

日本海東縁～北海道西方海域のネオテクトニクス

岡村 行信¹⁾・倉本 真一¹⁾

1. 中新世の伸張テクトニクス

日本列島は前-中期中新世(約2500-1300万年前)にユーラシア大陸から離れて、太平洋側に移動し、ほぼ現在の位置に達したと考えられる(例えば Sato, 1994)。日本海はこのときに形成された背弧海盆である。このような背弧拡大が生じた場合には、海洋底に地磁気異常の縞模様が生じることが多いが、日本海の場合には地磁気異常の縞模様が不明瞭なため、日本列島の移動の経路もはっきりとはわかっていない。

陸域での古地磁気学的研究は、西南日本弧と東北日本弧がそれぞれ時計回り及び半時計回りに回転したことを示し、西南日本弧と東北日本弧が観音開きの扉のように回転してユーラシア大陸から離れることによって形成されたと考えられた(例えば Otofujii *et al.*, 1985)。一方、Lallemand and Jolibet (1985)は、日本海周辺の地質構造と日本海全体の形あるいは日本海盆の形が平行四辺形に見えることから、日本海東縁で左ずれ、西縁で右ずれ断層の活動によって、日本列島全体が南に移動し、日本海がプリアパートベースンとして生じたと考えた。その後、Jolibet *et al.* (1991)などによって、横ずれ運動と島弧の回転運動を含むモデルが提出されているが、正確で信頼性の高い日本列島の移動経路を復元するのは困難である。しかしながら、日本海東縁の地質構造は日本海の拡大様式に大きな影響を受けていると考えられ、今後もより精度の高い拡大様式の解明を進めていく必要がある。

日本海の形成時には地殻の引き延ばされる程度が場所によって大きく異なっていたため、日本海内部から日本列島の地質構造に大きな差異が生じ

た。日本海の中だけを見ても、北半部を占める日本海盆は東西約1,000 km、南北約400kmに達する広がりを持つが、その南側の大和海盆及び対馬海盆は日本海盆の約1/4以下の面積しかない。さらにその南及び南東側の富山トラフ、隠岐トラフなどの面積は大和海盆の1/10以下になる。また、日本海盆は厚さ10km以下の海洋性地殻からなり、大和海盆は約15km、富山トラフは20km (Hirata *et al.*, 1989; 浅田ほか, 1989)の厚さを持つ引き延ばされた大陸性地殻と推定される。このような海盆の規模及び構造の変化は、日本海拡大時の伸張量が北部ほど大きく、南及び南東側ほど小さかったことを示している。

日本海の東縁は富山湾から北海道西方まで南北に約1000km連続する大陸斜面であるが、その中でも、日本海拡大時の地殻の引き延ばされる程度と様式が場所によって異なっており、地質・地殻構造に大きな差ができた。

最も南側の富山トラフは通常より薄い大陸性地殻からなる(浅田ほか, 1989)ことから、かつてのリフトであると考えられる。東北日本の西側には幅100km以上の大規模な大陸斜面が広がっているが、そこには南北から北東方向に伸びる小規模なリフトが数多く形成された(Okamura *et al.*, 1995)。また、新潟から秋田の海岸平野から大陸棚では大規模なリフトが形成され、現在では5km以上の堆積物に埋積されている。この大規模なリフト帯は南部フォッサマグナに連続する。

一方、津軽半島から北海道の西方には水深が3,000mを越える日本海盆が形成された。日本海盆と海岸との間の幅が15-60kmと狭く、急斜面で海洋性地殻を持つ日本海盆から大陸性地殻を持つ大陸斜面に移り変わっている。そこには、大和海盆

1) 地質調査所 海洋地質部

キーワード: 日本海, 活断層, 背弧拡大, インバージョンテクトニクス, 地震

の東側に発達するような小リフト群は存在しない。石狩湾より北側では、大陸斜面の幅が大きくなり、100km以上に達する。その中でも小規模なリフトは分布するが、武蔵堆などの大陸性地殻からなる高まりが広がっていて、日本海拡大時に地殻の伸張がやや小さかったように見える。

このような地質構造から、日本海東縁の南部（東北日本西側）では地殻の伸張が島弧を含む広い範囲に分散したのに対して、北部では伸張が日本海盆に集中したことが推定される。このような、日本列島の拡大時に形成された地質構造は、その後の圧縮応力場で形成された逆断層の構造や分布に大きな影響を与えている。

