

日本海盆の音響的堆積構造と地質構造

仲村 明子*1 倉本 真一*2 松本 剛*3 木村 政昭*4

日本海の日本海盆中西部及び日本海盆東縁の奥尻海嶺の音響層序と地質構造を明らかにするために、これらの海域から得られた反射法音波探査記録の解析・解釈を行った。使用したデータは、1990年代初頭に行われた日ロ共同日本海調査によって得られたシングルチャンネル音波探査記録と1995年に海洋科学技術センターの海洋調査船「かいよう」によって得られたマルチチャンネル音波探査記録などである。

本研究の結果、日本海盆は堆積構造や地質構造から、東経135度付近を境界として南西部と北東部に二分できることがわかった。日本海盆南西部は、北東部に比べて音響基盤深度が浅く、堆積層が薄く、Opal-A/CT 続成境界 BSR から推定した相対温度が低いことが明らかになった。このことから、両海域の地殻は異なる形成史を持つものと推察される。つまり、日本海盆北東部は海洋底拡大によって形成された海洋性地殻からなるのに対し、南西部は海洋底拡大に至る前の段階の伸張・薄化された大陸性地殻からなるものと推察される。

また、今回、日本海盆北西縁部の海底扇状地堆積物中にメタンハイドレート BSR を発見し、この BSR の深度からこの海域の地温勾配と地殻熱流量を推定することができた。今回の日本海盆北西縁部におけるメタンハイドレート BSR の発見は、日本海の環境変動を考える上で重要なものである。

また、日本海盆東縁の奥尻海嶺上の堆積層に不整合が見られた。この不整合面の年代から、奥尻海嶺は約1.8 Ma から隆起を開始したと推察される。この年代は、奥尻海嶺上で行われた深海掘削の結果とよく一致している。また、セクションバランス法によって奥尻海嶺周辺海域の地殻短縮量の最小値を約6.75 km と推定した。したがって、奥尻海嶺の隆起開始時期から現在までの地殻短縮速度は平均で約4 mm/y と推定した。この地殻短縮速度は、瀬野 (1993) に示されたユーラシアプレートとオホーツクプレート間の収束速度 (6 mm/y) の下限を示すものと推察する。

キーワード：日本海盆，奥尻海嶺，反射法地震探査，BSR（海底疑似反射面），メタンハイドレート

-
- * 1 沖縄県水産試験場漁業室
 - * 2 地質調査所海洋地質部
 - * 3 海洋科学技術センター深海研究部
 - * 4 琉球大学理学部
 - * 5 Okinawa Prefectural Fisheries Experimental Station
 - * 6 Geological Survey of Japan
 - * 7 Deep Sea Research Department, JAMSTEC
 - * 8 University of the Ryukyus

Acoustic sedimentary structure and geological structure in the Japan Basin

Akiko NAKAMURA*⁵ Shin'ichi KURAMOTO*⁶
Takeshi MATSUMOTO*⁷ Masaaki KIMURA*⁸

Acoustic stratigraphy and geologic structure of the central-western part of the Japan Basin and around the Okushiri Ridge, west of Hokkaido were analyzed by means of multichannel and single channel reflection seismic sections.

Some differences in crustal structure and its formation processes were observed between the northeastern Japan Basin and the southwestern Japan Basin. The northeastern Japan Basin consists of oceanic crust, and the southwestern Japan Basin consists of extended and thinned continental crust.

Methane hydrate BSR (Bottom Simulating Reflector) is discovered in the northwestern margin of the Japan Basin. The existence of methane hydrate BSR is very important to solve many problems in Geology and environmental movement of the Sea of Japan.

An unconformity is found in sedimentary layers of Okushiri Ridge. The age of the unconformity is estimated about 1.8 Ma, that is an incident with the age estimated result from the drilling core (ODP Site796).

Key words : Japan Basin, Okushiri Ridge, Seismic reflection survey, BSR, Methane hydrate

1. はじめに

西太平洋には日本海をはじめ、ベーリング海、オホーツク海、東シナ海、南シナ海、などの多くの縁海が存在している。これらの縁海は、太平洋プレートやフィリピン海プレートの沈み込みによる活動的あるいは非活動的島弧-海溝系の背後に位置することから背弧海盆と呼ばれる。背弧海盆の形成については、これまで様々なモデルが提唱されてきた。それらは、能動的拡大モデル (Karig, 1971; Miyashiro, 1986 など) と受動的拡大モデル (Dewey, 1980; Carlson and Meria, 1984; Glatzmaier and others, 1990 など) の二つに大別できる (Tamaki and Honza, 1991)。しかし、背弧海盆がなぜ西太平洋に集中して存在するのか、定常的な沈み込みに対して背弧海盆の形成が一時的なのはなぜかなどという疑問を解消するようなモデルはいまだに確立されていない。

日本海はユーラシア大陸と本州弧の間に位置する代表的な背弧海盆である (図1)。これまで日本海の形成についても様々な形成モデルが提唱されているが、既存のデータ (たとえば海底地殻熱流量、海底地磁気異常など) を十分に満足させるモデルはいまだに出されていない。

日本海は海底地形から、日本海盆、大和海嶺 (北大和堆、拓洋堆、大和堆)、大和海盆、対馬海盆、タータリートラフなどに大別される (図1)。このうち、日本海盆は日本海の北部の大半を占める日本海最大の海盆である。日本海盆は従来の研究から、海洋性地殻からなることが明らかにされている (村内, 1972; Ludwig et al., 1975)。そのことから、日本海盆は海洋底拡大によって形成された背弧海盆であると考えられている。しかし、地磁気異常の縞模様配列が複雑なため年代が同定しにくいことや、堆積物が厚く (最大でおよそ 3,000 m) 堆積しているため基盤の情報が得られにくいことなどのために、日本海盆の拡大様式や形成年代についてはいまだに定説がない。また、日本海盆の中央部から西部にかけてはロシアの領海となるため、様々な制限により、あまり調査の行われなかった海域である。したがって、日本海盆の東部以外の大部分の地質構造についてはほとんど明らかになっていない。

一方、従来の研究から日本海東縁は新しいユーラシア-北米プレート境界と考えられており (中村, 1983; 小林, 1983; 瀬野, 1983 など)、日本海盆は現在本州弧に対して収束していると考えられている。日本海盆の東縁

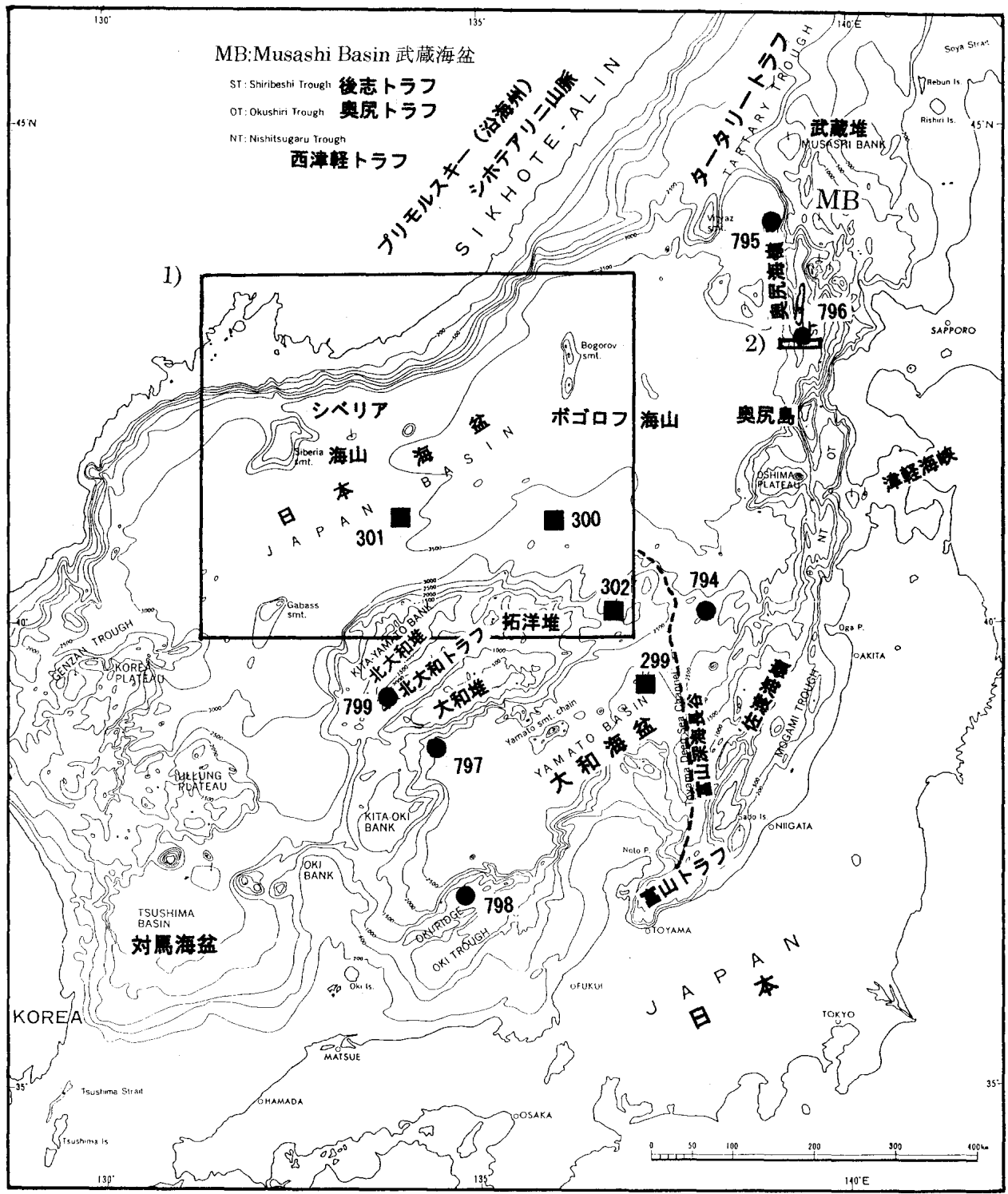


図 1 日本海の海底地形図。Tamaki (1988) を元に書き加えたもの。1)と 2)の四角は本研究の調査域を示す
 Fig. 1 Bathymetric map of the Japan Sea. Modified from Tamaki (1988). Rectangles 1) and 2) indicate the present study areas.

部には奥尻海嶺と呼ばれる地形的高まりが見られるが(図 1), この海嶺は, 日本海盆の収束にもなるスラスト運動によって隆起していると考えられている(倉本,

1989)。したがって, 奥尻海嶺の形成史を明らかにすることは日本海盆の収束の過程を明らかにすることに繋がると言える。しかし, 奥尻海嶺の形成史についてはまだ

十分な議論がされているとは言えない。

本研究では、これまで地質学的研究のあまり行われなかった日本海盆中央部から西部にかけての海域で得られたシングルチャンネル音波探査記録と日本海盆東部から奥尻海嶺、後志海盆にわたる海域で行ったマルチチャンネル音波探査記録の解析・解釈を行った。そして、これまで明らかにされなかった日本海盆中西部の音響層序と地質構造を明らかにすることを目的とした。また、日本海盆の拡大様式や形成年代について考察をした。また、日本海盆東縁の奥尻海嶺の構造についても議論をし、日本海盆の収束についても考察をした。

2. 従来の研究

日本海の構造地質学的な形成史についての考察は、まず、寺田 (1934) によって行われた。寺田は日本海海底地形の解析から、日本海は日本列島弧が大陸から分裂したことによって生じたと推論している。この研究以降、多くの研究者によって地質学的・地球物理学的研究がされてきた。Otofuji and Matsuda (1983) は古地磁気測定や放射性年代測定によって、日本列島が回転したことを明らかにし、そのことと日本海の形成を関連つけた Fan shape (または bar room door) 拡大モデルを提案した。また、Lallemand and Jolivet (1985/86) は日本海は2段階に形成された pull-apart basin であるとした。2段階の形成モデルは Hilde and Wageman (1973) によっても提唱されている。また、木村 (1985) は地震探査反射記録より、沖縄トラフ拡大軸の北方延長に日本海東部の海盆の拡大軸があるという説を出した。また、Tamaki (1995) は、大規模な横ずれ断層が海盆縁部で発達し、それによってリソスフェアが切断され海底拡大が生じ、海底拡大軸が地殻の薄い方へ伝播して海洋性地殻を形成していくという形成モデルを提唱した。これら以外にも、多くの日本海形成モデルが提唱されているが、いまだに定説と呼べるものは出ていない。しかし、日本海においては、多くの地質学的・地球物理学的な調査・研究がされてきた。以下にそれらについて述べる。

1) 日本海の地殻構造

日本海の地殻構造は主に屈折法地震探査によって明らかにされてきた。その結果から、日本海盆は典型的な海洋性地殻、大和海嶺は大陸性地殻からなると考えられている (村内, 1972; Ludwig et al., 1975)。また、1985年の DELP (Development of Earth Lithosphere Project; 国際リソスフェア探査開発計画) 航海によって行われた人工地震探査の結果から、大和海盆は典型的な海洋性地

殻の様相を呈するが、通常海洋性地殻に比較すると約2倍の厚さを持つことが明らかにされている (Katao, 1988)。このように、日本海は場所によって地殻構造に差異があり、その形成過程や形成年代にも差異があると考えられている。

2) 日本海の形成年代

背弧海盆の形成時期を直接知るためには、海洋底を構成している岩石を深海掘削によって採取し、その放射年代を測定することが必要である。日本海では、DSDP (Deep Sea Drilling Project; 深海底掘削計画) Leg31 において4本 (Site299~Site302) (Karig, Ingle et al., 1975), ODP (Ocean Drilling Program; 海洋底掘削計画) Leg127 と Leg128 において6本 (Site794~Site799) (Tamaki et al., 1990; Ingle et al., 1990) の計10本の深海掘削が行われている (図1)。このうち、Site794, 795, 797 では基盤の火山岩層まで掘削が行われ玄武岩が採取されている。これらの玄武岩の放射年代 (^{40}Ar - ^{39}Ar) は、Site795 (日本海盆北東部) で17-24 Ma, Site794 (大和海盆北部) で20-21 Ma, そして Site797 (大和海盆南部) で18-19 Ma と求められている (Kaneoka et al., 1992)。しかし、ODPで掘削された火山岩層は貫入岩の一部であり真の基盤ではないという議論もされているので、これらの年代が真の日本海の年代を示すとは言い難い。一方、ドレッジによって海底から玄武岩が採取された例として、ボゴロフ海山 (日本海盆中部) と大和海山列が挙げられる (図1)。ボゴロフ海山の玄武岩の放射年代は K-Ar 法で18 Ma と求められている (Sahno and Vasiliev, 1974)。また、大和海山列中の小海丘から採取された玄武岩は縁海玄武岩 (MBB) と酷似し、放射年代 (K-Ar) は 7.3 ± 0.5 Ma を示すとされている (Kimura et al., 1987)。これら海山の玄武岩の年代は直接日本海の形成年代を示すものではないが、日本海拡大に関連する火山活動の時期を示すものと考えられる。

また、間接的ではあるが海洋底の年代を知る方法の一つに、基盤深度や地殻熱流量からの推定法がある。海洋性リソスフェアの厚さ、深度、地殻熱流量の変化が、その年代の平方根の比例あるいは反比例式で表されることはよく知られており (いわゆる \sqrt{t} 則), 玉木 (1985) はこの関係式を用いて日本海の年代を推定している。それによると、堆積層加重補正後の日本海盆の最大基盤深度は5,000 m であることから、日本海盆の最も古い部分の年代は30 Ma 前後と推定されている。また、地殻熱流量からは大和海盆、日本海盆ともに30数 Ma~17

Ma 程度という年代推定値を出している。また、倉本 (1989) も地殻熱流量から日本海盆の形成年代について述べている。それによると、日本海盆は北東部と南西部に二分でき、それぞれ形成年代は 18-20 Ma, 31-35 Ma と推定されている。

3) 日本海盆の拡大様式

日本海盆が海洋底拡大によって形成されたのならば、地磁気異常の縞模様配列が観察されるはずである。地磁気異常の縞模様配列を調べることは、大洋底や背弧海盆の拡大様式や形成年代を知る上で最も有効な手段である。日本海ではこれまで多くの研究者によって地磁気異常の調査が行われ、地磁気異常図が作成されている (Isezaki, 1986; 玉木・小林, 1988; 押田, 1994; Kinoshita et al., 1995 など)。これら従来の研究から、日本海には東北東-西南西もしくは北東-南西方向の地磁気異常が存在することが指摘されている。しかし、日本海の地磁気異常の縞模様配列は複雑なために、年代を同定するのは困難とされている。しかしその中で、Kinoshita et al. (1995) は日本海盆の地磁気異常縞模様配列から日本海盆の形成年代を同定している。それによると、日本海盆の推定形成年代は 13-24 Ma とされている。

上記の地磁気縞状異常と同様に、日本海盆の海底基盤にも拡大に関係する構造が見られるはずである。倉本 (1989) は日本海盆東部における音波探査記録を用い、音響基盤の構造について述べている。それによると、日本海盆東部の音響基盤には東北東-西南西方向に伸びる地溝地壘構造が見られるとされている。しかし、一方の日本海盆中央部から西部にかけての海域には日本人にはあまり調査のできない地域が広がっているため、これまでその地質構造についてはほとんど知られていない。

