

北部奥尻海嶺の活構造

竹内 章*¹ 田中武男*²

奥尻海嶺の北部は寿都構造線により斜断される。西縁は海溝としての地形が明瞭である。東方には局所的に引張的な応力場があり、積丹海丘群・後志海丘群などの海底火山群が分布している。この地域の地形・地質構造は次のような特徴をもつ。

- (1) 新生プレート境界へ移行する日本海東縁変動帯の一部にあたる。
- (2) この地域は東北日本弧としてみると、その北側の付け根にあたる特異な位置をしめる。
- (3) 上記のことから、この海嶺の西側に沈み込み境界の地形が特徴的にあらわれる。

武蔵海盆南西縁で初めて行なわれた潜航調査では、潜水船の測深データから海盆底に伏在する背斜構造が推定されたが、武蔵海盆西縁断層の露頭を発見するにはいかなかった。活動度を判定するために、さらに総合的な研究が必要である。

Active Structures on and Around the Northern Okushiri Ridge, along the Eastern Margin of Sea of Japan.

Akira TAKEUCHI*³ and Takeo TANAKA*⁴

The Suttsu tectonic line, off Western Hokkaido, obliquely cuts the northern Okushiri Ridge. Its western margin is clearly configured by structural features of trench where an oceanic plate subducts. An extensional stress field was located in and around Shiribeshi Trough, east of the ridge, where Quaternary submarine volcanoes are distributed (Shakotan and Shiribeshi Knolls). These tectonic elements and active features indicate that:

- (1) The 'tectonic zone along the eastern margin of Japan Sea' as a whole is on a course of transformation into a nascent, convergent plate boundary.
- (2) Inbetween the pre-existing boundary between Eurasian and North American plates and the nascent one, the northern Okushiri ridge has been tectonically situated at a peculiar condition, the northern joint of Northeast Japan Arc.
- (3) This may explain the reason why characteristics of subduction trench could be found only along the western margin of northern Okushiri Ridge.

No outcrop of active fault but a possibly active fold with a NW-SE axis

*¹ 富山大学 教養部

*² 海洋科学技術センター

*³ Department of Geology, Toyama University.

*⁴ Japan Marine Science and Technology Center.

parallel to the Suttu tectonic line was observed along the southwestern margin of Musashi Basin near the eastern foot of the Okushiri ridge, by the first investigation using submersible, the "SHINKAI 2000". More integrating investigations are needed to solve the nascent trench problem.

1. はじめに

1983年5月26日の日本海中部地震(M7.7)は、雁行する奥尻海嶺と佐渡海嶺との間に位置する日本海盆東縁で発生した。震源域は、大和海盆と日本海盆との境界でもある。日本海の2段階拡大説(たとえば、小林・中村, 1984)によれば、22Ma頃(Takeuchi, 1986)までにはすでに拡大を終わっていた日本海盆の東縁に、およそ17Ma頃まで(Kaneoka, 1989)の大和海盆の活動(すなわち大和海盆の拡大)が重複した場所である。さらに震源域は男鹿-牡鹿構造線(茂木, 1983; 吉田ほか, 1989)の上に位置している。1983年日本海中部地震については、日本海東縁変動帯が新生プレート境界であることを示す(中村, 1983; 小林, 1983)という見方と同時に、日本列島の地殻構造上の特異点に起こった地震である点も見落としてはならない。

1940年積丹半島地震(神威岬沖、北緯44.3度、東経139.5度、M7.5)は、日本海側のリソスフェアが北海道側に沈み込んで行くことを示す地震であり(Fukao and Furumoto, 1975)、新生プレート境界説の根拠となる重要な知見である。この地震もまた、日本海東縁に沿う特異な位置に発生した。震源は、奥尻海嶺の北部(北緯42.6度以北)と交差する寿都構造線上に位置しているからである。

小文では、北部奥尻海嶺における変動地形地質の知見を概括するとともに、1988年7月27日に北部奥尻海嶺と武蔵海盆との境界部でおこなわれた「しんかい2000」による潜航調査の結果を報告し、中村(1983)・小林(1983)によって提唱された日本海東縁変動帯=新生プレート境界説について論じる。

2. 地形地質概説

活断層分布に見られる奥尻海嶺周辺海域の構造



図1 日本海北海道沖海底の活構造(断層・褶曲・撓曲)分布

断層: 櫛形のケバは落下側, 褶曲: 実線は背斜, 破線は向斜, 撓曲: 半円のついた側に急傾斜すること。黒丸は第四紀火山。

(活断層研究会(1980)およびTamaki(1988)により編図)

Fig. 1 Distribution of active deformation structures, off Hokkaido, Sea of Japan. [Compiled from Res. Group Active Fault Japan (1980) and Tamaki (1988).] Hatched lines: downthrown side of faults lines with arrows: axes of anticline (solid) and syncline (dashed), lines with half circles: downbended side of drape fold (ie. flexure) solid circles Quaternary volcanoes onland

方向は、タータリー海峡に平行なNNE-SSW方向、奥尻海嶺にはほぼ平行なN-S方向の2方向が顕著である(図1)。さらに奥尻海嶺とは斜交するNW-SEないしNNW-SSE方向があり、これは、後述するように基盤構造としての寿都構造線に平行する方向である。以下、構造单元ごとに説明する。

2.1 奥尻海嶺西側斜面

北部奥尻海嶺西麓基部(北部日本海盆との境界)では、1940年釧路半島沖地震の際に地表地震断層が出現したと予想され、それが確認されれば、日本海東縁変動帯前縁逆断層(帯)の模式地となしうる。ただし深度は、「しんかい2000」による潜航調査の限界を越えている。東海大学丸Ⅱ世によ