2. 圧縮テクトニクスの開始

日本海の拡大とそれに伴う伸張テクトニクスは中期中新世に終了したが、後期中新世には、北海道の中軸で顕著な隆起が生じ始めた（宮坂・松井，1986）。また、南西北海道の渡島半島では、後期中新世の末（500-600万年前）に、水平主圧縮応力の方向が南北或いは北東-南西から東西或いは北西-南東に変化したとされている（山岸・渡辺，1986）。その西方の奥尻海嶺では、Tamaki *et al.* (1992) はODPの掘削結果から海嶺の形成開始を180万年前としている。

Sato (1994)によると、東北地方では後期中新世以降、弱い北東～東北東方向の圧縮応力場になったと考えられるが、それに伴う顕著な逆断層は知られておらず、逆断層が顕著に形成され出したのは約350万年以降であるとされている。栗田(1988)は、秋田平野の北由利衝上断層系の構造解析から日本海沿岸では約250万年前に逆断層運動が始まり、その成長速度は大きく変化していないとした。さらに、太平洋側に比較して日本海側に分布する逆断層の規模が大きいことを指摘し、その理由として、日本海側で断層の成長速度が大きいだけでなく、逆断層の形成開始が早いことを挙げている。一方、東北日本の西方海域では、佐渡海嶺に分布する逆断層上盤の背斜構造に伴う不整合の年代から350～200万年前以降に逆断層が形成され始めたと考えられている（渡辺ほか，1994）。