4) 日本海東縁

また、日本海における重要な研究テーマに日本海東縁プレート境界問題がある。中村 (1983)、小林 (1983) によって日本海東縁ユーラシア-北米プレート境界説、沈み込み開始説が唱えられて以来、日本海東縁において音波探査、深海掘削、潜水調査などの調査、研究が集中的に行われてきた。玉木 (1984) は音波探査記録の解析結果から日本海東縁の活構造とテクトニクスについて述べている。その中で玉木は、日本海東縁部には東傾斜と西傾斜の極性の異なる逆断層がほぼ南北走向に発達していることを示している。

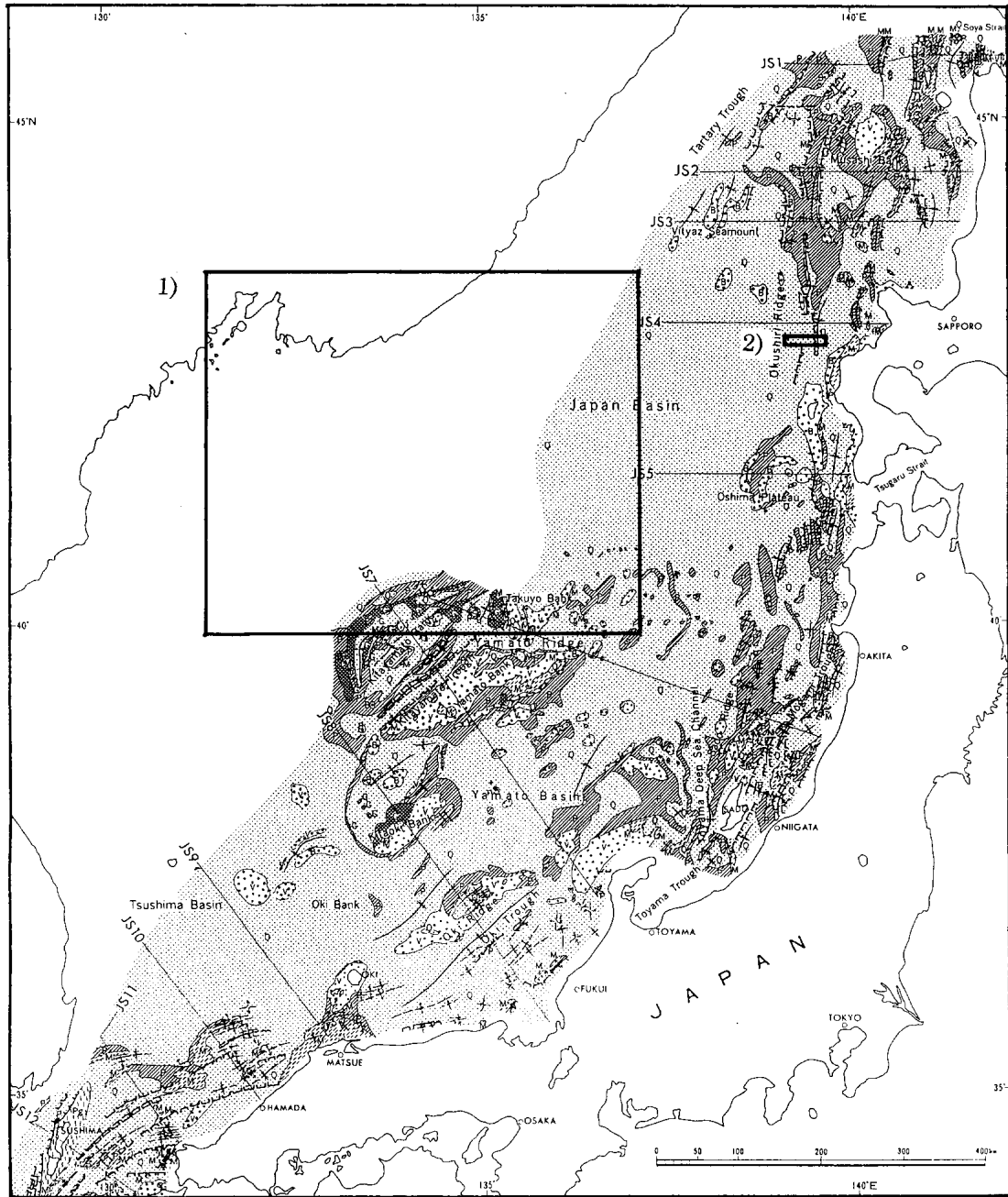
日本海東縁には奥尻海嶺が日本海盆と武蔵海盆、後志トラフ、奥尻海盆を南北に境するように位置している (図 1)。奥尻海嶺は東西約 35 km、南北約 350 km にわたっ

て連続している地形的高まりである。奥尻海嶺は、玉木 (1984) で指摘された逆断層群が発達している地域に位置している。倉本 (1989) は、奥尻海嶺は現在形成されつつあるオフィオライトであると考え、マルチチャンネル音波探査記録を用いて背弧海盆収束初期におけるオフィオライトの形成機構について議論をしている。奥尻海嶺頂上付近では深海掘削が行われており (ODP Leg127 Site796)、その結果、堆積構造からは奥尻海嶺を隆起させた地殻変動は約 1.8 Ma から始まったと示されている (Tamaki et al., 1990)。この深海掘削では海底基盤までは掘削されていないが、海洋科学技術センターの「しんかい 2000」による潜水調査で奥尻海嶺西縁断層壁の露頭観察や試料採取がなされ、奥尻海嶺は海洋性地殻からなることが明らかとなった (徳山ほか, 1989)。これらの研究から、日本海盆は日本島弧に対して収束し、日本海盆東縁において沈み込みもしくはオブダクションをしていることが明らかとなった。そして、奥尻海嶺は日本海盆の収束にともなうスラスト運動によって鮮新世の始めから隆起したと考えられる。したがって、奥尻海嶺の形成史を明らかにすることは日本海盆の収束の過程を明らかにすることに繋がると言える。しかし、奥尻海嶺の形成史についてはまだ十分な議論がされているとは言えない。

5) 日本海の BSR

日本海における音波探査記録からは BSR (Bottom Simulating Reflector; 海底疑似反射面) と呼ばれる特異な反射面が観察されている。BSR とは、音波探査記録上で海底面に平行に表れる特異な反射面のことである。音波探査記録上に見られる反射面は、音響インピーダンス (地震波速度×密度) が地層中で急変するとき、その境界面で音波が反射することによって生じる。つまり、音波探査記録上の反射面は地層中の物性の変化を反映していると考えられる。BSR の成因としては、(1) 珪質堆積物中での続成境界における音響インピーダンスの急変によるもの (Opal-A/CT BSR)、(2) メタンハイドレート層の下限における音響インピーダンスの急変によるもの (メタンハイドレート BSR)、(3) 厚い火山灰層やタービダイトなどのイベント堆積物による音響インピーダンスの急変によるものなどが考えられる (倉本, 1996)。このうち、日本海においては、(1) の Opal-A/CT BSR と (2) のメタンハイドレート BSR の二種類の BSR が観察されている (倉本, 1992; 佐藤ほか, 1996)。以下それぞれについて説明する。

(1) Opal-A/CT BSR



This map is after INOUE and HONZA (1982) which was compiled from HONZA et al. (1979), TAMAKI et al. (1979a), and TAMAKI et al. (1981a)

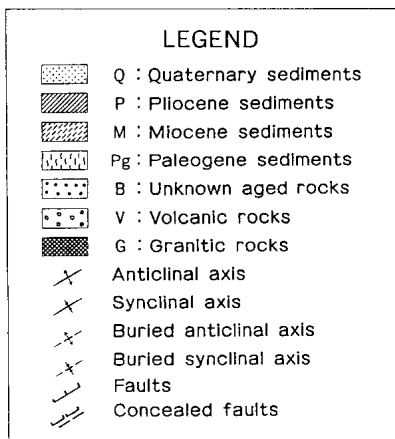


図 2 日本海の海底地質図 (Tamaki, 1988)。1) と 2) の四角は本研究の調査域を示す
 Fig. 2 Geological map of the Japan Sea (Tamaki, 1988). Rectangles 1) and 2) indicate the present study areas.

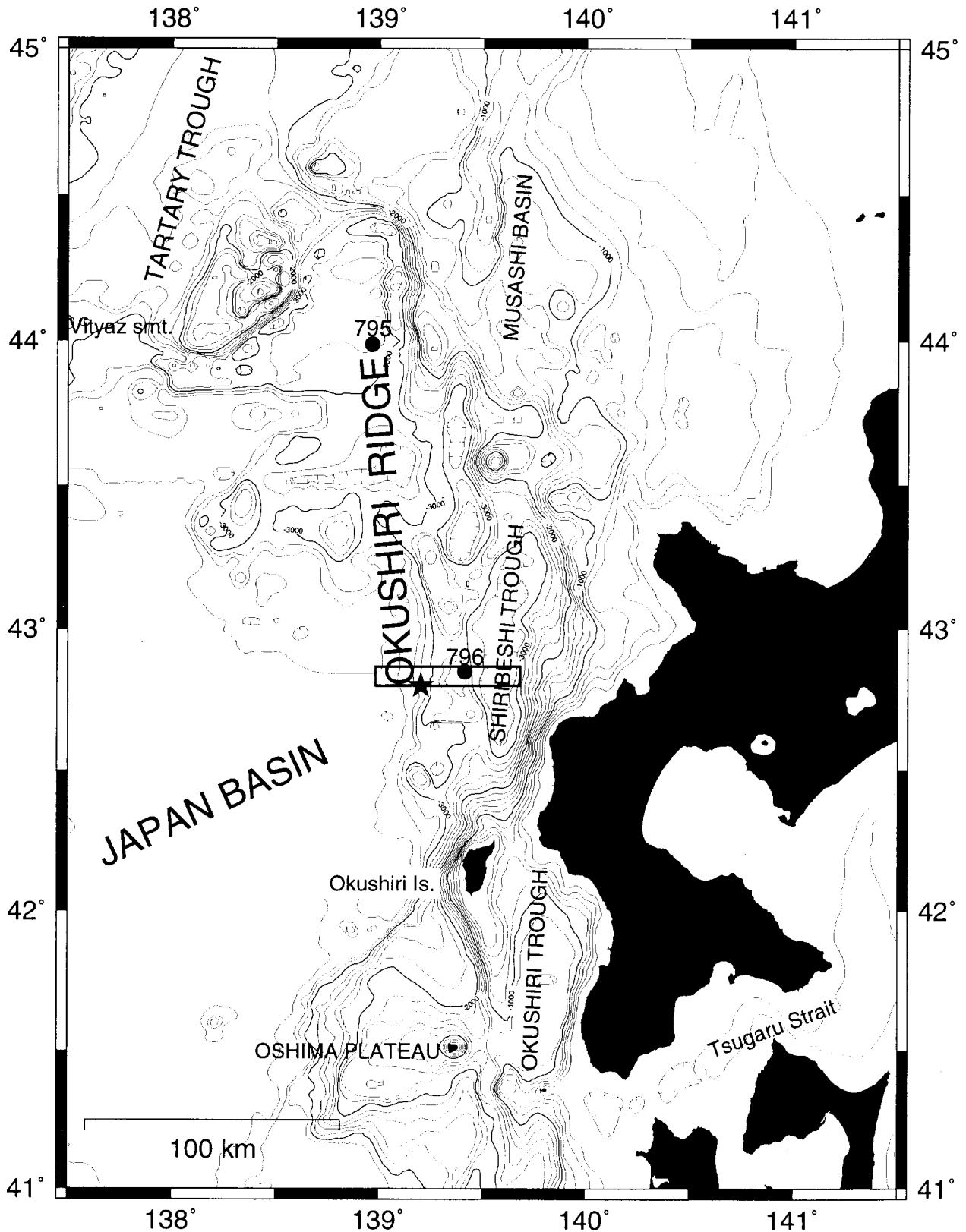


図 3 日本海東縁の海底地形図。図中の四角は本研究の2)の調査域を示す。星印は北海道南西沖地震の震央、黒丸は ODP 掘削点を示す

Fig. 3 Bathymetric map of the northeastern Japan Sea. The rectangle indicates the present study area. The solid star and circles indicate epicentre of the 1993 Hokkaido Nansei-Oki Earthquake and ODP sites, respectively.

日本海の堆積物は、主に珪藻からなる珪質堆積物であることが DSDP や ODP などの深海掘削の結果から明らかとなっている。珪質堆積物は続成作用の進行によって非結晶質のアクチノライト (Opal-A) から結晶質のクリストパライト (Opal-CT), さらに石英に転移することが広く知られている。日本海盆や大和海盆など広域に見られる BSR は、Opal-A と Opal-CT の続成境界が音響的に反射面として表れた Opal-A/CT BSR であると考えられている (倉本, 1992; Kuramoto et al., 1992)。また、倉本 (1992) は Opal-A から Opal-CT への相変化が温度と時間に大きく依存していることから、Opal-A/CT BSR の深度を音波探査記録から読み取ることによって日本海の温度構造を推定できると述べている。

(2) メタンハイドレート BSR

日本海では、上記の Opal-A/CT BSR の他に、メタンハイドレートによる BSR が観察されている (佐藤ほか, 1996)。メタンハイドレートとは、メタンガスが水分子のつくる結晶格子中に閉じこめられたシャーベット状の物質で、高緯度の凍土地帯や大陸斜面などの海底下に広く分布していることが分かっている (松本ほか,

1994)。このメタンハイドレートの層の下限が音波探査記録上で海底面にほぼ平行な反射面として表れることが広く知られている。このメタンハイドレート層による反射面はメタンハイドレート BSR と呼ばれている。日本海ではメタンハイドレート BSR は奥尻海嶺と日本列島間の小海盆 (西津軽海盆, 奥尻海盆, 後志トラフ) に分布している (佐藤ほか, 1996)。また、奥尻海嶺ではメタンハイドレート BSR は認められていないが、奥尻海嶺頂上付近で行われた深海掘削 (ODP Leg127 Site796) で少量ながらメタンハイドレートの結晶が発見されている (Tamaki et al., 1990)。メタンハイドレートは、メタンの豊富な低温・高圧の温度・圧力条件下で安定的に存在することが知られており、このことから、メタンハイドレート BSR は地下の温度や圧力の構造を反映していると言える。メタンハイドレートの安定領域は合成実験より求められている (Field and Kvenvolden, 1985; 前川・今井, 1996 ほか) ので、メタンハイドレート BSR の深度を音波探査記録から読み取ることによって、その場所の温度を推定することが可能である (Yamano et al., 1982 ほか)。

(3) 日本海の BSR の見分け方

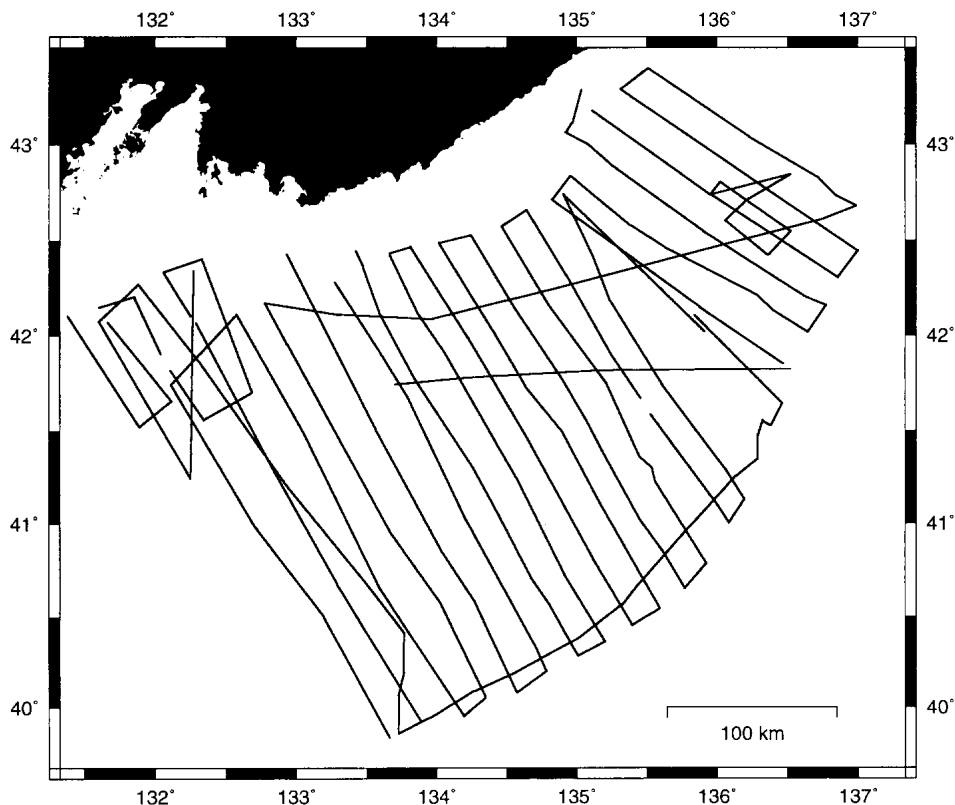


図 4 調査海域1)のシングルチャンネル反射法音波探査の測線図
Fig. 4 Survey lines of single channel seismic reflection sections in Area 1).