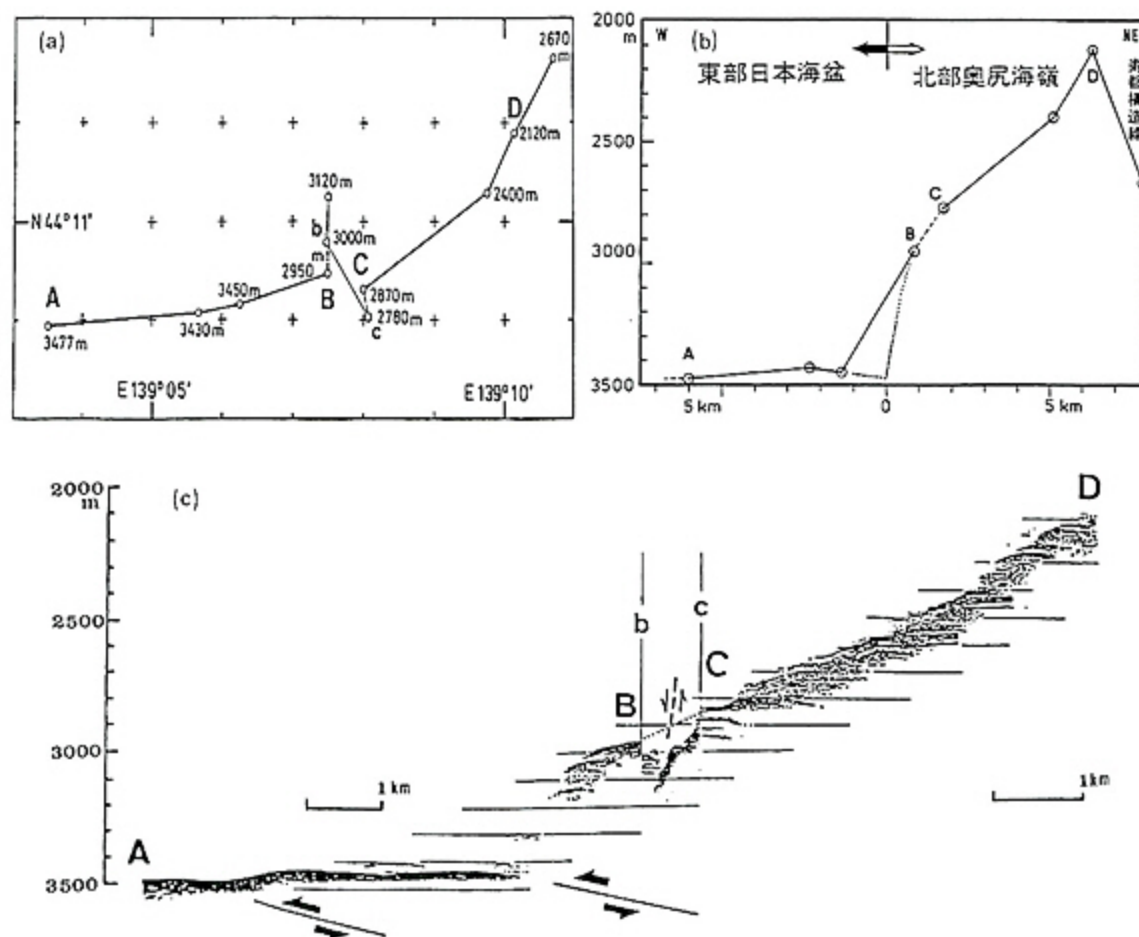


図4 東部日本海盆東縁部の地形プロファイル

東海大学第2次奥尻海嶺調査における採泥(ドレッジ)作業G6, G7の航跡a)および水深の縦断面b)〔岩下・石井(1988)にもとづく〕c)はPDRのデータ(横軸は時間; 地形より推定される低角逆断層を示す)〔保柳ほか(1988a, b)により編図〕

Fig. 4 A topographic profile across the eastern margin of East Japan Basin.

(a) Ship track of R/V TOKAIDAIGAKU-MARU II during dredge hauls G6 and G7, and (b) Reported water depth and estimated topography (data from Iwashita and Ishii (1988)).

(c) PDR profile (time section). Arrows: estimated thrusts [Compiled from Hoyanagi et al. (1988)]

るドレッジの際の音響測深記録（保柳ほか，1988）によれば，北緯44度10分付近の山麓基部に比高約400 mの断層崖が認められる（図4）。この付近は，リソスフェアの沈み込みが行なわれる海溝地形にふさわしく，急崖に接する海盆底が低地になっていて，ここから約700 mの距離にある海盆底（水深3450 m）には海嶺側に緩斜面をもつ非対称な背斜構造が認められる。このような地形の特徴は，日仏海溝計画で詳しく調べられた南海トラフの活構造（Le Pichon et al., 1986）と似て，地下に低角逆断層（またはデコルマン）の存在が推定される。

しかし，この「前縁逆断層」は総延長100 km程度であって長く続かず，北側は寿都構造線（後述）の高角断層に，また南側（北緯43°付近）は中部奥尻海嶺の西向き傾動地塊の斜面下部に移化する。なお，中部奥尻海嶺と東側の後志海盆（トラフ）との境界部には堆積層を最上部まで変形させている円筒状逆断層が音波探査により認められている（岡田ほか，1986；倉本，1988など）。