このように逆断層の成長開始時期を正確に明ら

かにすることは困難であるが、北海道では中新世末から鮮新世に逆断層の形成が始まり、東北日本ではそれよりやや遅れて鮮新世後期から第四紀に始まったと考えられる。

3. 日本海東縁の活構造

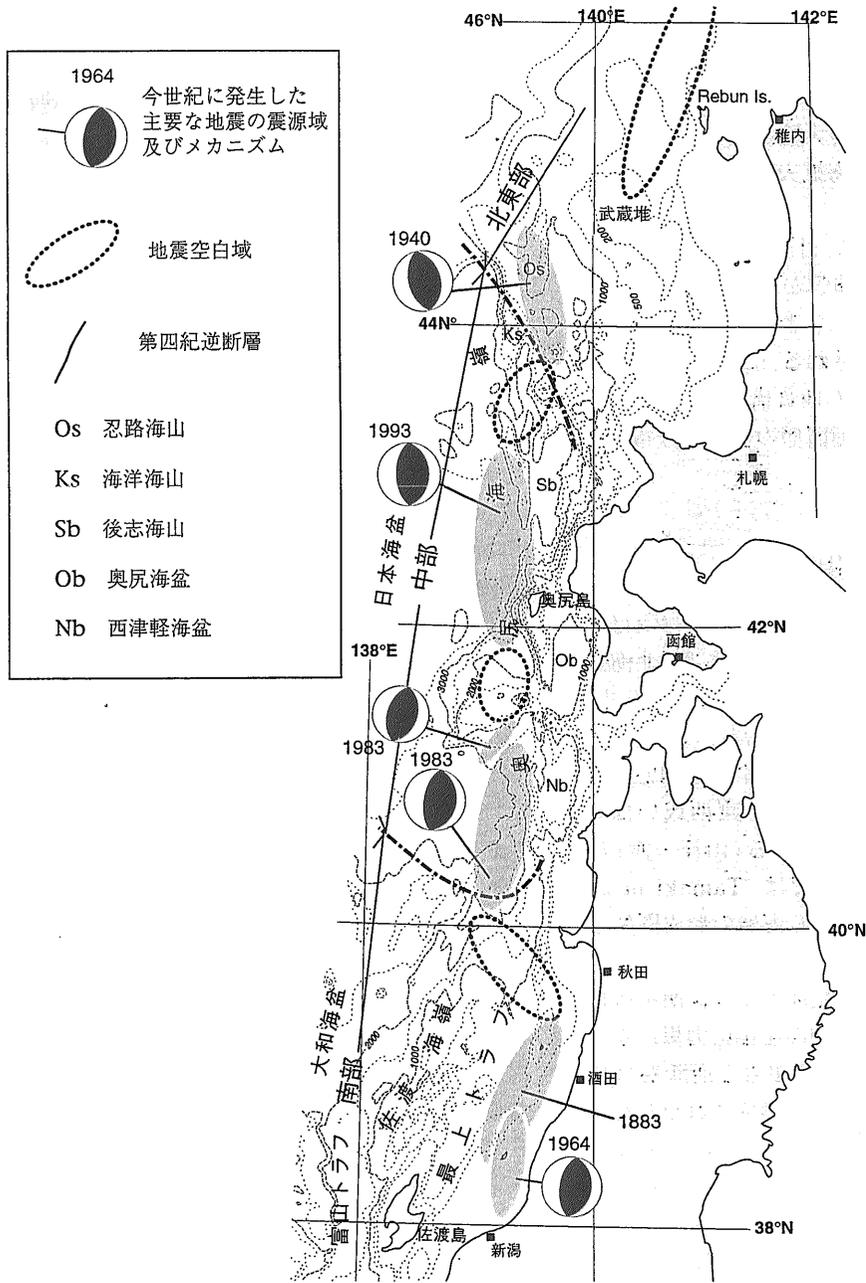
3.1 概略

次に、日本海東縁の海域で圧縮テクトニクスによって形成された地質構造を紹介する。岡村ほか(1998)は日本海東縁の活構造をまとめ、その特長から南部・中部・北東部に区分した(第1図)。ここでも、その区分に従ってそれぞれの構造の特長を述べる。南部は佐渡島から男鹿半島の北側沖までの範囲で、島弧とほぼ平行に伸びる最上トラフと佐渡海嶺が発達している。中部は、津軽半島西方沖から奥尻島を経て留萌西方沖までの日本海盆に接する部分で、奥尻海嶺が顕著である。北東部は、積丹半島から北側の水深2000mより浅い平坦な大陸斜面が広がり、その中にN-SからNNE方向の小規模な海嶺が発達する。

3.2 日本海南部の活構造

日本海東縁南部の地形は海岸から沖に向かって大陸棚、最上トラフ、佐渡海嶺、大和海盆に区分できる。大和海盆には活構造はほとんど形成されていない。

大陸棚の外縁には、新潟沖から粟島、飛島を経て男鹿半島に達する断層帯が分布する(粟島-男鹿断層帯)(口絵3頁)。その中に、粟島隆起帯、酒田隆起帯、飛島及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、酒田以北の陸域から海岸付近では、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発達する(大沢ほか，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、その中の西傾斜の逆断層の構造落差は2km以上に達すると考えられる(岡村ほか，1996b)。酒田沖隆起帯も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)。飛島を中心とした隆起帯は、西側が緩傾斜し東側が急傾斜した非対称



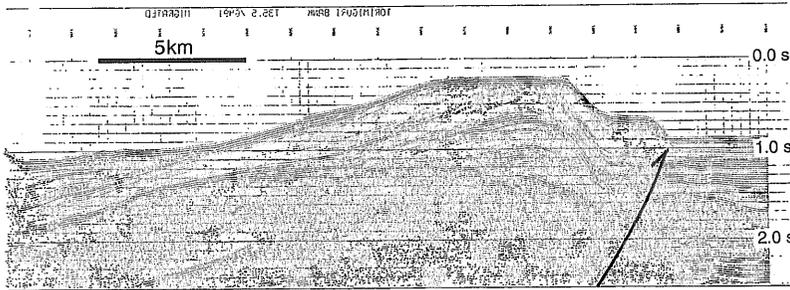
第1図
 日本海東縁の地形、
 主要な地震及び構造区分。

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。その北方の出羽堆列は、雁行配列する西傾斜した逆断層の上盤に形成されている。その東側には、飛鳥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も認められ、完新世の地層に変形を与えている(岡村ほか, 1996a, 岩渕, 1998)。

最上トラフにも、数は少ないものの逆断層が分布

する(口絵3頁)。北緯38度45分より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が、その北側では北東から東北東方向の比較的規模が大きく、活動的な断層が分布する。

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



第2図 佐渡海嶺に見られる非対称な背斜構造と逆断層。

示す背斜構造からなる(口絵3頁, 第2図)。これを岡村ほか(1998)は佐渡海嶺断層帯と呼んだ。大部分の断層は北西に傾斜するため、背斜構造は南東側が急傾斜し、北西側が緩傾斜するものが多い。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層の形態にほぼ沿っている(岡村ほか, 1992; 岡村・中村, 1995; Okamura *et al.*, 1995)。

北緯39度以南では、佐渡海嶺の東縁に沿って、断続的ながら、前翼の構造落差が1km以上の断層帯が長さ約80kmにわたって発達し、その西側にやや小規模な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し、佐渡海嶺上の断層群は海嶺の西縁に沿って北に連続する。