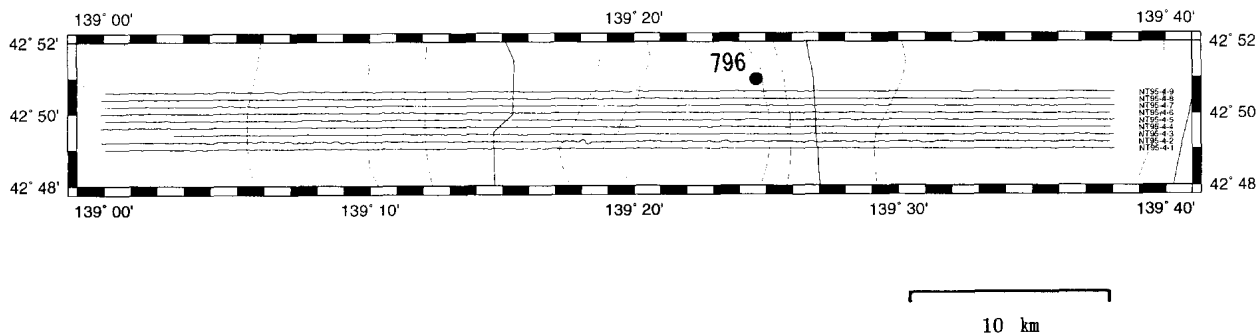


図5 調査海域2)のマルチチャンネル反射法音波探査の測線図。測線番号は南から順に NT95-4-1, NT95-4-2,...NT95-4-9。黒丸は ODP Site 796 の掘削点を示す

Fig. 5 Survey lines of multichannel seismic reflection sections in Area 2). The profiles are numbered as NT95-4-1, NT95-4-2,...NT95-4-9 from south to north. The solid circle indicates the Site 796 of the ODP drilling.

上記のように、日本海では二種類の BSR が見られる。そのため、観察される BSR がどちらの成因による BSR であるかを慎重に見分ける必要がある。見分けるためには、一般的にメタンハイドレート BSR をはさんで下層が低速度層となるため入射波の位相が反転して反射するが、Opal-A/CT BSR では下層の方が高速度層になるため位相の反転は起こらないことから、位相解析を行うことが有効である(倉本, 1996)。しかし、今ある音波探査記録がデジタルではない場合、この方法を用いることはできない。その場合は、BSR の見られる地域から得られる堆積学的・地質学的データなどを検討することによって、どちらの BSR であるか判断することが必要である。

今回、これまで明らかにされなかった日本海盆中央部から西部にかけての海域の音響層序と地質構造を明らかにし日本海盆形成史の解明に貢献するために、シングルチャンネル音波探査記録を用いて研究を行った。また、日本海盆の収束の過程を明らかにするために、日本海盆東縁の奥尻海嶺において行ったマルチチャンネル音波探査の記録を解析し、音響層序や地質構造を明らかにし、日本海盆の収束について考察をした。

3. 調査・研究海域、使用データ及び解析法

3.1 調査・研究海域

調査海域は、1) 日本海盆の中央部から西部にかけての海域 (39°50'N~43°27'N; 131°21'E~137°10'E), 2) 日本海盆東部から奥尻海嶺、後志海盆にかけての海域 (42°48'N~42°52'N; 139°00'E~139°40'E) の二地域である(図1)。

1)の調査海域はロシアの排他的経済水域にあるため、様々な制限により、音波探査や海底サンプリングなどの

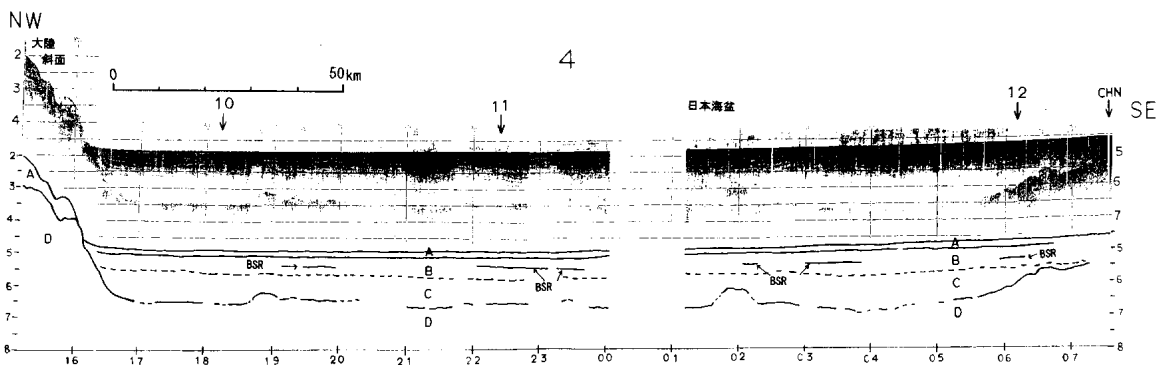
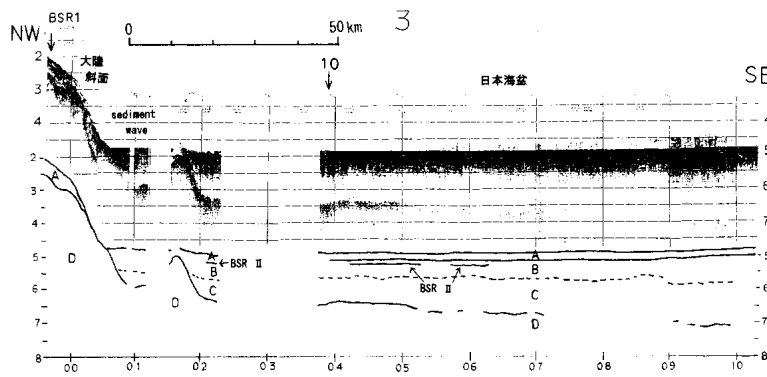
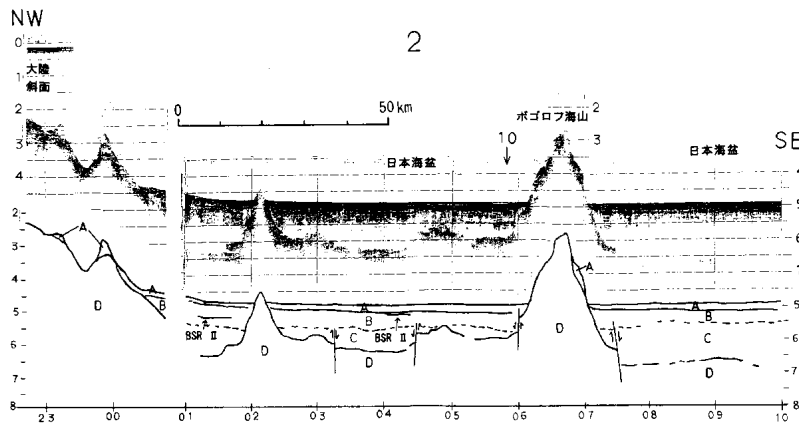
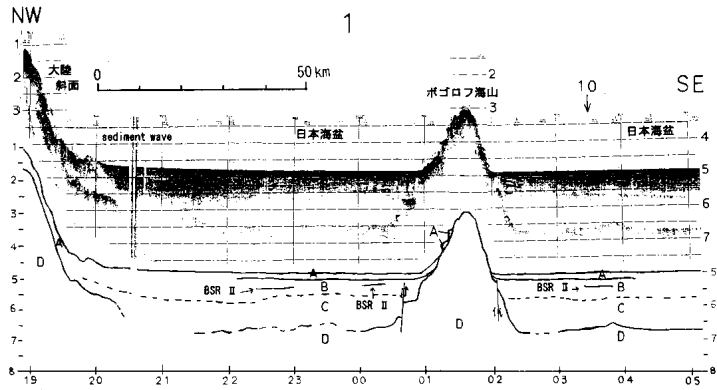
調査があまり行われていない海域である。そのため、従来の海底地質図では空白の地域となっている(図2)。しかし、この海域は日本海盆の三分の二を占める、広域かつ日本海盆形成の謎を解くために重要な地域である。

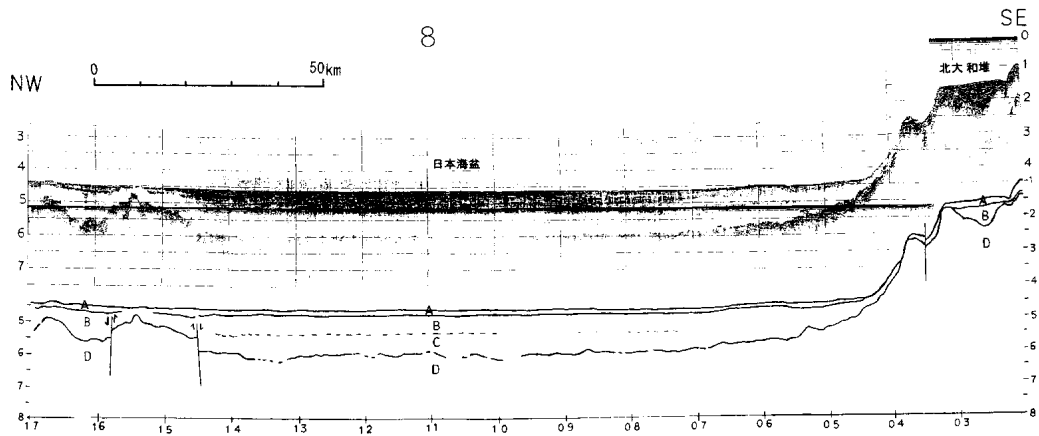
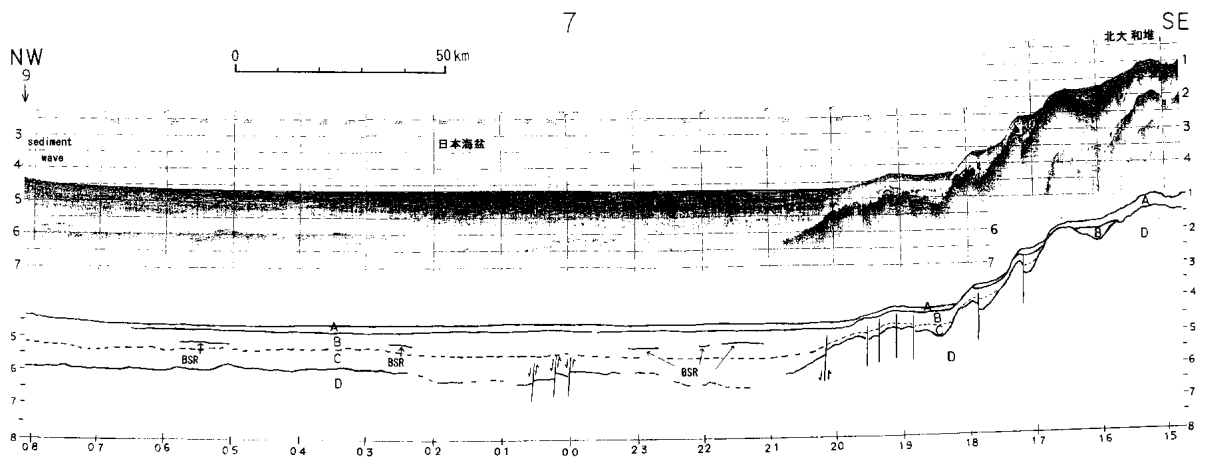
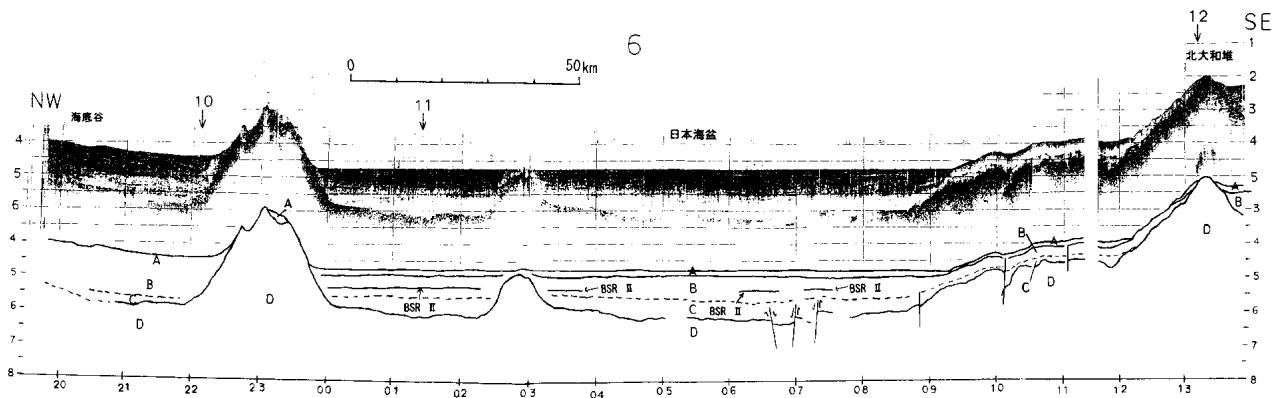
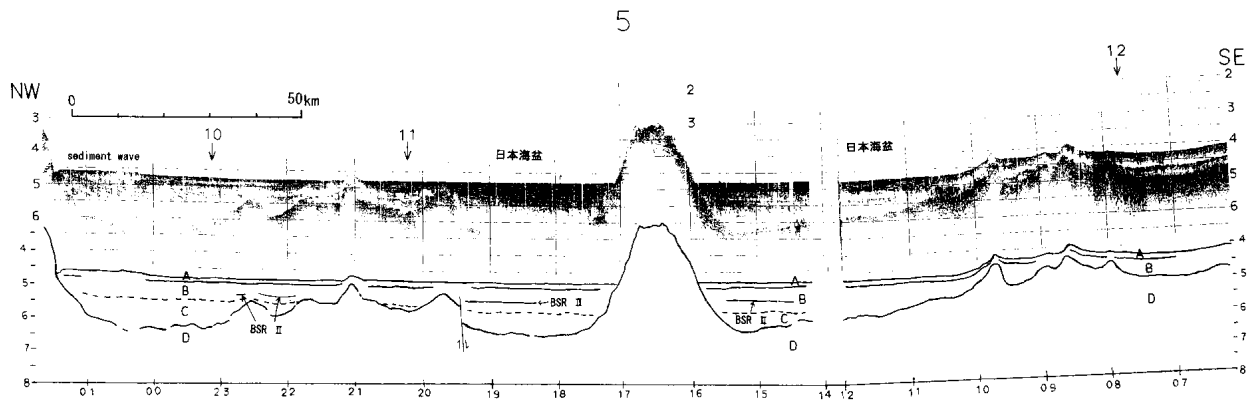
一方、2)の調査海域は1993年7月12日に発生した北海道南西沖地震(M7.8)の震央(42.8°N, 139.2°E)付近に位置する(図3)。この海域は日本海盆の東縁部にあたり、日本海盆の海洋性地殻と本州弧の島弧地殻の境界部に位置する。また、従来の研究から日本海盆の東縁部には新生ユーラシア-北米プレート境界が存在すると考えられている(中村, 1983; 小林, 1983; 瀬野, 1983ほか)。したがって、この2)の調査海域はこの新生プレート境界を研究対象としている。

3.2 使用データ

上記1)の海域では、1990年に日ロ共同日本海調査が行われた(木下, 1992)。本研究では、この調査航海でロシアの海洋調査船によって得られたシングルチャンネル反射法音波探査記録(すでにプロファイルとして紙面にプロットされたもの)を使用した。測線図を図4に示す。測線数は60本、測線間隔はほぼ20kmである。測線は北北西-南南東方向にのびており、この海域の地形的傾向に直交するように配列されている。また、日本海盆北東部のボゴロフ海山と日本海盆北西部のシベリア海山の地域では、特に集中的に測線が配置されている。

一方、上記2)の海域では、1995年に海洋科学技術センターの海洋調査船「かいよう」によって調査航海MCS95が行われた。この調査航海においてマルチチャンネル反射法音波探査が行われ、デジタルの音波探査記録が得られた。測線図を図5に示す。測線はNT95-4-1からNT95-4-9までの全9本である。測線の長さは各々東西約50km、測線間隔は南北に0.2マイル(370





