理学研究報告, 18, 111-131.
- 今村文彦・高橋智幸・高橋武之 (1994) 地震断層は西下がりか東下がりか. 一津波データからの解釈. 月刊海洋号外, no. 7, 179-184
- 石川有三 (1994) 残された空白域. 月刊海洋号外, no. 7, 102-107.
- 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.
- 岩淵義郎 (1968) 日本海南東部の海底地質. 東北大地質古生物研報, 66, 1-76.
- Kaneoka, I., Hayashi, H., Iwaguchi, T., Yasuda, A., Taniguchi, Y., Fujioka, K. and Sakai, H. (1988) K-Ar dating of volcanic rocks dredged from Yamato Seamount Chain in the Japan Sea. *Bull. Volcanol. Soc. Jap.*, 33, 213-218.
- 加藤 茂・桂 忠彦・浅田 昭・春日 茂 (1986) 1983年日本海中部地震震源域の海底地形地質. 水路部研究報告, no. 21, 1-20.
- 加藤 茂・浅田 昭・春日 茂 (1990) 富山トラフの変動地形と地質構造. 地学雑誌, 99, 3-12.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層. 東京大学出版会, 東京, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 小林洋二 (1983) プレート“沈み込み”の始まり. 月刊地球, 5, 510-518.
- 久家慶子・菊地正幸・Jiajum Zhang (1994) 遠地実体波・表面波でみる北海道南西沖地震 (1993年7月12日) の複雑な震源過程. 月刊海洋号外, no. 7, 21-28.
- 倉本真一 (1989) 背弧オフィオライトの形成モデル. 地学雑誌, 98, 81-91.
- 倉本真一 (1994) 北海道南西沖地震による海底地殻変動と海底環境変化について. JAMSTEC 深海研究, no. 10, 437-444.
- 倉本真一・岡村行信 (1996) 積丹半島沖シングルチャンネル音波探査及び3.5kHzSBP 調査. 岡村行信・井内美郎編 “北海道西方海域の環境変動に関する総合的研究”, 平成7年度研究概要報告書, 40-54.
- 草野富二雄・浜田信生 (1991) 1964年新潟地震の余震分布再調査結果について. 地震, 44, 305-313.
- Ludwig, W. J., Murauchi, S., Houtz, R. E. (1975) Sediments and structure of the Japan Sea. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 86, 651-664.
- 宮内崇裕・山下佐祐美 (1992) 飛島の海岸段丘. 地学雑誌, 101, 71-78.
- Mori, J. and T. Boid (1985) Seismological evidence indicating rupture along an eastward dipping fault plane for the 1964 Niigata, Japan Earthquake. *Jour. Phys. Earth*, 33, 227-240.
- 中嶋 健・金井 豊 (1995) 1983年日本海中部地震震源域でのタービダイトによる地震発生間隔の推定. 地震, 48, 223-228.
- 中村一明 (1983) 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研彙報, 58, 711-722.
- Ohtake, M. (1995) A seismic gap in the eastern margin of the Japan Sea as inferred from the time-space distribution of past seismicity. *The Island Arc*, 4, 156-165.
- 岡田博有・Lallemand, S.・大塚謙一・Labeyrie, L. (1985) 日本海東縁の海底地質構造. 静岡大学地球科学研究報告, 11, 119-133.
- 岡村行信・中村光一 (1995) 反転テクトニクス (inversion tectonics) あるいは盆地反転 (basin inversion) - 日本海東縁における例を交えて -. 地球科学, 49, 302-305.
- 岡村行信・渡辺真人・佐藤幹夫・山本博文 (1992) 日本海南東縁のインバージョンテクトニクス. 構造地質, no. 38, 47-58.
- 岡村行信・上嶋正人・倉本真一・中嶋 健・岸本清行・西村清和・宮崎純一 (1993) 北海道南西沖地震の震央東方の奥尻海嶺東縁に沿った活断層. 日本地震学会1993年秋季大会予稿集, p. 41.
- 岡村行信・佐藤幹夫・宮崎純一 (1994a) 新潟沖

- 大陸棚の活構造—特に新潟地震との関係について—。地震, 46, 413-423.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1994b) 佐渡島南方海底地質図及び説明書。海洋地質図, no. 43, 地質調査所, 25p.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1995) 佐渡島北方海底地質図及び説明書。海洋地質図, no. 46, 地質調査所, 43p.
- Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R. and Satoh, M. (1995) Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *The Island Arc*, 4, 166-181.
- 岡村行信・森尻理恵・佐藤幹夫 (1996a) 秋田西方海底地質図及び同説明書。海洋地質図, no. 48, 地質調査所, 36p.
- 岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫 (1996b) 粟島周辺海底地質図及び同説明書。海洋地質図, no. 47, 地質調査所, 34p.
- 岡野 肇・藤岡換太郎・田中武男・竹内 章・倉本真一・徳山英一・徐 垣・加藤 茂 (1995) 北海道南西沖地震直後の海底。JAMSTEC 深海研究, no. 11, 379-394.