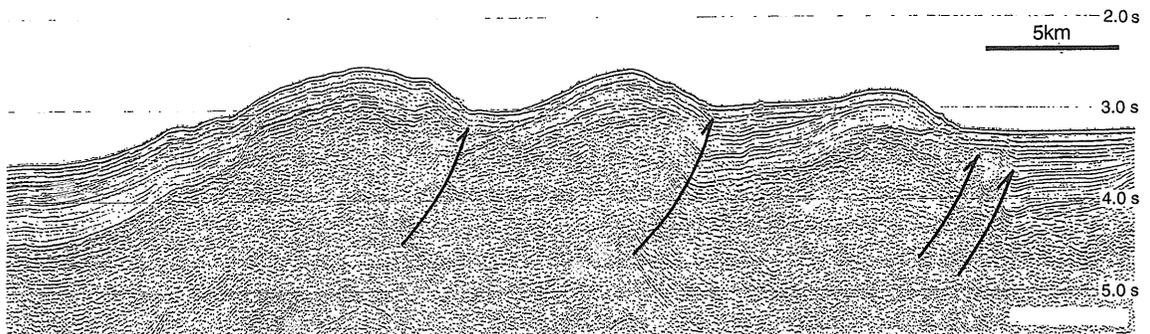
佐渡海嶺東縁の逆断層は最上トラフ底を覆う表層付近の堆積物に変形を与え、一部では海底にも段差が認められることから、現在も活動的である可能性が高い。一方、佐渡海嶺内部には堆積物に覆われていて、最近では活動していないと考えられる逆断層もある。

佐渡島西側の富山トラフでは、その東縁に沿って南北に伸びる逆断層が発達し、佐渡島の南側では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(岡村, 1994b)。富山湾内にも活断層の存在が予想されるが、厚い堆積物と周辺の急斜面によって地質構造が不明瞭なため、詳細は不明である。

3.3 日本海東縁中部の活構造

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傾向が強いが、松前海台の西側、西津軽海盆及び奥尻海盆の東縁などにも活断層帯が認められる(口絵3頁)。奥尻海嶺は長さ約100kmの顕著な複背斜構造に区分でき、西津軽海盆西側、奥尻島及び奥尻海脚、後志トラフ西方、海洋海山及び忍路海山で地形的にも明瞭に認められる。

西津軽海盆西側の奥尻海嶺は構造落差は数100mから1,000m以上、長さ20-60kmに達する断層群からなる。南側は能代沖の粟島-男鹿断層帯の断層帯に連続し、北方では渡島大島及び渡島小島付近で不明瞭になる。南部では西傾斜の逆断層が発達し、北部では東傾斜の逆断層を伴う(口絵3



第3図 奥尻島北側の奥尻海嶺に見られる複背斜構造と逆断層群。

頁). 西津軽海盆の表層堆積物に断層運動による変形が観察されることから、最近も活動していると考えられる。西津軽海盆の東側にも断続的な逆断層が分布する。また、この奥尻海嶺の約30km西側にも断続的な逆断層帯が認められ、その南方延長は佐渡海嶺断層帯に連続し、北側は松前海台で消滅する(口絵3頁)。この断層の規模は奥尻海嶺に比較してかなり小さいが、1983年の日本海中部地震の地震断層であると考えられる。その西側にも、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、東側が隆起する東傾斜の逆断層群が発達する(口絵3頁)。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。

奥尻島を中心とする背斜構造は、奥尻島北側の後志海盆の南西縁から奥尻島南方まで約100kmの長さを持つ。奥尻島北側では2-3列の西傾斜する逆断層と背斜構造からなる(口絵3頁、第3図)。一方、奥尻島とその南側の奥尻海脚では全体として1,500m以上隆起している一つの大きな背斜構造からなり、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。それらの約30km西側の日本海盆底にも、北北東方向の東傾斜するやや小規模な逆断層帯が形成され、さらに、奥尻島の東側の奥尻海盆及び奥尻海峡にもいくつかの逆断層が発達している(口絵3頁)。

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、北北東方向と北北西方向の断層が交差している(口絵3頁)。南部では奥尻島に連続する海嶺と松前海台の北西側に連続する海嶺に分かれ、北部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。これらの海嶺は西傾斜の逆断層の活動によって成長した。背斜軸と後志トラフとの間の構造落差は1,500m以上に達し、海嶺上の掘削によって約180万年前から隆起したとされている(Tamaki *et al.*, 1992)。また、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、1993年北海道南西沖地震では、この海嶺東縁の断層が活動したと推定される(竹内ほか, 1996)