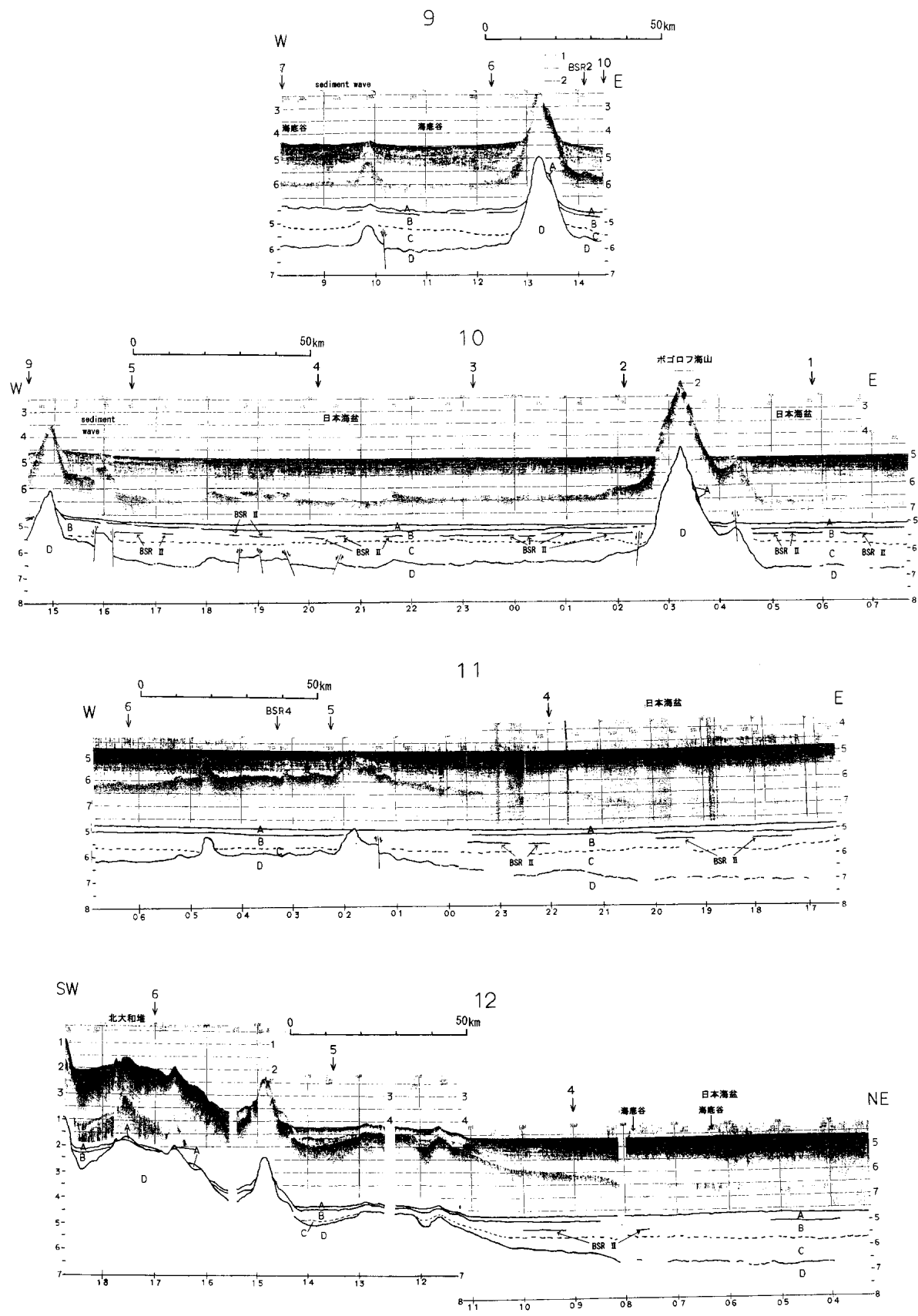


図 6 反射法音波探査断面図 (Line 1~12)。縦横比は約 10 倍。断面の位置は図 10 中に示す
 Fig. 6 Single channel seismic reflection sections (Line 1~12). Vertical exaggeration is 10. Position of each profile is drawn in Fig. 10.

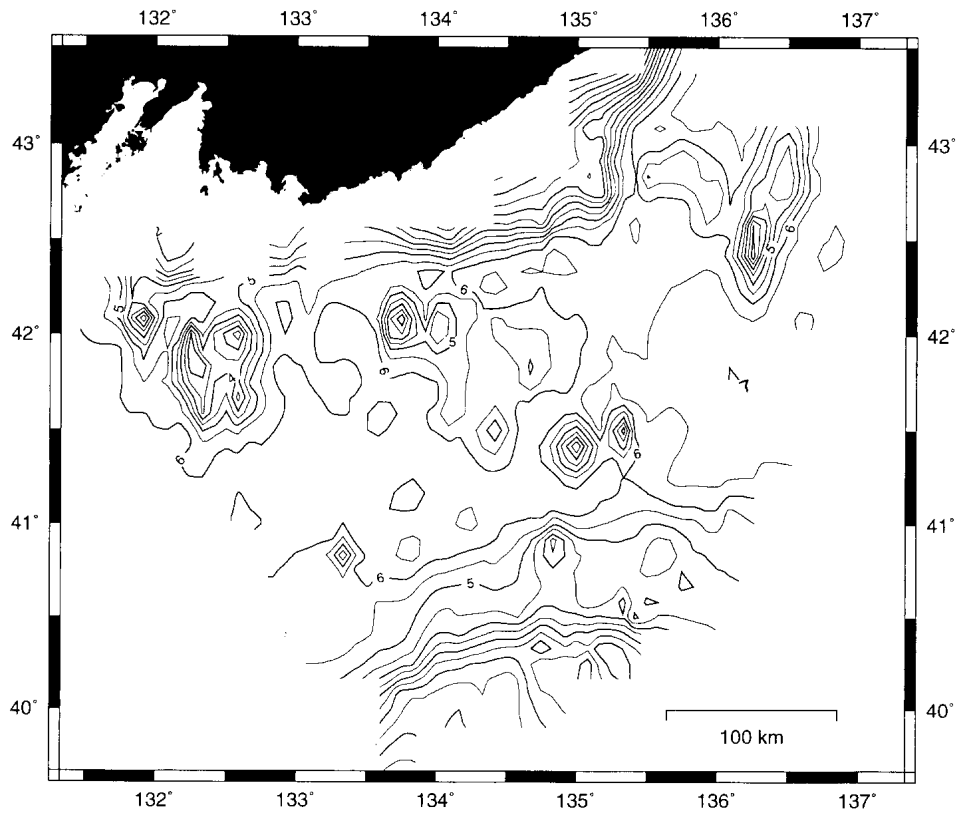


図 7 日本海盆中西部の音響基盤地形図。コンター間隔は 0.5 秒 (往復走時)
 Fig. 7 Acoustic basement map of central-western Japan Basin. Contour interval is 0.5 sec (two-way travel time).

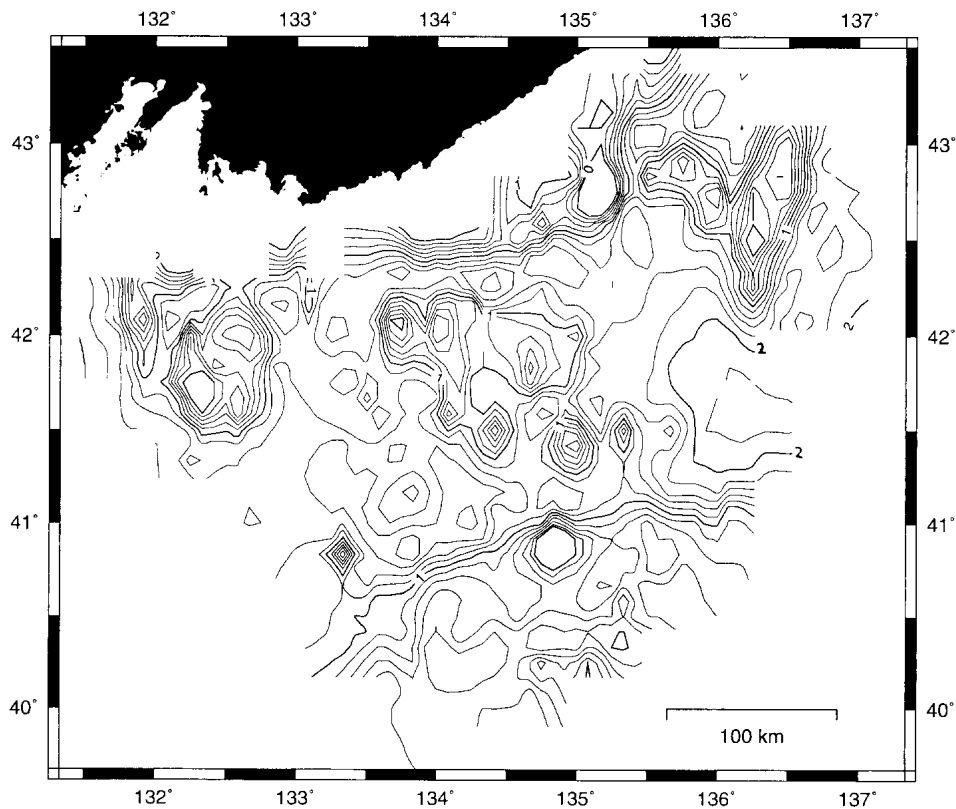


図 8 日本海盆中西部の堆積層層厚図。コンター間隔は 0.2 秒 (往復走時)
 Fig. 8 Isopach map of central-western Japan Basin. Contour interval is 0.2 sec (two-way travel time).

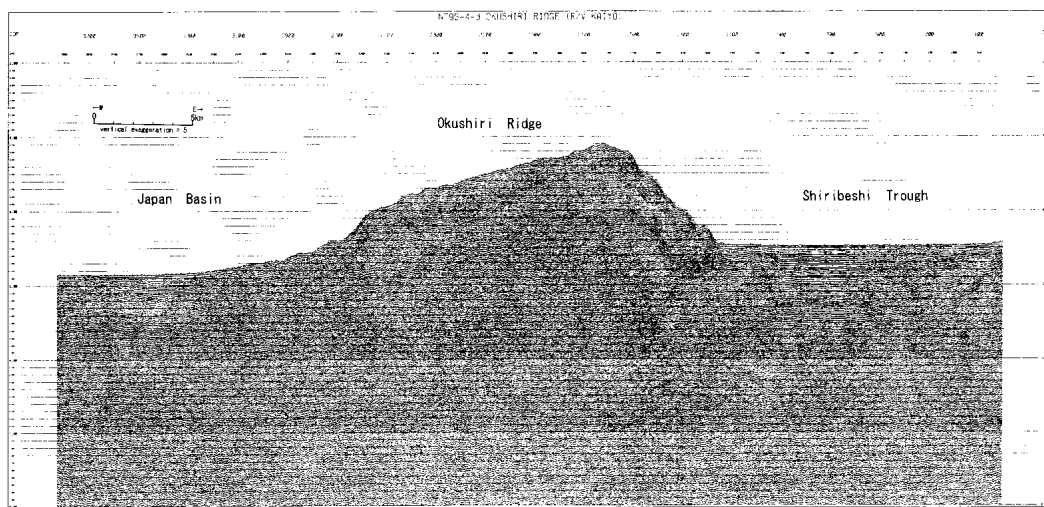
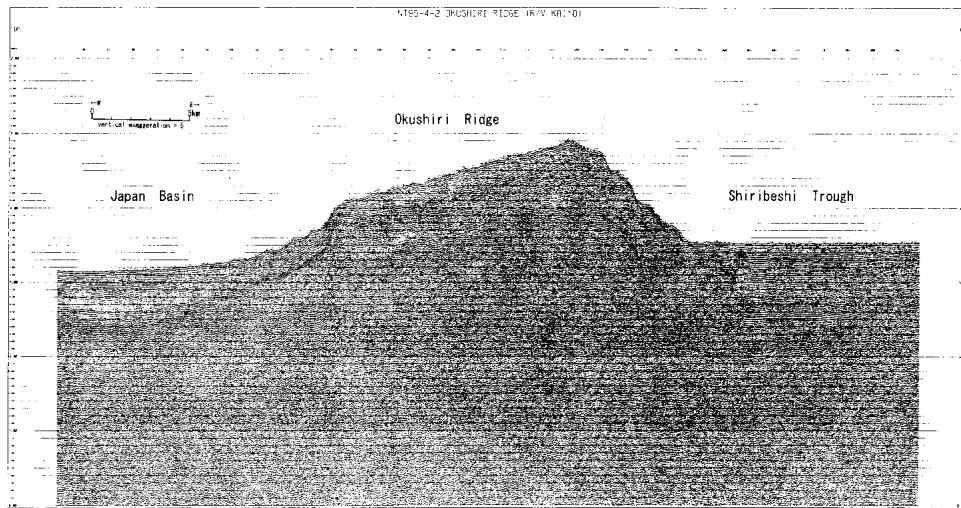
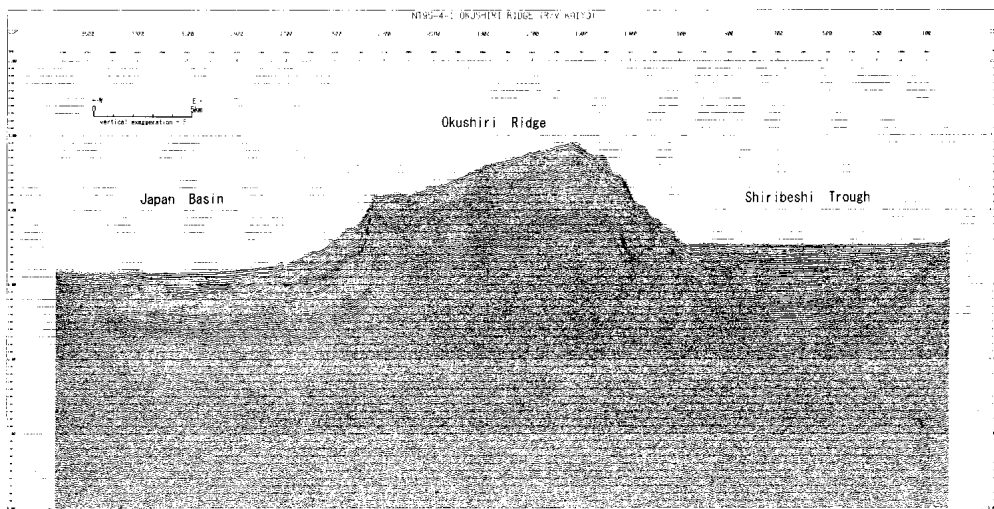
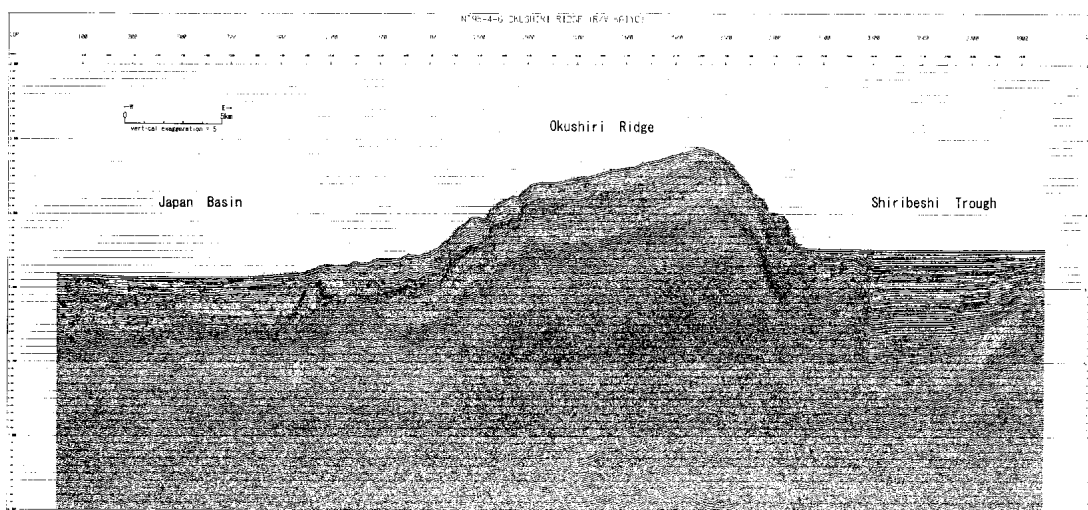
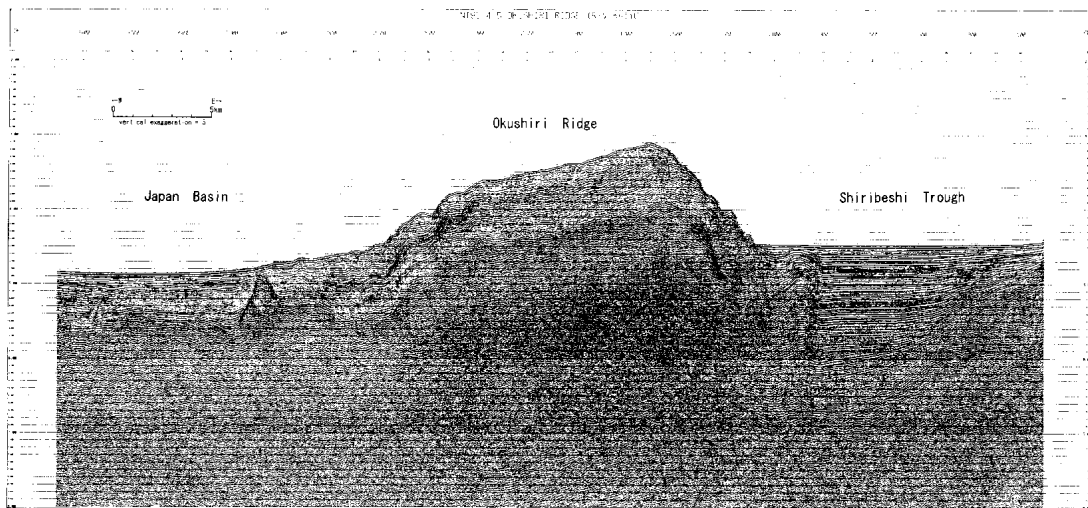
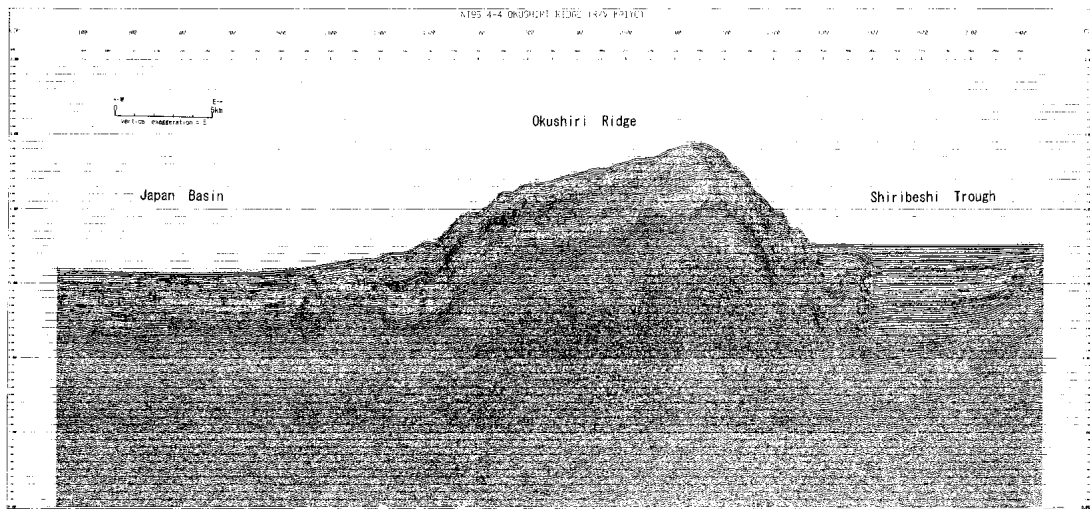
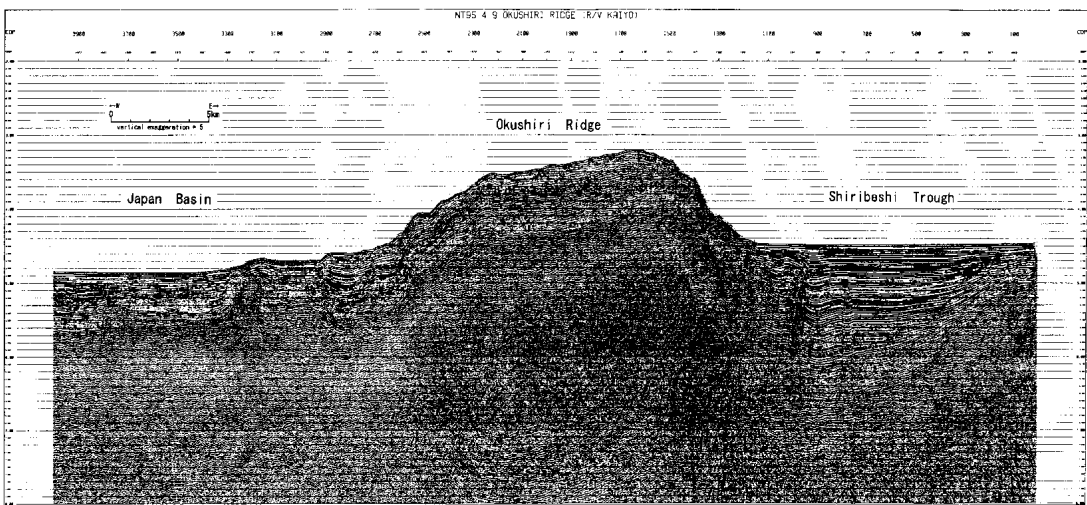
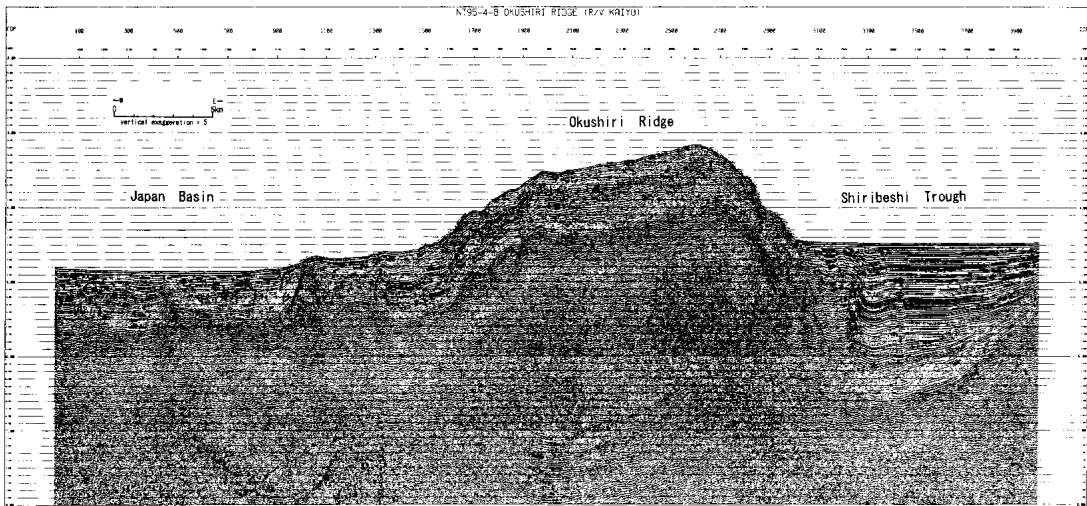
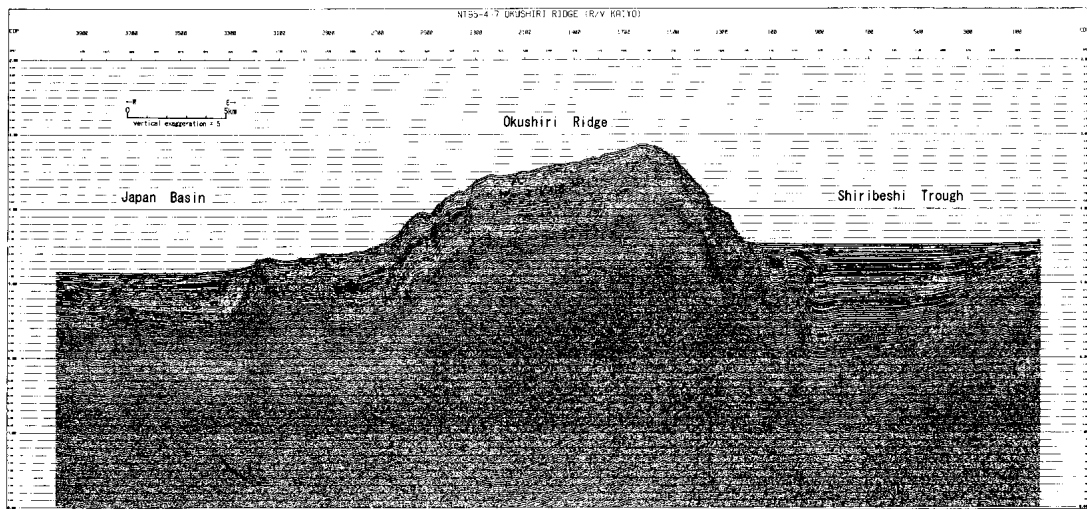