- 太田陽子 (1994) 海成段丘からみた奥尻島の第四紀地殻変動の傾向と1993年地震の例外性。月刊海洋号外, no. 7, 70-73.
- 太田陽子・柏木修一・桜井一賀・池田 潤 (1988) 新潟県粟島の海成段丘からみた地震隆起の累積に関する検討。地学雑誌, 97, 25-38.
- 太田陽子・宮脇明子・塩見美奈子 (1992) 佐渡島の海成段丘を切る活断層とその意義。地学雑誌, 101, 205-224.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985) Paleomagnetic evidence from the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan. *Earth Planet. Sci. Let.*, 75, 265-277.
- 大沢 穠・須田芳朗 (1980) 20万分の1地質図「秋田および男鹿」。地質調査所。
- 大沢 穠・池辺 穠・荒川洋一・土谷信之・佐藤博之・垣見俊弘 (1982) 象潟地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所。
- 大沢 穠・土谷信之・片平忠実・菊池芳朗・大口健志 (1989) 秋田県南部—山形県北部油田地帯の深部構造。地質学論集, no. 32, 133-143.
- Satake, K. (1985) The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 37, 249-260.
- Satake, K. (1986) Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 43, 137-147.
- Satake, K. and Abe, K. (1983) A fault model for the Niigata, Japan, earthquake of June 16, 1964. *Jour. Phys. Earth*, 31, 217-223.
- 佐藤 裕 (1993) 地殻変動による1939年男鹿地震の再検討。地震, 46, 49-52.
- Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, 99, 22261-22274.
- 佐藤任弘 (1971) 東北日本沿岸の海底調査。地学雑誌, 80, 1-17.
- 佐藤任弘・桜井 操・田口 広・永野真男・内田摩利夫・大森哲雄 (1973) 北海道西方大陸縁辺地域の海底地質。水路部研究報告, no. 8, 1-49.
- Sato, T. (1985) Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms. *Jour. Phys. Earth*, 33, 525-557.
- Sato, T., Kosuga M., Tanaka K. and Sato H. (1986) Aftershock distribution of the 1983 Nihonkaichubu (Japan Sea) earthquake determined from relocated hypocenters. *Jour. Phys. Earth*, 34, 203-223.
- 石油技術協会 (1993) 最近の我が国の石油開発石油, 技術協会創立60周年記念。石油技術協会, 443p.
- 鈴木字耕 (1989) 日本海東部新第三系堆積盆地の地質。地質学論集, no. 32, 143-183.
- 竹内 章・仲 二郎・徳山英一ほか YS91-1-4航海乗船研究者一同 (1991) 日本海東縁断層系の活動度調査—「しんかい6500」第51調査潜航報告—。第8回しんかいシンポジウム予稿集, 海洋科学技術センター, 88-89.
- 竹内 章・藤岡換太郎・藤倉克則・加藤幸弘・長沼毅・倉本真一・岡村行信・岡野 肇・青木美澄・小寺 透 (1996) 津波地震による海底地盤変動—1993年北海道南西沖地震震源域潜航調査—。JAMSTEC 深海研究, no. 12, 65-81.
- Tamaki, K. (1995) Opening tectonics of the Japan Sea. In Taylor, B. ed., *Backarc Basins: tectonics and magmatism*, Plenum Press, New York, 407-420.
- Tamaki, K. and Honza, E. (1985) Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, 119, 381-406.

- 玉木賢策・湯浅真人・西村清和・本座栄一 (1979) 北海道周辺日本海およびオホーツク海域広域海底地質図(100万分の1). 海洋地質図シリーズ, no.14, 地質調査所.
- 玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏 (1981) 日本海中部海底地質図 (100万分の1). 海洋地質図シリーズ, no.15, 地質調査所.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C. Jr. and Pisciotta, K. A. (1992) Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., *et al.* eds., *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1333-1348.
- Tanioka, Y., Satake, K. and Ruff, L. (1995) Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data. *Geophys. Res. Letter.*, 22, 9-12.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1982) 日本
の石油・天然ガス資源. 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 455p
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1992) 改訂版 日本
の石油・天然ガス資源. 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 520p.
- Tokuyama, H., Kuramoto, S., Soh, W., Miyashita, S., Byrne, T. and Tanaka, T. (1992) Initiation of ophiolite emplacement: a modern example from Okushiri Ridge, Northeast Japan Arc. *Marine Geology*, 103, 323-334.
- Urabe, T., Suyehiro, K., Iwasaki, T., Hirata, N., Kanazawa, T., Nishizawa, A. and Shimamura, H. (1985) Aftershock distribution of the 1983 Japan Sea earthquake as determined from helicopter-dispatched OBS observation. *Jour. Phys. Earth*, 33, 133-147.
- 渡辺真人・岡村行信・佐藤幹夫 (1994) 東北日本沖日本海大陸斜面の珪藻化石と地質構造. 地調月報, 45, 405-436.
- (受付: 1997年10月7日; 受理: 1998年1月14日)