海洋海山では海山西側に東傾斜の逆断層が現れる(口絵3頁、倉本ほか, 1989、Tokuyama *et*

al., 1992)。海山の北部では、武蔵堆西方の台地状の地形的高まりに接する。忍路海山はそこから約20km東側の台地の上に形成された背斜構造で、南北方向に長さ約80km以上の規模を持つ。忍路海山の南部は東縁に西傾斜の逆断層を伴い、北部は西縁に東傾斜の逆断層を伴っていると推定される(口絵3頁)。その隆起量は奥尻島周辺の奥尻海嶺に比較して小さい。忍路海山の北西側にはタータリートラフがあり、中村(1983)はそこが日本海東縁のプレート境界と考えたが、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。従って、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～宗谷海峡周辺に達する可能性が高い。

3.4. 北東部の活構造

先に述べたように、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2,000mより浅い範囲で、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。

忍路海山より東側では、積丹半島より北側で数列の背斜構造が断続的に北北東方向に伸びる(口絵3頁、荒井ほか, 1999)が、調査が十分には進んでいないため、一部で断層の分布が明らかになっていない。それぞれの背斜構造の規模は、奥尻海嶺よりかなり小さく、また北側ほど縮小する傾向がある。その中の、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。それらの北方延長は、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(口絵3頁)。また、積丹半島の西側から南西側の大陸斜面に発達する寿都海底谷は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)。ただし、その実態と運動像については不明である。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。

4. 最近の地震と活断層との関係

1964年の新潟地震の余震域は、粟島隆起帯にほぼ一致する。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)があるが、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)。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年より短いと考えた。

1983年の日本海中部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おり(石川ほか, 1984; Sato *et al.*, 1986など)、西津軽海盆西方の奥尻海嶺のさらに西側約30kmの断続的で小規模な断層帯が地震断層である可能性が高い(岡村ほか, 1998)。この活断層は震源付近で最も規模が小さく、断続的なもので、なぜ最も顕著な奥尻海嶺で地震が発生しなかったのかを説明することが、地質構造と地震の関係を考える上で重要である。

1993年の北海道南西沖地震の余震域は、奥尻島を中心とする奥尻海嶺から後志海盆の西側の奥尻海嶺に沿って長さ約150kmにわたって分布している。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、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(例えば久家・菊池, 1994)。破壊域の北半分では地質構造と震源断層モデルはほぼ一致すると考えられるが、破壊域の南半分の震源断層モデルは、地質構造から予想される断層とは逆方向に傾斜する。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ことから、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)。

1940年の積丹半島沖地震の震源は忍路海山にほぼ一致する。その余震域は正確には知られていない。津波の観測結果に基づいたHatori(1969)による津波波源域の推定と、Satake(1986)による

震源断層モデルがあるが、Satake(1986)の震源断層モデルは忍路海山にほぼ一致する。岡村ほか(1999)は忍路海山の西側斜面でごく最近に生じたと考えられる斜面崩壊を、潜水調査で観察していることから、1940年の積丹半島沖地震は忍路海山を震源とする可能性が高い。

以上、最近発生した地震と海底の活構造とを比較したが、おおむね一致するよう見える一方で、北海道南西沖地震の震源域の南部のように地質構造とは一致しない地震が起こることもあり、両者の関係が単純ではないことを示している。

5. 地震の発生域と地質との関係

日本海東縁海域には、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われている。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, 1984; Abe, 1985)。このことは、地震によって生じる地殻変動が海底に現れやすいことを示している。第四紀に形成された逆断層と背斜構造が地震時の地殻変動の蓄積であると考え、活構造の特徴から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及び北海道南西沖地震はマグニチュードが7.7及び7.8で、マグニチュード7.5の新潟地震及び積丹半島沖地震に比較してやや規模が大きい。日本海盆が海洋性地殻からなり、新潟地震及び積丹半島沖地震が大陸性地殻の中で発生した事は、地殻の違いが地震の規模を規制していることを示唆している(岡村ほか, 1998)。

日本海中部地震の震源断層は、松前海台と佐渡海嶺との間の水深3,000mを超える日本海盆を中心に震源域が広がっている。その南方延長の、顕著な断層が発達する佐渡海嶺には破壊が及んでいない。また、北側の松前海台にも地震の破壊が広がらなかった。このことから、日本海中部地震は水深が2,500mを超える日本海盆を中心に発生し、大陸性地殻からなる佐渡海嶺や松前海台では破壊が広がらなかったように見えることから、地殻構造の不