図 9 マルチチャンネル反射法音波探査プロフィール (測線 NT95-4-1~測線 NT95-4-9)。マイグレーション処理済み
 Fig. 9 Seismic reflection survey profile NT95-4-1~NT95-4-9 after migration.





m) である。この測線間隔は一般的な音波探査測線の間隔に比べてはるかに高密度である。したがって、擬似的に三次元データとして扱うことが可能である。本研究では、このマルチチャンネル音波探査のデジタルデータを解析して、音波探査プロファイルを作成した。

3.3 解析法

3.3.1 シングルチャンネル反射法音波探査記録

本研究で使用したシングルチャンネル反射法音波探査記録は、すでにプロファイルとして紙面に出力されていたものである。このシングルチャンネル音波探査プロファイルから特徴ある反射面や反射パターンをトレースし解釈図を作成した。図6にシングルチャンネル音波探査プロファイルとそれに対応する解釈図を並べて表示する。

また、音波探査プロファイルから音響基盤（音波探査プロファイル上で海底堆積層の下方に観察される、不規則な形状の音響的に不透明な岩体）の深度を緯度経度5分間隔で読みとり、メッシュデータを作成した。そして、このデータをもとに GMT-SYSTEM (UNIX 上で動作する、海洋地球物理学的データをマッピングするための汎用データ処理システム Wessel and Smith, 1991) を使用して音響基盤地形図を作成した (図7)。また、音響基盤深度と同様に、音波探査プロファイル上から海底面の深度を読みとり、音響基盤深度との差から堆積層の層厚を求め、緯度経度5分間隔のメッシュデータを作成した。そして、このデータをもとに堆積層層厚図を作成した (図8)。

3.3.2 マルチチャンネル反射法音波探査記録

マルチチャンネル反射法探査記録は次のようにして求められた。音源は、測線 NT95-4-1 から測線 NT95-4-3 の3測線では、容量150立方インチ (約2.34リットル) のG.ガン4個を用いた。総容量は600立方インチ (約9.4リットル)、発震圧力は2,000 psig. である。配列はダブル・リニアクラスタ形式を用いた。4個のG.ガンの内3個を同時に発震し、最初の二次的気泡振動が生じる時刻に合わせて残り1個を発震することによって二次的気泡振動の消去を行った。G.ガンの発震間隔は25m (等距離発震) である。

測線 NT95-4-4 から測線 NT95-4-9 の6測線では、音源は容量770立方インチ (約12リットル) の大容量エアガンを2個用いた。総容量は1,540立方インチ (約24リットル)、発震圧力は2,000 psig である。発震間隔は海流の関係で西から東へ向かう測線では25m、逆方向に向かう測線では50m である。ストリーマーカーブ

ルは、25m 間隔12チャンネルの受振セクションで構成されている。記録長は測線 NT95-4-1 では10秒、それ以外の測線では9秒、サンプリング間隔は全測線で1msec で記録を行った。反射波信号は3Hzの低周波数遮断フィルター、250Hzの高周波数遮断フィルターを掛けられた後、マルチプレックス、利得調整を経てデジタル化され、8015SEG-D フォーマットで IBM3480 適合磁気カートリッジテープに記録された。船上で記録データを8015SEG-D フォーマットから SEG-Y フォーマットに変換し、IBM3480 適合磁気カートリッジテープに記録した。

全9本の測線のデジタル記録を用いて、ジオメトリ一定義、NMO補正、帯域通過フィルター、CDP重合、デコンボリューション等の通常のデータ処理を行い、さらにマイグレーション処理も行った。

データ処理を行った後、紙面に出力してマルチチャンネル音波探査プロファイルを作成した。図9に測線 NT95-4-1 から測線 NT95-4-9 の各々のプロファイルを示す。マルチチャンネル音波探査プロファイルも前述のシングルチャンネル音波探査プロファイルの解析法と同じく、特徴のある反射面や反射パターンをトレースすることにより解釈図を作成した。

4. 日本海盆とその周辺の海底地形

日本海盆の海底地形は以下のようにまとめられる (図1)。日本海盆は3,000mの等水深線に囲まれており深海平原の様相を呈するが、3,500mの等水深線によって比較的深い北東部と比較的浅い南西部に二分されている。日本海盆の北西縁には沿海州沖の大陸斜面が連続している。一方、日本海盆の南側には、北大和堆、拓洋堆、大和堆などからなる大和嶺の台地状高まりが位置している。これらの大地形は、ほぼ東北東-西南西方向のリニエーションを持っている。また、日本海盆にはボ

表1 DSDPのSite301の深海掘削の結果による層序 (Karig, Ingle et al., 1975)

Table 1 Unit descriptions, depths, thicknesses and ages at DSDP Site 301.

Unit and Descriptions	Depth (m)	Thickness (m)	Age
1 Silty clay, clay with interbedded silt, sand, silty sand, ash	0-240.5	240.5	Late Pleistocene to Holocene
2 Clayey diatomite/diatomaceous claystone with graded sand-silt clay and silty sand beds	240.5-497.0	≈256	Late Miocene to late Pliocene

表 2 日本海盆の音響層序 (上: 日本海盆中西部, 下: 日本海盆東縁部)

Table 2 Acoustic stratigraphy of the Japan Basin. (Upper table: the central-western part of the Japan Basin, below table: the northeastern Japan Sea)

	音響的 性質	岩質	層厚 秒(往復走時)メートル		年代
A層	半透明	シルト質粘土	約0.3	約240	第四紀
B層	半透明	粘土質珪藻土	約0.7	約595	後期中新世～後期鮮新世
C層	透明	?	0~1.0	0~900	?
D層 (音響基盤)	不透明	?	——	——	?

	音響的 性質	岩質	層厚 秒(往復走時)メートル		年代
A層	半透明	シルト質粘土	約0.20	約160	後期鮮新世～第四紀
B層	半透明	珪藻軟泥	約0.40	約340	後期中新世～後期鮮新世
C層	透明	泥岩 ～珪質泥岩	約0.15	約135	中期中新世～後期中新世
D層 (音響基盤)	不透明	角レキ状/塊状 玄武岩, 安山岩	——	——	中期中新世

ゴロフ海山(中央部)とシベリア海山(北西部)などの海山が存在する。また、前述の3,500 m等水深線に沿って、比較的小規模な海山や海丘などの地形的高まりがほぼ北西-南東方向に分布している。

また、日本海には富山深海長谷という全長約500 kmに達する海底谷が発達している(図1)。富山深海長谷は富山湾から始まり、富山トラフを抜けて大和海盆を北上し、大和堆の東側を通り日本海盆南部へと続いている。日本海中部海域広域海底地質図(地質調査所, 1981)によると、富山深海長谷を通して運ばれた堆積物は大和海盆と日本海盆に大規模な海底扇状地を発達させている。富山深海長谷の北端は41°30'N付近まで追跡できるとされている(徳山・末益, 1986)。

一方、日本海盆の東縁部には奥尻海嶺と呼ばれる地形的高まりが存在している(図3)。奥尻海嶺は東西約35 kmの幅と南北約350 kmの長さを持つ。奥尻海嶺はほ

ぼ南北方向の地形的リネエーションを持つ。奥尻海嶺は単純に連続している海嶺ではなく、複数の小規模な海嶺によって構成される複合的な海嶺である。日本海盆の海底面から見ると、奥尻海嶺の高さは最大で2,500 mを越える。奥尻海嶺の東側には、北から武蔵海盆、後志トラフ、奥尻海盆などの小規模な海盆が、奥尻海嶺と同様にほぼ南北方向の傾向を持って断続的に分布している。これらの小海盆のさらに東側には北海道・本州弧の大陸斜面が位置している。

5. 日本海盆

この章では、日本海盆中央部から西部にかけての海域で得られたシングルチャンネル音波探査記録の解析から求めた音響層序と特徴的な地質構造(断層, 海底扇状地, BSRなど)について述べる。

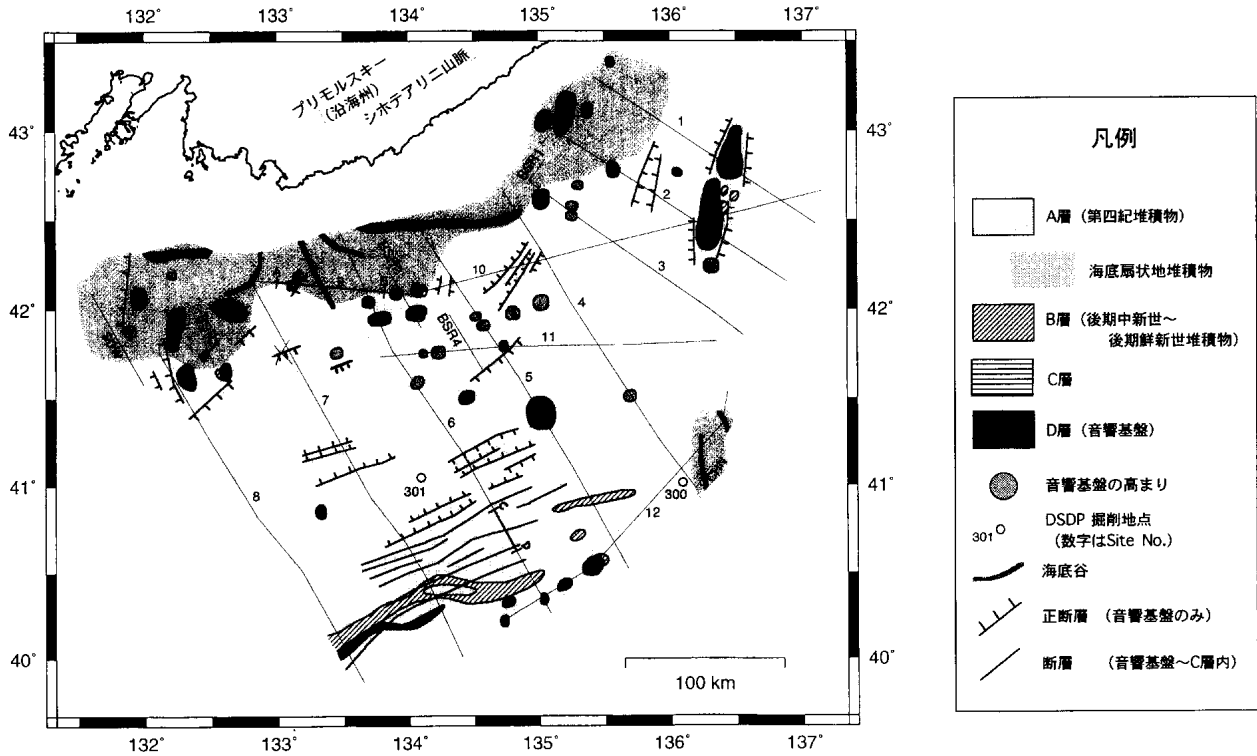


図 10 日本海盆中西部の海底地質図
 Fig. 10 Geological map of the central-western part of the Japan Basin.