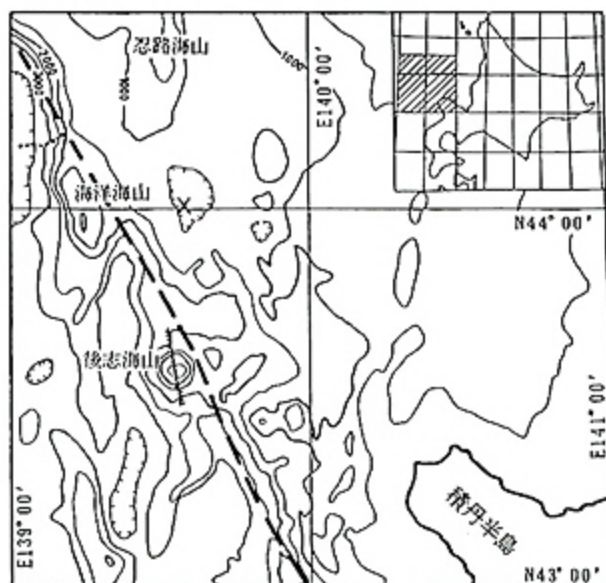
2.2 北部奥尻海嶺西斜面中腹

海洋海山西麓は比高1500 mにおよぶ急崖をなすため，この斜面に低断層崖などの活断層地形があったとしても，通常の音響測深記録では判読が著しく困難である。「しんかい2000」の潜航352では急崖基部の近傍（水深1940 m）でNNW-SSE走向で比高1 m弱の地すべり形の低断層崖が認められた。急崖では重力不安定による崩落性の斜面崩壊が進行し，新鮮な露頭と開口割れ目が普遍的に認められた（潜航352，353，354，355：詳しい記載はこれらの各報告にゆずる）。

東京大学海洋研究所の音波探査プロフィールKT87-6-MC1（倉本，1988）および東海大学第2次奥尻海嶺調査の採泥試料（保柳ほか，1988）によれば，下部鮮新統以下の堆積時に顕著な断層運動が行なわれたことが確実であるとともに，海洋海山（奥尻海嶺）の東向きの傾動と西側斜面の崩壊が上部鮮新統堆積以降の新しい時代に起きている。この傾動の原因として斜面基部から東に傾斜する逆断層運動を想定することができるが，このプロフィールでみられる断層運動と傾動運動とは時期的に異なっている。またTamaki（1988）

が指摘したように，奥尻海嶺（日本海東縁変動帯）にみられる傾動の向きは地塊ごとに異なっているが，海嶺全体としては西向きの傾動が支配的である。

したがって，海洋海山西側斜面は，日本海東縁変動帯ではむしろ例外的に東傾斜の逆断層帯となっている。なお，西斜面の潜航調査（とくに352回：潜航者 田中武男）で観察されたハイアロクラスタイトの層理から，海洋海山はすでに中期中新世（12 Ma 頃）から高まり（海嶺）として形成されていた可能性がある。



2.3 北部奥尻海嶺上部と寿都構造線（図2）

図2 位置図

クロス：しんかい2000潜水調査第356地点，太破線：又都海底谷および寿都構造線，点線：東海大学第2次奥尻海嶺調査採泥（ドレッジ）地点G6，G7，後志海山の断層位置は渡辺ほか（1988）による。（保柳ほか（1988）に加筆・修正・編図）

Fig. 2 Index map. [Compiled from Hoyanagi et al. (1988) with slight addition and modification.]
Cross: Dive site No. 356 of Submersible "SHINKAI 2000" thick dashed line: Suttu submarine canyon and its northwestern elongation (Suttu Tectonic Line), dotted line: ship track of R/V TOKAIDAIGAKU MARU II during dredge hauls G6 and G7 of 2nd Okushiri survey by Tokai University.

寿都構造線は黒松内低地帯および寿都海底谷の延長として、長さ約200 kmを越えるNNW-SSE走向の構造凹地であるが、北緯44度付近で北部奥尻海嶺を斜めに横切り、西向きに傾動地塊である忍路海山と東向きに傾動地塊である海洋海山とを分ける。音波探査プロファイルKT87-6-MC Iによれば、海嶺上部は初期～中期鮮新世の堆積層で覆われているが、第四紀層による被覆は薄い(Tamaki, 1988; 倉本, 1988など)。詳しくみると、海洋海山東斜面の被覆層は基盤(“海洋地殻”)の起伏を埋積した後に傾動した平坦面を持ち、上部の層厚はほぼ一定である。寿都構造線を越えた忍路海山側では海洋海山より上位の地層までが堆積しており、基盤(大陸～火山島弧地殻)の高まりの頂部ほど被覆が薄い。以上から、海洋海山側の傾動は忍路海山側の隆起後に行なわれたことが示唆される。構造凹地の東斜面は、緩傾斜で平坦な西側に比べて断層崖状の起伏があり、高角の断層帯が通過している可能性がある。寿都構造線の斜面は、「しんかい2000」による潜航調査が可能な地域であり、今後こうした問題の検証が期待される。

音波探査KT87-6-MC Iの解釈(倉本ほか, 1988)によれば、北部奥尻海嶺と武蔵海盆との境界に、音響基盤の逆断層運動にともなう被覆層の褶曲・断層変形が推定され、今回の潜航調査が実施された。

ところで、東海大学による第2次奥尻海嶺調査の際、後志海山を東西に二分する正断層が延長約16 kmにわたってマッピングされ(渡辺ほか, 1988)、後志海山周辺の表層が局所的な引張性応力場にあることが示された(図2, 図3)。山崎ほか(1988)および周藤ほか(1988)によれば、海底火山としての後志海山の年代は0.9 Maである。さらに、後志火山は渡島大島から続く東北日本弧島海火山帯の延長と考えられ、渡島大島-後志-利尻と南北ないしNNE-SSW方向に配列した火山列の存在が推定される(山崎ほか, 1988)。地形的には、積丹海丘群・後志海丘群に後志火山と類似の海底火山が含まれている可能性がある。この火山配列は千島弧のENE-WSWと明らかに斜交する。