連続が地震の発生領域を規制したと推定される(岡村ほか, 1998)。一方, 北海道南西沖地震では, 海洋性地殻を持つと考えられる後志海盆西側の奥尻海嶺から, 大陸性地殻からなる奥尻島及び松前海台へ破壊が広がっており, 地殻構造の境界が必ずしも破壊領域を規制していない。このように, 日本海中部地震と北海道南西沖地震とを比較しても一致しない点があり, 地質構造と地震との関係は一筋縄では解明できない(岡村ほか, 1998)。

一方, 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(岡村ほか, 1998)。日本海中部地震の破壊域と北海道南西沖地震の破壊域との間には渡島大島・渡島小島などの活火山が分布している。また, 北海道南西沖地震の破壊域と積丹沖地震の破壊域との間には, 第四紀に活動したと考えられる後志海山が分布する。これらの火山周辺で活断層がなくなるわけではないが, その規模は明らかに小さくなっている。また, 日本海中部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)。このような例から, 火山が地震の発生に何らかの影響を与えていることは間違いないと考えられる。

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。

6. 議論とまとめ

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。従って, 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は陸上の活断層とほぼ同じである。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(岡村ほか, 1998)。一方で, 今世紀に日本海東縁海域で4つの大地震が発生していることだけを見ると, プレート境界的な地震の起こり方であるように見える。このように, 日本海東縁では地質学的な歪みの分布と地震学的な歪みの分布が一致しないことが大きな特徴であり, その原因を解明することが今後の課題である。

引用文献

- 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.
- 荒井晃作・岡村行信・倉本真一(1999): 留萌沖-天塩沖海域の海底地質構造, 地質調査所速報, no.MG/99/1, 13-24.
- 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.
- 粟田泰夫(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.
- 羽鳥徳太郎(1984): 北海道の歴史津波, 月刊海洋, 11, 13-22.
- 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.
- 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.
- 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 洋(1998): 男鹿半島の南方に見出された海底活断層, 海洋調査技術, 10, 2, 1-15.
- Joliboet, L. Huchon, P., Brun, J. P., LePichon, X., Chamot-Rooke, N. and Thomals, J. C. (1991): Arc deformation and marginal basin opening: Japan Sea as a case study, *JGR*, 96, 4367-4384.
- 久家慶子・菊地正幸(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・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.

- 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.
- 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.
- Lallemant, S. and Jolivet, L. (1985)：Japan Sea, a pull apart basin, Earth Planet. Sci. Lett., 76, 375-389.
- 宮坂省吾・松井 愈(1986)：中央北海道の新生代末期テクトニクス，北海道の地質と構造運動，地団研専報，31，333-344.
- Mori, J. and Boid, T. (1985)：Seismological evidence indicating rupture along an eastward dipping fault plane for the 1964 Niigata, Japan Earthquake. Jour. Phys. Earth, 33, 227-240.
- 中村一明(1983)：日本海東縁新生海溝の可能性，地震研彙報，58，711-722.
- 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・佐竹健二・荒井晃作・池原 研(1999)：北海道西方沖の地震震源域及び空白域の潜航調査，JAMSTEC深海研究，no.15, 印刷中.
- 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, 25p.
- 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.
- 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.
- 岡村行信・倉本真一・佐藤幹夫(1998)：日本海東縁海域の活構造及びその地震との関係，地調月報，49，1-18.
- 大沢 稔・池辺 稔・荒川洋一・土谷信之・佐藤博之・垣見俊弘(1982)：象潟地域の地質，地質地質研究報告(5万分の1図幅)，地質調査所.
- 大沢 稔・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.
- 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(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.
- Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985)：Paleomagnetic evidence from the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan, Earth Planet. Sci. Lett., 75, 265-277.
- 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.
- Sato, H. (1994)：The relationship between late Cenozoic events and stress field and basin development in northeast Japan, Jour. Geophys. Res., 99, 22261-22274.
- 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.
- 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., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C. Jr. and Pisciotto, 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.
- 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.
- 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.
- 山岸宏光・渡辺 寧(1986)：西南北海道における新生代後期の応力場の変遷—地質断層，岩脈，鉞脈および活断層の検討—，北海道の地質と構造運動，地団研専報，31，321-331.
- 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化石と地質構造，地調月報，45，405-436.

OKAMURA Yukinobu and KURAMOTO Shinichi (1999)：Neotectonics of the eastern margin of the Japan Sea.

< 受付：1999年8月2日 >