5.1 音響層序

シングルチャンネル音波探査プロファイル上に見られる反射パターンを音響的性質によって、音響的透明層、音響的半透明層、音響的不透明層に分類した。このようにして、プロファイル上で地層を音響的に分類し、音響層序を求めた。また、プロファイル上で音響的性質が同様のところでも、反射面（層理面）の構造に特徴が見られるところでは層序を区別した。日本海盆中西部では、DSDP（深海掘削計画）Leg31において、Site300、Site301、Site302の三ヶ所で深海掘削が行われているので（Karig, Ingle et al., 1975）、その結果を参考にして音響層序と実際の地質層序との対比を行った（表1）。

日本海盆中西部のシングルチャンネル音波探査プロファイルから求めた日本海盆の音響層序を表2に示す。上位からA層（上位音響的半透明層）、B層（下位音響的半透明層）、C層（音響的透明層）、D層（音響的不透明層；音響基盤）の四層に分類した（図6）。日本海盆中西部においては、この音響層序を用いて地質図を作成した（図10）。

1) A層

最上位のA層は音響的半透明層である。層厚は日本海盆中西部で往復走時で平均約0.3秒である。成層構造

が見られ、断層や褶曲などの変形はほとんど受けていない。海盆縁辺部や海山の周辺部では、音響基盤にアバットしている。岩質はシルト質粘土で、シルト、砂、シルト質砂、火山灰などの層を挟む。ユーラシア大陸起源のタービダイト層と推察される。また、年代は第四紀である。

2) B層

B層は音響的半透明層で成層構造が見られるが、A層とは異なり多数の小規模の断層によって変形している。B層のこの特徴はA層には見られないことから、A層とB層を区別した。B層の層厚は日本海盆中西部で往復走時で平均約0.7秒である。海山周辺部や北大和堆周辺の急崖では、上位のA層が欠如しているためにB層が露出している。DSDP Site301の結果から、岩質は粘土質珪藻土また珪藻粘土岩で、級化した砂-シルト-粘土層やシルト質砂層をとともなり。また、年代は後期中新世から後期鮮新世である。

3) C層

C層は音響的透明層である。層厚は、基盤深度の大きい場所、つまり海盆の中央部で厚く、海盆や海山の周辺部などの基盤深度の浅い場所で層厚は薄い。日本海盆中西部で層厚は0~1.0秒（往復走時）である。海盆中の

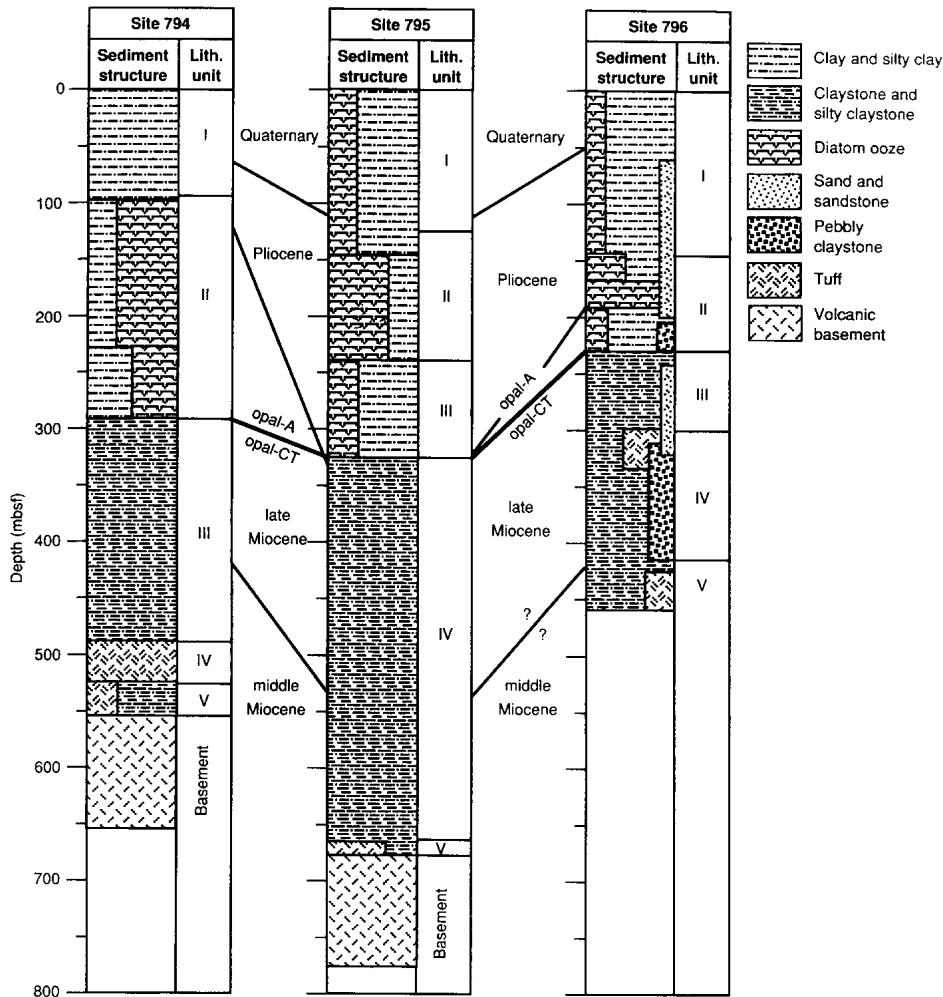


図 11 ODP Site794, Site795, Site796 の各地点の地質柱状図 (Tamaki et al., 1990)
 Fig. 11 Lithologic columns of ODP Site794, Site795 and Site796 (Tamaki et al., 1990).

場所による堆積層層厚の差は、主としてC層の層厚の差によっている。音波探査プロファイルからは、C層が海底に露出している場所は見つからなかった。日本海中央部で行われた深海掘削 (DSDP Site301) では、B層とC層の境界面付近の深度 (海底面下 49.7m) までしか掘削されていないので、日本海盆中西部におけるC層の岩質や年代などについては不明である。しかし、日本海盆東縁部で行われた深海掘削 (ODP Site795) では基盤まで掘削が行われているので、その結果 (図 11) を参照すると、日本海盆東縁部のC層の岩質は泥岩から珪質泥岩、年代は中期中新世から後期中新世と推察される。

4) D層

最下位のD層は音響基盤である。大陸斜面の急崖の一部、ポゴロフ海山やシベリア海山などの海山、また北大和堆の急斜面などの場所で海底面に露出している。

また、海底面には露出していないが、音響基盤が高まりになって堆積層中の層理面を切っている構造も見られた (図 6 Line9, Line11; 図 12)。このような海底に露出していない音響基盤の高まりは、音響基盤の露頭とは区別して地質図中に示した (図 10)。日本海盆中部において行われた深海掘削 (DSDP Site301) では基盤岩が得られていないので、日本海盆中西部の音響基盤の岩質や年代は不明である。しかし、日本海盆中央部のポゴロフ海山からはドレッジによって玄武岩が採取されており、K-Ar法で 18 Ma という放射年代が与えられている (Sahno and Vasiliev, 1974)。一方、日本海盆の東縁部では、ODP Site795において基盤岩が得られているので、その結果を参照すると、日本海盆東縁部の音響基盤の岩質は角礫状玄武岩と安山岩または塊状玄武岩、年代は中期中新世と推察される。

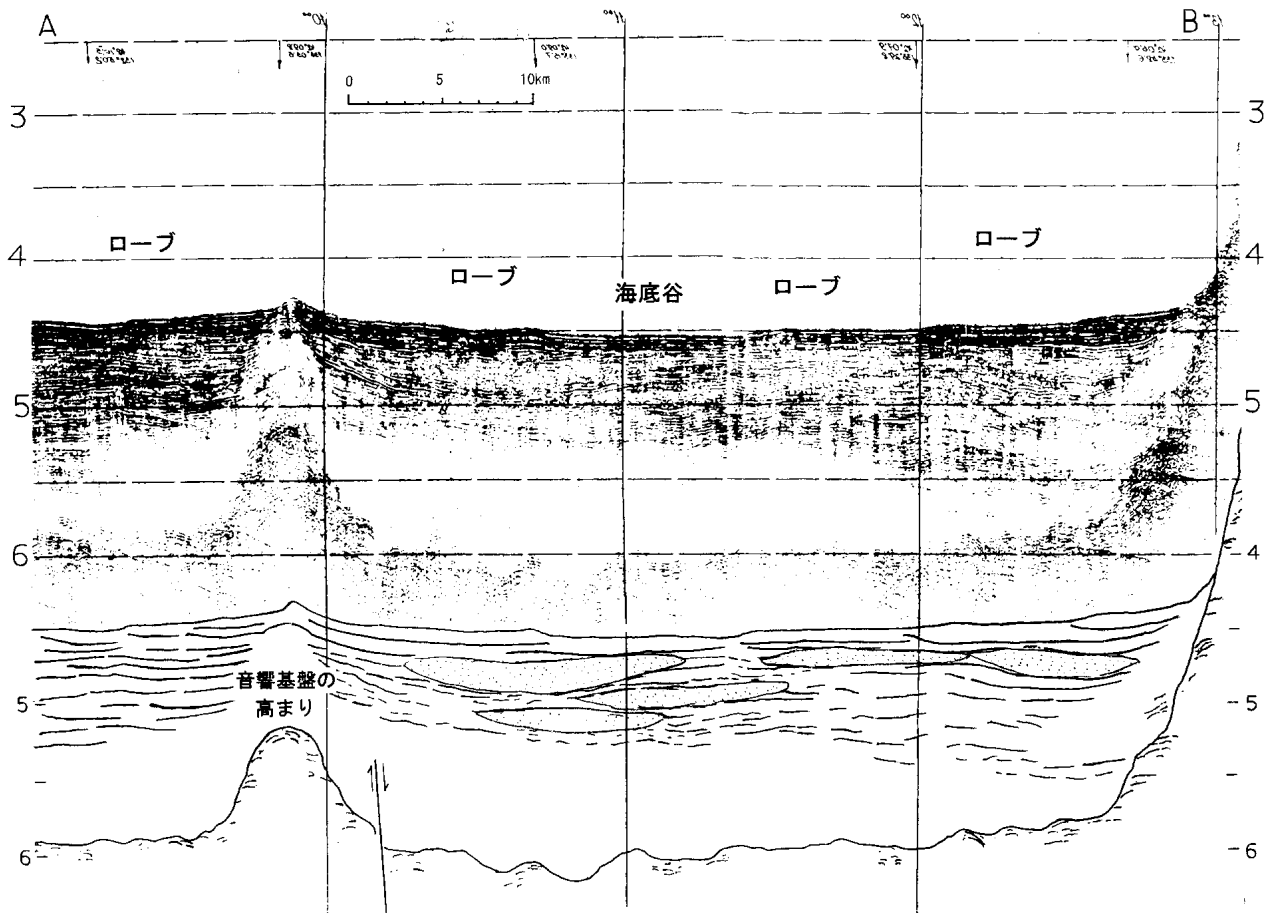


図 12 海底扇状地の堆積構造の例 (図 10 中の A-B 断面)
 Fig. 12 An example of the sedimentary structure of a deep sea fan (Section A-B in Fig. 10).

5.2 地質構造

日本海盆中西部のシングルチャンネル音波探査プロフィール上では、正断層とずれの方向の不明な断層が見られる (図 6; 図 10)。調査海域において断層は、1) 北東部の正断層群、2) 南西部の正断層群、3) シベリア海山とボゴロフ海山の周辺の断層群、4) 北大和堆周辺の断層群の 4 つに分けられる。以下に、それぞれについて説明する。

1) 北東部の正断層群

正断層は音響基盤のみを変位させており、上位の堆積層は変位させていない (図 6 Line2)。さらに、東側のグループと西側のグループに分けられる。東側のグループの正断層は約 N15E の走向を持ち、垂直方向の変位量は往復走時で 0.25 秒前後、堆積層の音波伝播速度を 1,800 m/s と仮定すると約 225 m である。一方、西側のグループの正断層は約 N35E の走向を持ち、0.2 秒 (往復走時) (約 180 m) 前後の垂直方向の変位量を持つ。

2) 南西部の正断層群

1) と同様に、正断層は音響基盤のみを変位させており、上位の堆積層は変位させていない (図 6 Line6, Line7, Line10)。正断層は N70E から N80E の走向を持つ。正断層の垂直方向の変位量は 0.1 秒 (往復走時) (約 90 m) 前後である。

3) シベリア海山とボゴロフ海山の周辺の断層群

シベリア海山とボゴロフ海山の周辺にも正断層が分布している (図 6 Line1, Line8)。これらの正断層は海山と海盆底の境界となっている。その垂直方向の変位量は、断層によって 0.2 から 0.5 秒 (往復走時) (180 m から 450 m) の幅がある。

4) 北大和堆周辺の断層群

本調査海域の南西部の北大和堆周辺部には、ずれの方向の不明な断層が数枚ほぼ平行に並んでいる (図 6 Line6, Line7, Line8)。この断層の走向は N70E から N80E である。この断層は北大和堆の斜面上に分布している。断層の例を図 13 に示す。断層面は高角で音響基

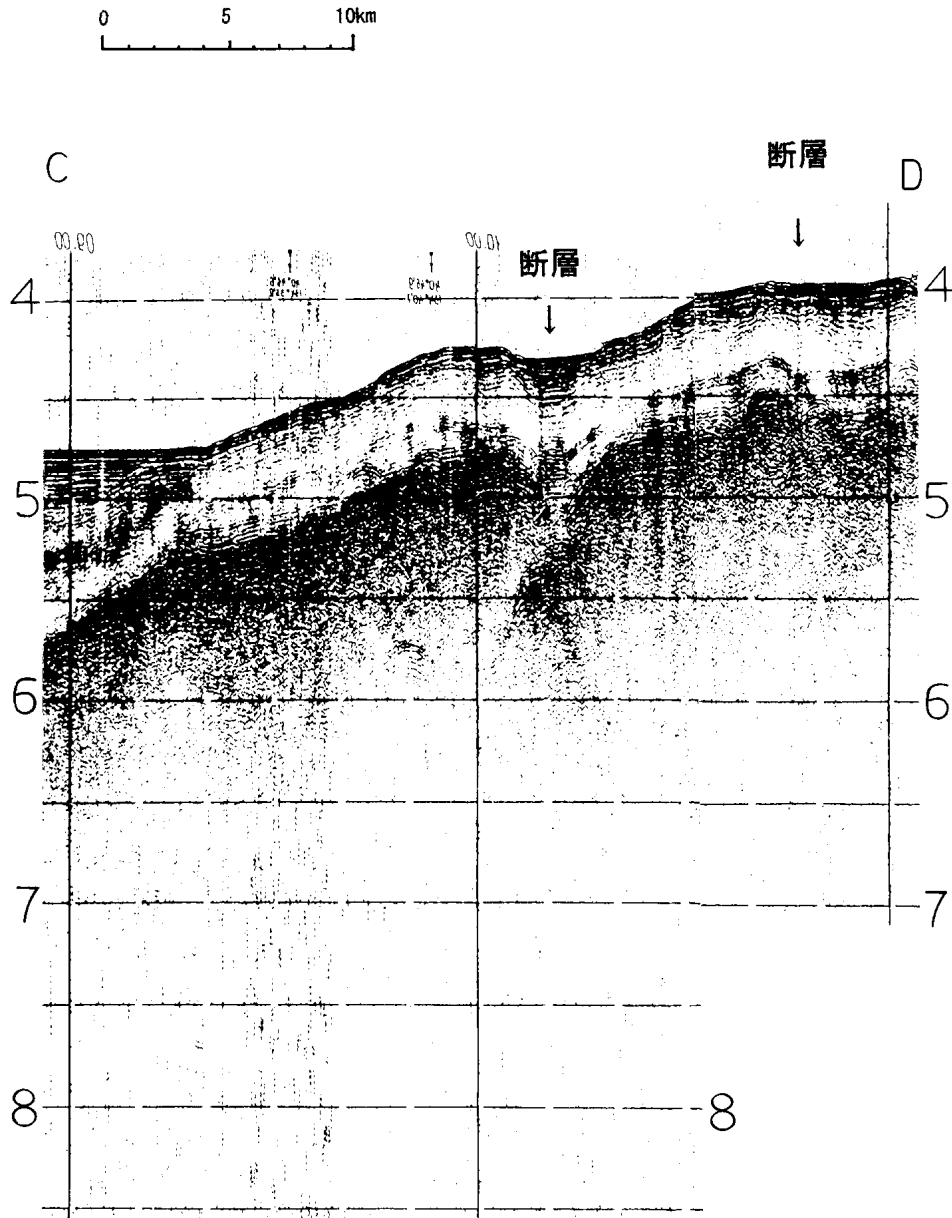


図 13 北大和堆周辺の断層の例 (図 10 中の C-D 断面)
 Fig. 13 An example of a fault around the Northern Yamato Rise (Section C-D in Fig. 10).