ちなみに、島弧型火山としては非常に特異な化学組成(小林哲夫・周藤堅治談)を示す利尻火山

は、古くは那須火山帯とされ、最近では千島弧アルカリ岩区の火山とみなされている(小林, 1987)という二面性が注目に値する。

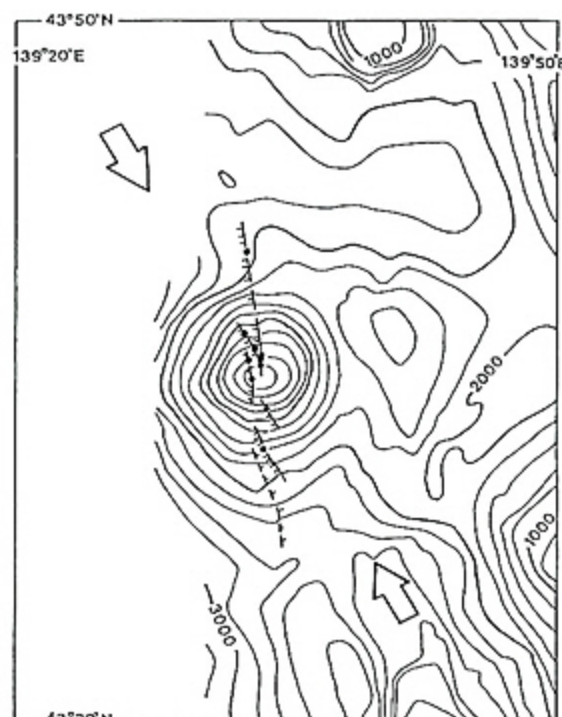


図3 後志海山周辺の地形と断層分布

海山を2分する断層がいくつかのセグメントに分かれていることを強調した。矢印は想定される水平最大圧縮応力軸の向き、(渡辺ほか(1988)を一部修正)

Fig. 3 Distribution of normal faults on Shiribeshi Submarine Volcano.

Open arrows: axial orientation of horizontal compression.

Modified from Watanabe et al. (1988), assuming that the fault system separating Shiribeshi Volcano is divided into segments, with regard to tectonic stress province off and in Western Hokkaido.

3. 奥尻海嶺/武蔵海盆境界部の潜航調査結果

3.1 潜航調査の目的

「しんかい2000」第356回潜航は、北緯44度の北部奥尻海嶺西側斜面を調査した第354回(潜航者:徳山英一)ならびに第355回(潜航者:宮下

純夫)に引き続いて、おなじく北緯44度の同海嶺東側斜面および武蔵海盆西南部の地形地質調査を行なった。具体的な調査目的はつぎの2項目であった。①奥尻海嶺/武蔵海盆境界部に推定される逆断層、およびその活動にかかわる構造性微地形・変形構造などの目視観測。②北緯44度線に沿うマルチチャンネル音波探査記録と、実際の層序・構造との対比に有効な地質標本の採取ならびに産状の記載。

3.2 潜航調査地点事前調査の結果

現在までのところ、本海域についてはナローマ

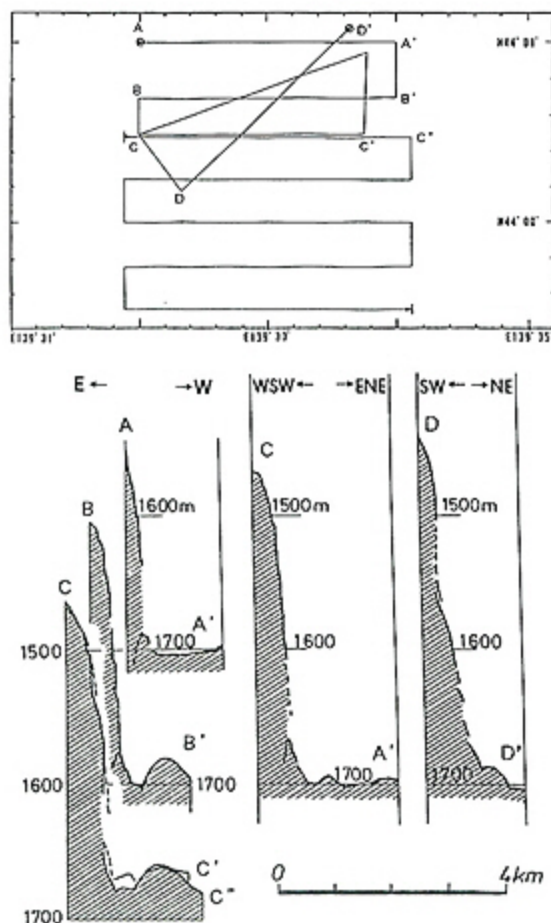


図5 武蔵海盆西縁(北部奥尻海嶺東縁)の地形プロファイル〔「なつしま」による事前調査結果〕地形図は図6に示す。

Fig. 5 Ship track chart of R/V NATSUSHIMA (upper) and her 10kt-PDR profile (bottom), across the boundary between Musashi Basin and northern Okushiri Ridge. Topographic map is shown in Figure 6.

ルチビーム(シービーム)測深による面的精密地形調査は残念ながら行なわれていない。そこで「しんかい2000」の母船「なつしま」のPDRにより、調査海域の精密地形調査(速力10ノット)が2回にわたって行なわれた。その航跡を図5aに示す。図5bはPDRのモニター記録を編集したものであるが、A-A'を除く各プロファイルでは、武蔵海盆西縁にpressure bulge様の構造丘がみとめられる。測深データにもとづいて作成された地形図(図6)によれば、これらは一連の高まりであり軸面がほぼ垂直な背斜構造であることがわかる。走