盤と上位の C 層を変位させている。音響基盤の上面と C 層中の反射面は図中の矢印で示したところで溝になって落ち込んでいるように見え、上位の B 層と A 層がこの溝を埋めるように堆積しているように見える。この溝を埋める A 層・B 層と C 層の境界が反射面としてプロフィール上に見られる。この反射面は断層面を反映していると推察される。しかし、この断層の変位の方向や量はこのプロフィール上では不明である。

5.3 堆積構造

今回、日本海中西部で得られたシングルチャンネル音波探査プロフィール上で、海底扇状地や BSR などの特

微的な堆積構造が観察された。以下にそれぞれについて述べる。

5.3.1 海底扇状地

いくつかの音波探査プロフィール上で、海底谷、ローブ、セディメントウェーブ (sediment wave) などの海底扇状地に特徴的な堆積構造が見られた。これらの堆積構造は、日本海盆南東部と日本海盆北西縁部の二ヶ所に見られることから、それぞれの海域で海底扇状地が形成されていることが明らかになった。以下に、2箇所の海底扇状地について述べる。

1) 日本海盆南東部の海底扇状地

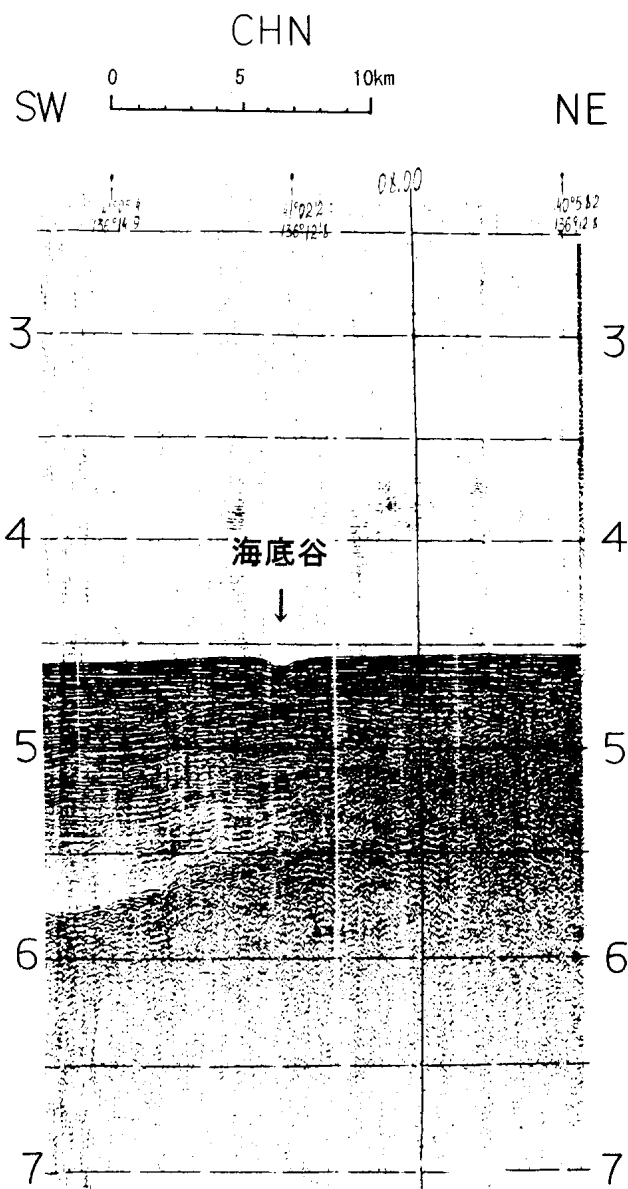


図 14 日本海盆南東部の海底谷の例 (図 10 中の Line CHN)
 Fig. 14 An example of a deep sea canyon in the southeastern part of the Japan Basin (Line CHN in Fig. 10).

日本海盆南東部では、シングルチャンネル音波探査プロフィール Line12 (図 6) と LineCHN (図 14) 上で、2 本の比較的浅い海底谷が見られる。LineCHN (図 14) を見ると、海底谷の谷底の幅は約 1 km で、海底谷の両側で自然堤防はほとんど見られず、ローブ状の堆積構造が発達している。この海底谷の見られる日本海盆南東部 (136°40'E, 41°20'N 付近) では、地質調査所の白嶺丸による GH93 航海において表層堆積物の調査が行われ、その結果から、この海域では富山深海長谷によって海底扇状地が形成されていることが明らかにされている (岡村・倉本, 1994; 中嶋ほか, 1994)。また、この調査に

よって、深海長谷は東経 136°40' を横切ると谷幅が広がり谷の分岐が始まり、ここから下流では自然堤防は急速に低くなって消滅し、ローブの堆積が始まることも明らかにされている (岡村・倉本, 1994; 中嶋ほか, 1994)。深海長谷の日本海盆南東部でのこの特徴はプロフィール Line12 と LineCHN 上に見られる海底谷の特徴に類似している。このことから、今回プロフィール上で見られた日本海盆南東部の海底谷は、富山深海長谷から分岐したものであると考えられる。

2) 日本海盆北西縁部の海底扇状地

一方、日本海盆北西縁部においても、海底扇状地の堆積構造が見られる (図 10)。この海域では、3 本の海底谷が見られる (図 6 Line9; 図 12)。図 12 を見ると、海底谷の谷底の幅は約 10 km で、その両側にはローブが発達しており、海底扇状地を形成している。また、このプロフィール上で、音響的半透明層中に、音響的透明層がレンズ状に挟まれている構造が見られる。このレンズ状の堆積体はローブが埋没して形成されたものと推察される。

また、大陸斜面から日本海盆北西縁部にかけての海域では、セディメントウェーブ (sediment wave) と呼ばれる波状の起伏が発達している。図 15 を見ると、大陸斜面の方から日本海盆へと続く緩傾斜の海底面上に、波長 2~3 km, 波高約 80 m の規模のセディメントウェーブが発達している。富山深海長谷の海底扇状地についてのこれまでの研究から、セディメントウェーブの分布は扇状地堆積体の分布とはほぼ一致することから、セディメントウェーブの形成が扇状地堆積体の形成と密接な関係があることが明らかとなってきている (佐藤・岡村, 1993; 中嶋ほか 1994)。このことから、今回確認されたセディメントウェーブは、海底谷やローブと同様に、日本海盆北西縁部における海底扇状地の発達を裏付けるものと言える。

5.3.2 BSR

今回解析したシングルチャンネル、マルチチャンネル音波探査プロフィール上で、二種類の BSR (Bottom Simulating Reflector; 海底疑似反射面) が見られた。便宜上、それらを BSR I と BSR II と呼ぶ。以下に BSR I と BSR II について述べる。

1) BSR I

本研究では、海底面にほぼ平行で層界面と斜交している明瞭な (振幅の大きい) 反射面を BSR I と定義した。BSR I は 3ヶ所で見られた。今回、その 3ヶ所を東から順に、BSR1, BSR2, BSR3 と呼ぶ (図 10)。また、

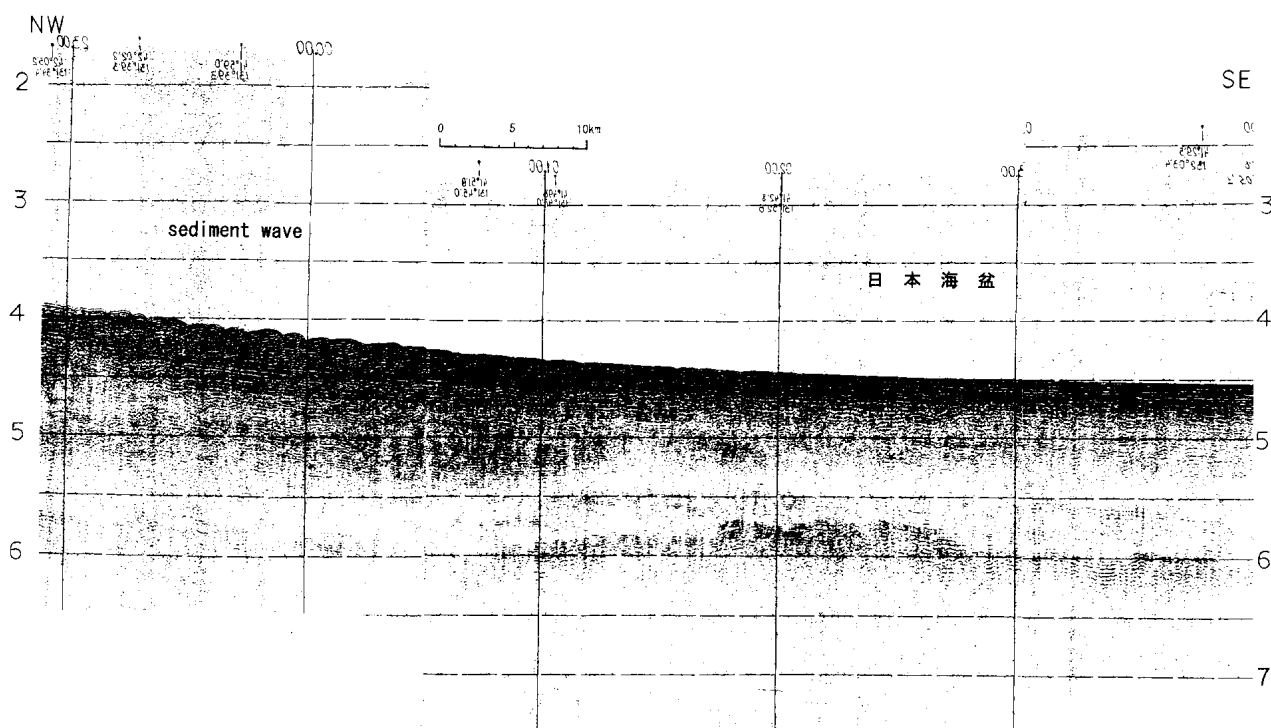


図 15 セディメント・ウェーブの例 (図 10 中の Line SDW)

Fig. 15 An example of a sediment wave (Line SDW in Fig. 10).

それぞれの場所を通るプロフィール, LineBSR1, LineBSR2, LineBSR3 を図 16, 図 17, 図 18 に示す。

BSR I は層理面に斜交していること, 振幅が大きいこと, 堆積環境が有機物を多く含む大陸起源の堆積物が堆積する大陸斜面であること, また深海底に位置するためメタンハイドレートの安定条件である低温高圧の条件下にあることなどから, メタンハイドレート BSR であると考えられる。

2) BSR II

本研究では, 日本海盆中西部のシングルチャンネル音波探査プロフィールと日本海盆東縁部のマルチチャンネル音波探査プロフィール上の B 層 (音響的半透明層; 鮮新統) 中に見られる, 海底面にはほぼ平行で層理面に斜交している反射面を BSR II と定義した。BSR II の例を図 19 に示す。

BSR II は海底面にはほぼ平行していること, 他の層理面に斜交していること, 鮮新世の地層中に見られることなどの特徴から, 日本海の他の海域で広域的に見られる Opal-A/CT BSR であると考えられる。

5.4 まとめ

日本海盆中西部の音響層序を, 上位から A 層, B 層,

C 層, D 層の 4 層に分類した。深海掘削 (DSDP Site301 と ODP Site795) の結果から, それぞれの地層の年代は, A 層はほぼ第四紀, B 層はほぼ鮮新世, C 層は中期中新世から後期中新世, D 層は中期中新世と推察される。

また, 日本海盆中西部の地質構造を見ると, 音響基盤に正断層とずれの方向の不明な断層が見られる。これらの断層は, この海域で, 北東部の正断層群, 南西部の正断層群, 海山周辺の正断層, 北大和堆周辺の断層群の 4 グループに分けられる。海山周辺の正断層以外の断層群は, ほぼ東北東-西南西方向のリニエーションを持っていることが明らかになった。

また, 日本海盆南東部と日本海盆北西縁部の二ヶ所で海底扇状地が形成されていることが明らかになった。日本海盆南東部の海底扇状地は富山深海長谷から分岐した海底谷によって形成されたものと考えられ, 一方の日本海盆北西縁部の海底扇状地は大陸斜面に形成されたものである。また, 日本海盆中西部では, メタンハイドレート BSR と Opal-A/CT 続成境界 BSR の二種類の BSR が発見された。

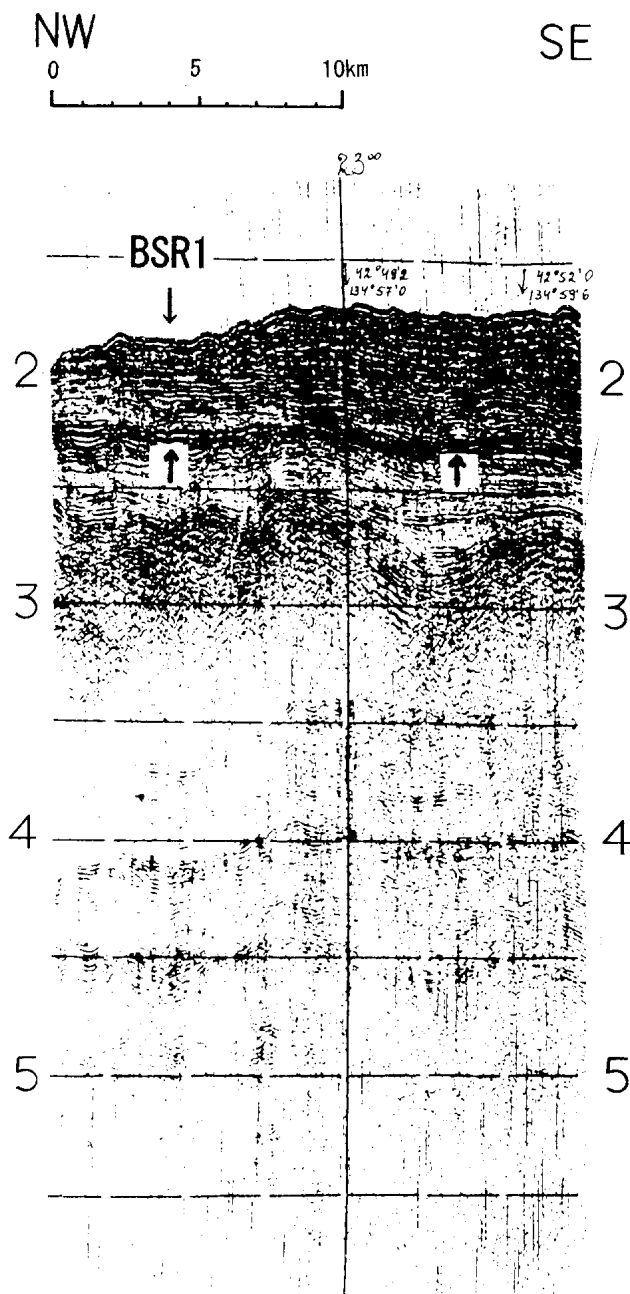


図 16 Line BSR1. 図中の矢印は BSR I を示す。断面の位置は図 10 中に示す

Fig. 16 Line BSR1. The arrow indicates the position of BSR I. Location of the profile is shown in Fig. 10.