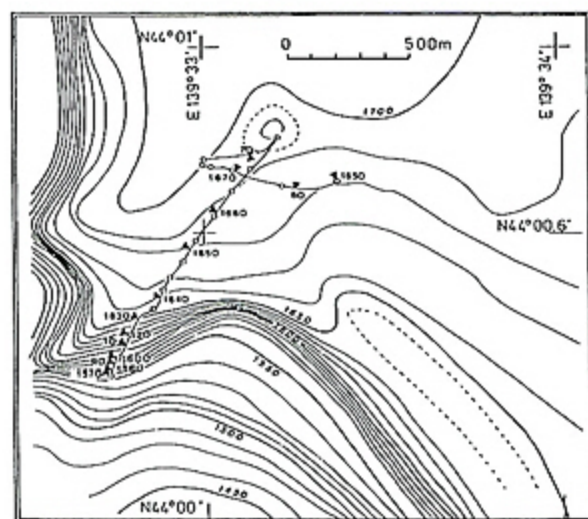


図6 武蔵海盆南西端部の地形図(その1.「なつしま」による事前調査結果)「なつしま」の船橋および潜航部スタッフの好意による。

Fig. 6 A topographic map (Map-1) of the southwestern margin of Musashi Basin. Based only on the results of pre-dive PDR survey (by courtesy of officers and diving stuffs on R/V "NATSUSHIMA")

向はC-C'およびB-B'からN35°Wと推定され、付近の奥尻海嶺側斜面に平行である。このことから、背斜構造は南東側にわずかに倒れた正立褶曲であるらしい。同様な褶曲構造(比高約30m、波長約2km)は最上トラフ西縁でも見いだされており(図7)、圧縮性の構造とされている(Kimuraほか, 1987)。日本海盆東縁断層沿いでは、日本海中部地震震源域(青森沖)において「しんかい

2000」により、断層崖に面した海盆底に発見された圧縮性構造小丘（pressure bulge）頂部に、表層堆積物中のコンピーテント層が挫屈した側方短縮性微細構造や地割れが観察されている（田中武男，準備中）。したがって本海域についても、活動的逆断層の低断層崖や下盤側の構造丘頂部に同様な微細構造が発見されうると期待された。

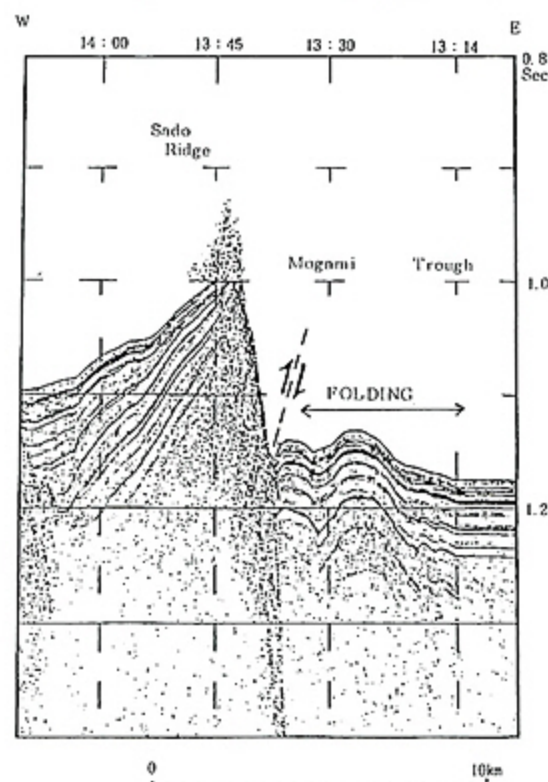


図7 最上トラフ西縁の活褶曲

佐渡海嶺東縁の逆断層運動にともなう下盤側トラフ底の複背斜構造。波長約2km，比高30m。

〔Kimura ほか（1987）による〕

Fig. 7 Active folding along the the western margin of Mogami Trough, off Northeast Honshu, Sea of Japan.

Anticlinorium on the footwall of thrusting along the eastern margin of Sado Ridge is clearly shown. Wave length: about 2km, Relative height: 30m.

〔after Kimura et al. (1987)〕

3.3 潜航調査結果

「しんかい2000」の第365潜航は、①北部奥尻海嶺東麓／武蔵海盆西縁境界部における活構造調

査、②北緯44度沿いの層序調査（マルチチャネルサイズミックプロファイルのグランドトゥース）という2つの目的と、このような事前調査の結果にもとづいて、構造小丘と奥尻海嶺側斜面の2カ所に目標地点が設定された。

図6には、「しんかい2000」の航跡およびSTDによる水深データが示されている。「しんかい2000」は、予定どおり構造小丘に着底した後、浮泥質の海盆底を走り回ったが、結局のところ潜航調査前半では、目当ての低断層崖や微細構造は発見できなかった。後半は、奥尻海嶺側の斜面を調査した。斜面基部に近づくにつれて、海盆底に転石が散見されるようになった。谷筋に沿って上るにつれて、浮泥層に薄く覆われた淡褐色細粒凝灰岩層の露頭が続くようになった。凝灰岩層の走向は潜水船の針路にほぼ直交し、傾斜は斜面と同程度であった。このため、後半の調査ではほとんど同一層準の地層を観察した。今回の潜航調査の最終段階ではこの凝灰岩層の標本と安山岩転石を採集した。凝灰岩は潜水船のマニピュレータでブロック状に破断されるが、つかむことができない軟かさであったため、標本採集には柱状採泥器を使用した。この凝灰岩は、柱状採泥器による採泥方法にとっては逆にやや硬すぎてアクリル製チューブおよびライナーを破損したものの、標本採取には成功した。下船後、東京大学海洋研究所においてこの細粒凝灰岩を鏡検した結果、化石が全く含まれていないことが判明した（鑑定者：徐旦）。したがって現在のところ、淡灰色細粒凝灰岩の年代を決定することはできない。

潜航356の調査域では、次の点が判明した。

①武蔵海盆の海底は奥尻海嶺東麓基部に向かってわずかに傾き下がり、最深部が山麓直下に位置している。②山麓直下には活断層の変動地形はないが、埋没している可能性は残る。③未（半）固結泥層の最上部層準は東斜面に沿って追跡され、北緯44度付近の奥尻海嶺東斜面では、最大傾斜となっているこの斜面は撓曲構造の翼部である。

3.4 考察

(1) 武蔵海盆に面した奥尻海嶺東斜面の細粒凝灰岩層に化石が全く含まれていない事実は、潜航調査やドレッジで標本が採取された海洋山付近の

地層の堆積環境と大いに異なっていたことを示す。前期鮮新世には寿都構造線の西側にある海洋海山（奥尻海嶺プロパー）の地域はより平坦であったが、東側の忍路海山はすでに武蔵海盆を隔てるバリアとして存在していた可能性がある。これは海洋海山がより後から隆起を行なったという音波探査の解釈（前述）を支持する。

(2) 潜航 356 の調査海域において、事前のPDR音響測深により推定された小丘（背斜）の存在が推定されたが、比高が5 m程度で極めて低く、潜水船のソーナーに反応しない程度に勾配が非常に緩やかな起伏であった。その頂部においてはソーナーの視程範囲内に反応がなく、活構造の直接的証拠となる地割れや低断層崖などの変動微地形の発見には至らなかった。

武蔵海盆は海盆底が南西に傾動し南部（北緯44度付近）に最深部がある。図1では、武蔵海盆の北半部西縁に南北性の断層と向斜軸が記載されているが、最深部までは追跡されていない。調査海域でも同様に、この小丘を含む背斜構造は褶曲軸がNW-SE方向を示し、北東部は次第にNNW-SSEに方向を変えつつプランジして海盆底に埋没している。したがって武蔵海盆では、南北性の褶曲や断層にNW-SE方向の褶曲・褶曲が交差重複している可能性がある。新旧関係は不明であるが、後者は寿都構造線や武蔵海盆北東縁の概形とほとんど平行であることが興味深い。

(3) ところで、本海域の潜航調査および事前調査に際して、母船「なつしま」の船位決定システムでは、デッカD9(G-P)の測定値から緯度値はそのまま用い、経度値は経験的に-1.10の補正を施している。この補正の確度や精度は、今回のように平坦な海盆底で低平な小丘や低断層崖の探索・追跡を行なう際には地図作業に一定程度影響する。実際、潜航調査で判明した地形と事前調査段階での地形は、潜水船が谷筋を直登した事実と食い違い、さらに大きい経度補正を必要とすることがわかる（図6）。ただし、これは結果論であって、現実的には船位の不確定性の問題は常に存在し、とくに事前調査段階での有効な手だてではない。図8では、船位がほぼ正しいと仮定し、STDデータの深度値より30 m浅く補正した深度値を用いて事前調査の測深原図（図6）を改訂した地形図を示

す。この図では、9度近い地磁気の偏角、潜水船が谷筋を直登した事実などを考慮して、測深原図に表現されている南西隅部の小谷を移動するなど地形表現についても手直しをした。

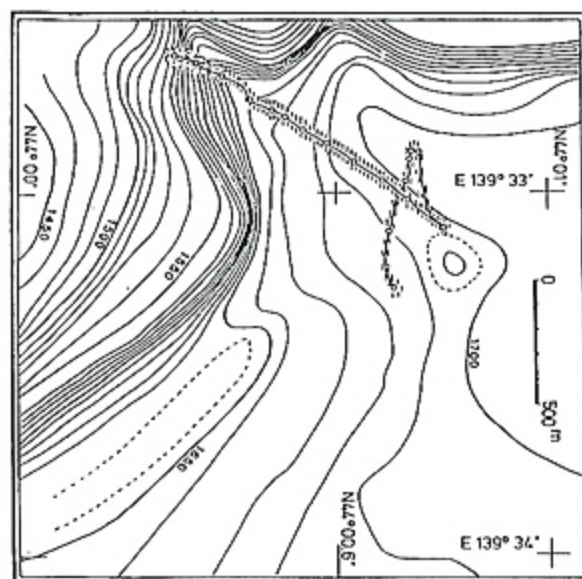


図8 武蔵海盆南西端部の地形図（その2）

STDデータの深度値より30m浅く補正した深度値を用いて平滑な等深線を作成。

Fig. 8 A topographic map (Map-2) of the southwestern margin of Musashi Basin. Modified from Map-1 on the basis of the depth gauge data of Submersible "SHINKA 2000", with subtraction of 30m from STD depth.

4. 議論：日本海東縁変動帯の発達史的解釈

(1) Fukao and Furumoto (1976)によれば、丹半島沖地震は既存の断裂帯を使ったスロー地で、起震応力場はENE-WSW σ_{Hmax} のスラスト型圧縮場である。津波の波源域・余震分布調和する震源断層面は東北東に傾斜し、走向は寿都構造線に平行である（渡辺，1984）。

一方、第四紀火山体の構造（利尻火山・後志山・有珠火山）から知られる地殻表層応力場（よそ15km以浅）では、石狩低地帯の西側で利尻・渡島半島の区間において、 σ_{Hmax} がNNW-SSW方向となる傾向があり、周辺の主軸配置とは一せず、むしろ直交する（図9）。さらに利尻火

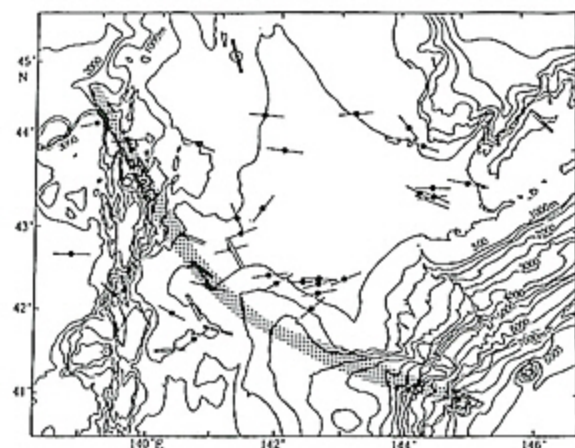


図9 北海道のテクトニック応力場

地震のメカニズム（黒丸と細線は主圧力方向）および岩脈群の卓越方位（二重線）から求めた σ_{Hmax} 方位を示す。アミ線は寿都構造線。〔中村・宇井（1974）；山岸・渡辺（1986）；森谷（1986）より編図〕

Fig. 9 Regional tectonic stress field in Hokkaido.

Distribution of horizontal principal compression σ_{Hmax} is shown. Inferred from focal mechanism of shallow earthquakes* (thin line with solid circle) and preferred orientation of volcanic dikes** (doubled line). [Compiled from Moriya (1986), **Nakamura and Ui (1974), ** Yamagishi and Watanabe (1986)]

は、位置の点でも岩石化学組成でも「非島弧的」である（小林哲夫談）。

こうした複雑な現象は北米・ユーラシアプレート境界が依然として石狩低地帯沿いにあり（橋本・多田，1988），日本海東縁新生プレート境界がまだ未完成であることの証拠のひとつとみられる。

他方，日本海東縁変動帯で西向きに傾動した地塊は日本海側リソスフェアのobductionともみられる（例えばTamaki，1988；倉本，1988；など）。とくに，後志トラフ周辺はobductする奥尻海嶺の下盤として曲がるために表層で伸張場が局所的に生じたと考えれば，一応の説明としては成り立

つ。ただし，西向き傾動地塊が卓越する東北本州の日本海側にこうした「局部的伸張場」がみられない点では，やはり日本海東縁新生プレート境界がまだ未完成であるとみなければならない。

(2) 日本海盆の音波探査の結果では，音響基盤に透明層と成層堆積層とがあり，両者の境界となっている顕著な反射面の年代はDSDPの結果により鮮新世中期のおよそ3.5Ma頃と考えられていた。今次の海洋海山西麓潜航調査では，上位の成層部に対比された堆積物から採泥試料がえられた。嵯峨山積氏の珪藻化石鑑定によればこの堆積物の年代は初期鮮新世（およそ5.1～3.7 Ma）であり，予想よりもやや古い。海洋海山周辺の傾動は，海山東斜面の堆積層は厚さがほぼ一定していることから，早くとも3.7 Ma以前ではなく，寿都構造線以東に堆積し海洋海山では欠如している上位の地層が堆積した後期鮮新世～前期更新世であろう。

(3) Kimuraほか（1987）・Takeuchi（1986）などによれば，北部奥尻海嶺を含む日本海東縁変動帯の地史は次のようにまとめられる。17～15Ma頃に大和海盆の拡大が完了した後，東北日本弧では東西伸長テクトニクス（弧内リフトの形成）が行われ，日本海東縁変動帯の前身ともいえる内弧積成盆が発達した。新生プレート境界説に立てば，およそ6 Ma頃の東北日本内帯応力場の転換（東西短縮変動帯の発現）は，東北日本弧のマイクロプレート化と同等である。

プレート収束運動の場（力学境界域）としては，この内弧断層帯が既存の弱線として再利用されたとみるのが自然である。伸張場から短縮場への転換が起こると，まずはじめは，それ以前の伸長変位が回復する過程があり島弧が変形する。相対運動がある限度に達した場所または時点から，今度は緑海／島弧境界が新生プレート境界に移化すると考えられる。

前縁逆断層帯の形成をひとつの基準にすると，おなじ日本海東縁であっても北部奥尻海嶺周辺は，以南の佐渡海嶺沿いと比較して一段と進んだ移行過程にあると判断される。この理由は，これまで述べてきた北部奥尻海嶺の地理的・地史的特異性にある。すなわち，日本海盆の北東縁にある北部奥尻海嶺は，東北日本弧の北の付け根にあたり，中期中新世の弧内リフトがほとんど形成されな

った位置にある。したがって、内帯応力場の転換が起こると、いきなり縁海/島弧境界で新生海溝の形成が始まったのではないかと考えられる。

4. まとめ

(1) 奥尻海嶺/武蔵海盆境界部の潜航調査結果

(a) 武蔵海盆西縁断層の潜航調査が今回初めて1回のみ行なわれた。

(b) 武蔵海盆に面した北部奥尻海嶺東斜面における最上部層は半固結の淡褐色細粒火山灰(凝灰岩)層であり、走向傾斜はN40°W20°Eである。潜航調査を行なった斜面で採集した転石から、斜面上部(1550m以浅)に安山岩円礫を含む礫層の存在が推定される。

(c) 武蔵海盆の海底に認められた小丘は、地下の背斜構造を反映した非常に緩やかな高まりであり、活褶曲の可能性はある。

(d) 今回の潜航調査では武蔵海盆西縁断層の露頭を発見するにはいたらなかった。「なつしま」による精密地形調査、潜水船の潜航深度データおよび目視観測の結果から、北緯44度付近の海盆底に浮泥層や軟泥に覆われて伏在する(堆積されている)背斜構造が推定された。現時点では、新鮮な変動微細地形の存在にはむしろ否定的な結果である。

(e) 活構造の潜航調査には、ナローマルチビーム測深による広域的な精密地形調査、マルチチャンネル音波探査、サイドスキャンソナーなどの事前調査が欠かせない。さらに活動度の判定には、潜水船や曳航体ドルフィン3Kによる実地の探査ならびに地下構造の物理探査を含む総合的研究が必要である。

(2) 奥尻海嶺の北部は寿都構造線により斜断され、また後志海底火山の形成と山体を切る正断層群は、後志トラフの一部における伸張テクトニクスを示す。これらの特徴は、スラストの発達で特徴づけられる日本海東縁変動地帯にあっては特異である。利尻火山や石狩低地帯とその西に隣接する地帯の地殻応力(歪)の主軸配置も、この局所的テクトニクスに関係すると予想される。

(3) 北部奥尻海嶺付近は、日本海東縁変動帯のなかでも沈み込み境界(新生海溝)としての特徴をもっともよく備えている。この理由は、地理的・

地史的にみて、この地域が千島弧は勿論、東北日本弧の造構場にも属さない位置にあり、海陸の境界がプレートの相対運動を直接担う必要があるからではないだろうか。いずれにしても、日本海東縁変動帯が新生プレート境界に移化しつつあるとはいえず、石狩低地帯沿いからのジャンプがすでに完了しているとは言い難い。

謝 辞

1988年7月に行なわれた「しんかい2000」による一連の奥尻海嶺潜航調査の際、お世話になった「なつしま」の浜中船長ほか船員の方々、「しんかい2000」潜航部のスタッフ、乗船研究者(徳山英一・宮下純夫・徐垣・倉本真一)各氏に深く感謝いたします。

参考文献

- Fukao, Y. and M. Furumoto, 1975, Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonoph.*, 25, 247-266.
- 橋本 学・多田 堯, 1988, 北海道地方の水平変動とテクトニクス. 地震, 41, 29-38
- 保柳康一・嵯峨山積・宮下純夫・山崎哲良・周藤賢治・前田仁一郎・岡本 聡・土谷信高・渡辺 寧・坂本 泉・石井次郎・石垣達也, 1988, 第2次奥尻海嶺海洋調査で海洋海山から採取された初期中新世シルト岩. 東海大学札幌教養部彙報, 8, 151-155.
- 保柳康一・石井次郎・嵯峨山積・坂本 泉・宮下純夫・山崎哲良・周藤賢治・前田仁一郎・岡村 聡・土谷信高・渡辺 寧・石垣達也, 1988, 日本海奥尻海嶺周辺から採取された軟泥試料. 東海大学札幌教養部彙報, 8, 157-162.
- 岩下光男・石井次郎, 1988, 東海大学丸Ⅱ世による第2次北海道積丹半島沖奥尻海嶺調査概報. 東海大学札幌教養部彙報, 8, 105-112.
- Kaneoka, I., 1989, *Geochem. Jour.*, in press.
- Kimura, M., T. Matuda, H. Sato, I. Kaneoka, H. Tokuyama, S. Kuramoto, A. Oshida, K. Shimamura, K. Tamaki, H. Kinoshita, and S. Uyeda, 1987, Report on DELP 1985 Cruise in the Japan Sea,

- Part VII : Topograpy and geology of the Yamato Basin and its vicinity. Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 62, 447-483.
- 小林和男・中村一明, 1983, 緑海拡大のテクトニクス — 日本海・オホーツク海・沖縄トラフなど —, 科学, 53, 448-455.
- 小林洋二, 1983, プレート“沈み込み”の始まり, 月刊地球, 3, 510-518.
- 倉本真一, 1988, 奥尻海嶺の形成, 月刊地球, 20, 669-675.
- Le Pichon, X., T. Iiyama, H. Chamley, J. Charvet, M. Faure, H. Fujimoto, T. Furuta, Y. Ida, H. Kagami, S. Lallemand, J. Leggett, A. Murata, H. Okada, C. Rangin, V. Renard, A. Taira, and H. Tokuyama, 1986, The eastern and western ends of Nankai Trough: results of Box 5 and Box 7 Kaiko survey. Earth Planet. Sci. Let., 83, 199-213.
- 森谷武男, 1986, 浅い地震活動と起震歪力から見た北海道のテクトニクス. 地団研専報, 31, 475-485.
- 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.
- 中村一明・宇井忠英, 1975, 岩脈群などによるテクトニック応力場復元の問題. GDP連絡紙, II-I-(1)構造地質, 3, 75-82.
- 岡田博有・S. Lallemand・大塚謙一・L. Labeyrie, 1985, 日本海東縁の海底地質構造 — 新生海溝問題と関連して —. 静岡大地球科学研究報告, 11, 119-133.
- 周藤賢治・土屋信高・山崎哲良・田村真一, 1988, 日本海北東縁の後志海山からドレッチされた火山岩. 日本地質学会(沖縄)講演要旨, 215.
- Takeuchi, A., 1986, Oligocene / Miocene block-movement and paleostress field of Japan. Jour. Geomag. Geoelectr., 38, 495-511.
- Tamaki, K., 1988, Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. Bull. Geol. Surv. Japan, 39, 269-365.
- 渡辺偉夫, 1984, 改訂津波表から得られる日本およびその周辺における津波発生の特徴. 地震, 37, 609-919.
- 渡辺 寧・石井次郎・石垣達也・坂本 泉・山崎哲良・周藤賢治・宮下純夫・保柳康一・田村真一・岡村 聡・前田仁一郎・土谷信高・嵯峨山積, 1988, 日本海北東縁後志海山に認められた正断層. 東海大学札幌教養部彙報, 8, 113-116.
- 山崎哲良・土谷信高・周藤賢治・宮下純夫・石井次郎・前田仁一郎・嵯峨山積・岡村 聡・保柳康一・渡辺 寧・田村真一・坂本 泉・石垣達也, 1988, 北海道積丹半島沖後志海山から採取された火山岩類. 東海大学札幌教養部彙報, 8, 117-131.
- 吉田明夫・石川有三・岸尾政弘, 1989, 東北日本のサイスモテクトニクスと男鹿-牡鹿構造帯. 地震, 41, 563-571.

(原稿受理 1989年4月24日)