6. 奥尻海嶺・後志トラフ

この章では、日本海盆東縁部から奥尻海嶺、そして後志トラフにかけて行われたマルチチャンネル音波探査記録の解析から求めた音響層序と、奥尻海嶺の隆起に関係すると思われる逆断層や褶曲などの地質構造について述べる。

6.1 奥尻海嶺の音響層序

日本海盆の音響層序の分類方法と同じく、奥尻海嶺で得られたマルチチャンネル音波探査プロファイル上に見られる反射パターンを音響的性質によって分類し、奥尻海嶺の音響層序を求めた。奥尻海嶺では、ODP Leg127 Site796 (海嶺頂上付近)において深海掘削が行われている (Tamaki et al., 1990) ので、今回、その結果を参考にして音響層序と実際の地質層序との対比を行った (図 11)。しかし、Site796 の深海掘削では約 465 m までしか掘削が行われず、基盤までは達していない。そこで、Site796 の深海掘削の到達深度より深いところの地質については、Site796 から約 150 km 北の日本海盆東北縁部で行われた ODP Site795 の結果を参照した (図 11)。プロファイル上で奥尻海嶺と日本海盆の音響層序は基本的に連続しているため、Site795 の結果を奥尻海嶺の音響層序を考える際に用いても考察できると考える。

今回分類した奥尻海嶺の音響層序は、上位から A 層 (音響的半透明層)、A' 層 (音響的透明層)、B 層 (音響的半透明層)、C 層 (音響的透明層)、D 層 (音響基盤) の 5 層である (表 3)。今回は測線間隔が南北 0.2 マイル (約 370 m) と短いため、基本的な音響層序や地質構造は全測線で変化が少ない。そこで、ここでは、9 本のマルチチャンネル音波探査プロファイルのうち、代表して測線 NT95-4-8 を用いて奥尻海嶺の音響層序について述べる (図 20)。この音響層序は、基本的に日本海盆の音響層序と連続している。各層の音波伝播速度は、ODP Site796 の深海掘削の結果を参照して、A 層と A' 層は 1,600 m/s、B 層は 1650 m/s、C 層は 1,700 m/s と仮定し、層厚や深度を求める際に用いた。以上のように分類した奥尻海嶺の音響層序を、以下に、上位からその特徴を述べる。

1) A 層

最上位の A 層は、音響的半透明層で成層構造が見られる。層厚は 0.16 秒 (往復走時) 前後で、海底面から約 128 m までの深度に分布する。A 層は奥尻海嶺の中央部で A' 層に不整合に接するが、海嶺の東側斜面と西側斜面では B 層と不整合に接している。奥尻海嶺の東側斜面では侵食を受けて欠如している。一方、西側斜面では逆断層自身による変形はあまり見られないが、逆断層にともなう褶曲のために変形を受けている。ODP Site796 の結果を参照すると、A 層の岩質は珪藻軟泥や火山灰を含むシルト質粘土で、年代は第四紀である。

2) A' 層

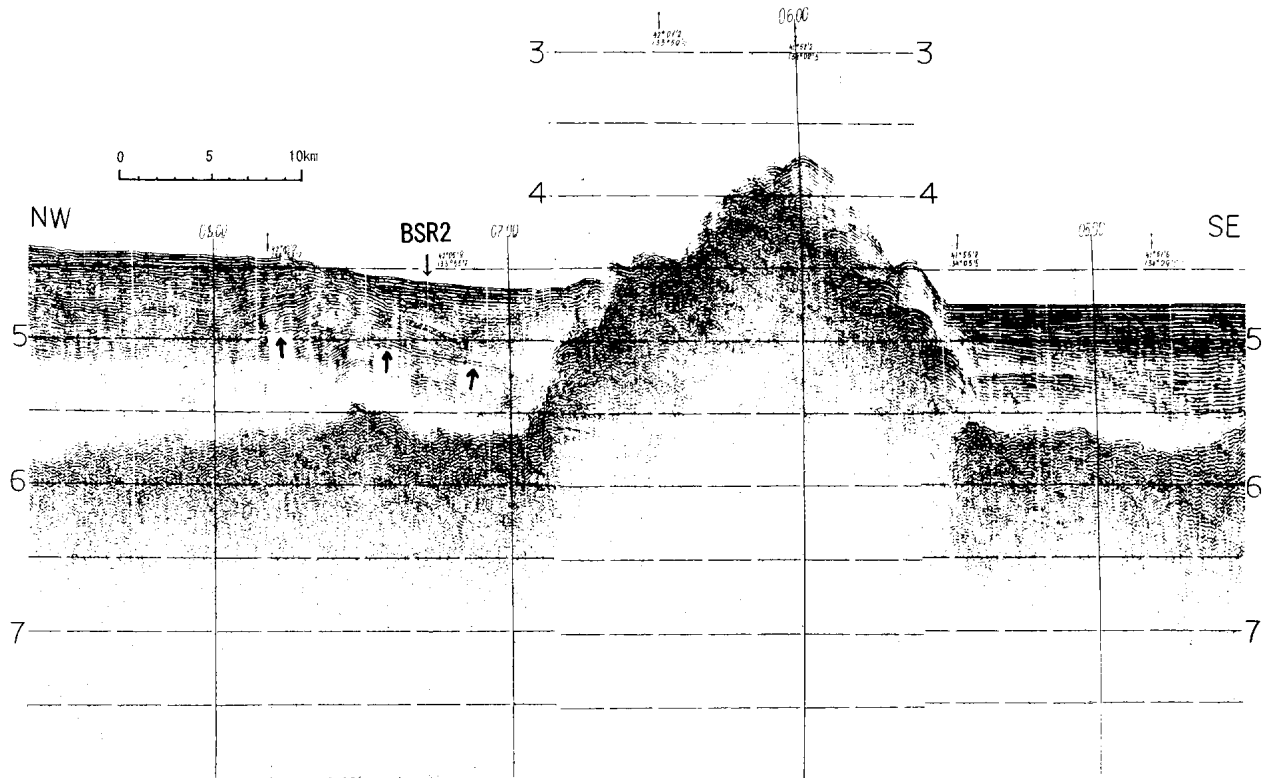


図 17 Line BSR2。図中の矢印は BSR I を示す。断面の位置は図 10 中に示す
 Fig. 17 Line BSR2. The arrow indicates the position of BSR I . Location of the profile is shown in Fig. 10.

A'層は音響的透明層で、奥尻海嶺上でのみ存在する。層厚は0~0.10秒(往復走時)で、約128~208mの深度に分布する。A'層は奥尻海嶺の中央部で厚く、その両側の西側斜面と東側斜面では消滅している。このように、A'層はA層とB層の間にレンズ状に堆積している

ように見える。ODP Site796の結果を参照すると、岩質は珪藻粘土や火山灰を含むシルト質粘土で、年代は後期鮮新世である。

3) B層

B層は音響的半透明層で、成層構造が見られる。層厚

表 3 奥尻海嶺の音響層序
 Table 3 Acoustic stratigraphy of the Okushiri Ridge.

	音響的性質	岩質	層厚 秒(往復走時)	メートル	年代
A層	半透明	シルト質粘土	0.10~0.13	80~104	第四紀
A'層	透明	シルト質粘土	0.05~0.10	40~80	後期鮮新世
B層	半透明	シルト質粘土 (珪藻軟泥)	約0.45	約371	後期中新世~前期鮮新世
C層	透明	泥岩 ~珪質泥岩	約0.20	約170	中期中新世~後期中新世
D層 (音響基盤)	不透明	角レキ状/塊状 玄武岩, 安山岩	——	——	中期中新世

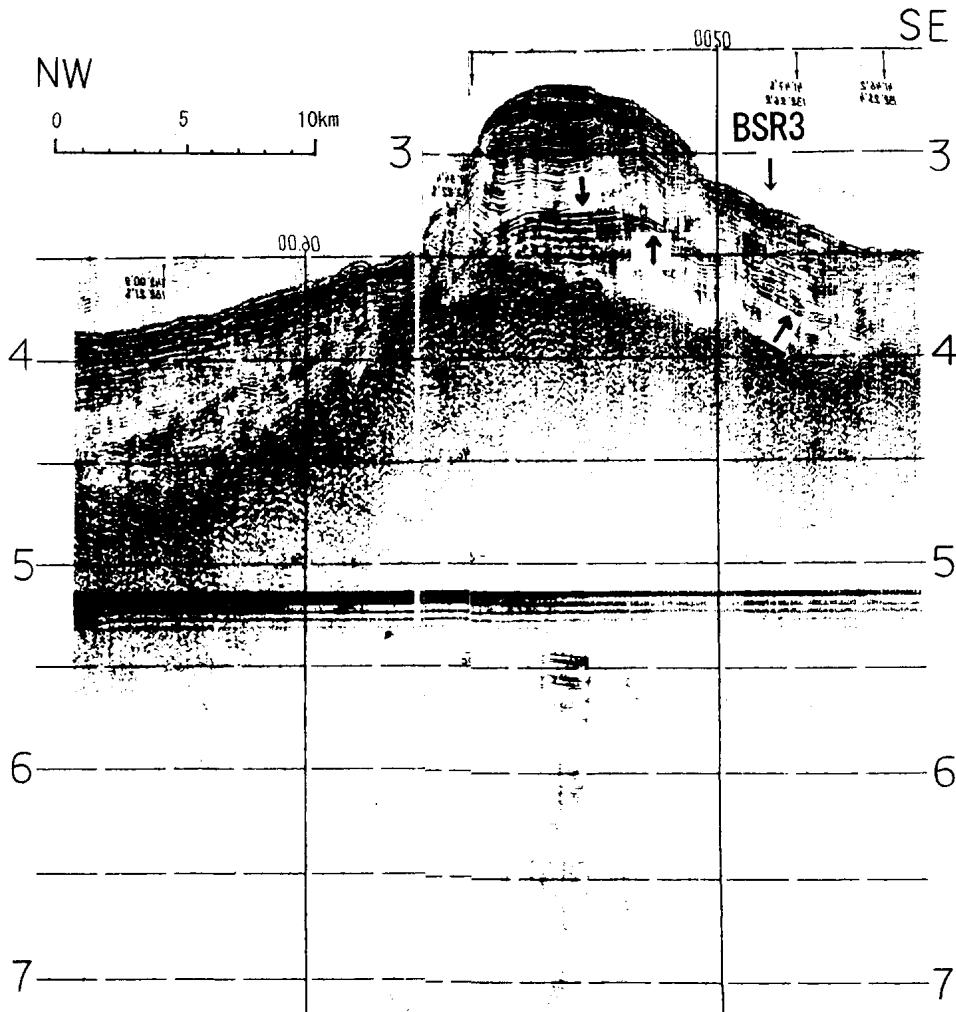


図 18 Line BSR3. 図中の矢印は BSR I を示す。断面の位置は図 10 中に示す
 Fig. 18 Line BSR3. The arrow indicates the position of BSR I.
 Location of the profile is shown in Fig. 10.

は約 0.45 秒（往復走時）で、約 208~579 m の深度に分布する。A 層と同様に、B 層は奥尻海嶺の東側斜面で侵食を受けている。後志トラフの海底面に崖錐性堆積物として再堆積している。一方、奥尻海嶺の頂上付近と西側斜面では逆断層とそれともなる褶曲によって変形を受けている。ODP Site796 では B 層の下部までは掘削されていないが ODP Site795 の掘削結果も合わせて参考にとすると、岩質は珪藻軟泥を多く含むシルト質粘土、年代は後期中新世から前期鮮新世である。

4) C 層

C 層は音響的透明層で、層厚は約 0.2 秒（往復走時）で、約 579~749 m の深度に分布する。C 層と後志トラフ内の堆積層との関係は不明である。一方、奥尻海嶺の頂上付近と西側斜面では逆断層とそれともなる褶曲によって変形を受けている。ODP Site795 の掘削結果を

参考にとすると岩質は泥岩から珪質泥岩、年代は中期中新世から後期中新世である。

5) D 層

最下位の D 層は音響基盤である。音響基盤の中にも不規則に褶曲する反射面が見られる。音響基盤も堆積層と同様に、奥尻海嶺の頂上付近と西側斜面で数枚の逆断層とそれともなる褶曲によって変形している。音響基盤は海嶺の東側斜面までは追跡できるが、それよりさらに東側の後志トラフ内までは追跡できない。そのため、後志トラフの基盤との関係は不明である。ODP Site795 の掘削結果を参考にとすると、岩質は角礫状玄武岩と安山岩または塊状玄武岩、年代は中期中新世である。

6.2 奥尻海嶺の BSR

奥尻海嶺の B 層中には層理面と斜交する海底面には

BSR 4

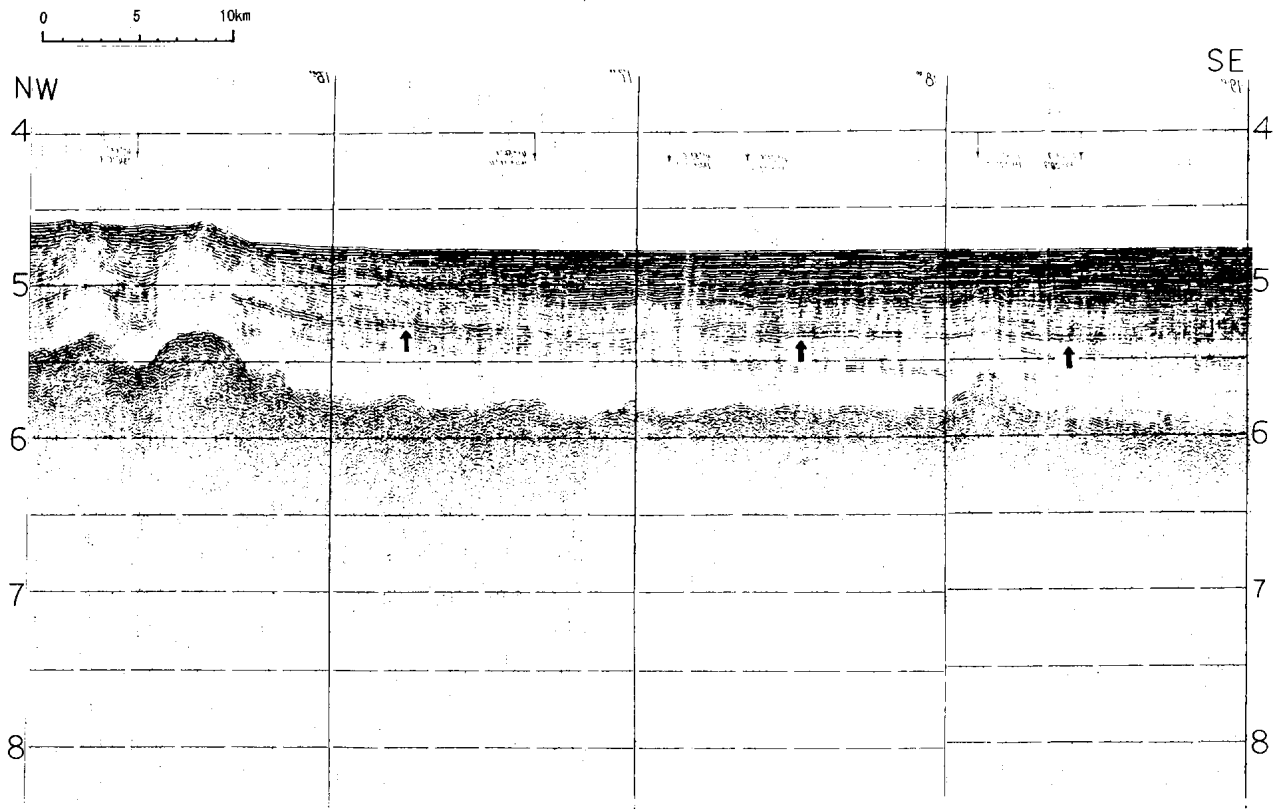


図 19 Line BSR4。図中の矢印は BSR II を示す。断面の位置は図 10 中に示す
 Fig. 19 Line BSR4. The arrow indicates the position of BSR II.
 Location of the profile is shown in Fig. 10.

ほぼ平行な反射面 BSR が見られる (図 20)。この BSR の深度は往復走時でおおよそ 0.40 秒 (320 m) から 0.35 秒 (280 m) である。ODP Site796 の深海掘削の結果から、奥尻海嶺頂上付近ではおおよそ 225 m の深度 (B 層中) に Opal-A/CT 続成境界が存在することが明らかにされている (Tamaki et al., 1990) ので、今回プロフィール上で見られた BSR は Opal-A/CT 続成境界によるものであると考えられる。この Opal-A/CT BSR の深度と ODP Site796 の結果から明らかになった Opal-A/CT 続成境界の深度には 95 m から 55 m の差があるが、Opal-A/CT 続成境界の深度は温度構造に大きく左右されることから (Kuramoto et al., 1992)、深度の差は奥尻海嶺の局所的な温度構造の違いからきているものと推察される。つまり、掘削点 (Site796) では地下の温度が比較的高く、今回 Opal-A/CT BSR の見られた奥尻海嶺中央部から海嶺西側斜面にかけての地域では地下の温度が比較的低いと推察される。実際に、Site796 の掘削孔内で測定された温度勾配はかなり大きく、 $178^{\circ}\text{C}/\text{km}$ である (大和海盆の掘削地点 794 での温度勾配

$125^{\circ}\text{C}/\text{km}$ と比較すると約 1.4 倍) (Tamaki et al., 1990)。今回プロフィール上で、奥尻海嶺の Opal-A/CT BSR は日本海盆東縁部に連続しているのが見られる (図 20)。

6.3 後志トラフの音響層序

後志トラフの音響層序は 4 層に分けられる (表 4)。上位から、W 層 (上位音響的半透明層)、X 層 (下位音響的半透明層)、Y 層 (音響的透明層)、そして Z 層 (音響基盤) である。W 層 (上位音響的半透明層) と X 層 (下位音響的半透明層) は音響的性質は両方とも半透明で類似しているが、振幅の大きい反射面 wx を境界として上位は比較的層理面の反射が強く、下位では比較的層理面の反射が弱いので、反射面 wx を境界として上位層 (W 層) と下位層 (Y 層) に区別した。

この後志トラフでは、地質調査所の白嶺丸による GH93 航海と GH94 航海において地質調査が行われ、後志トラフの表層にはタービダイトが堆積していることが明らかにされている (中嶋ほか, 1994; 井内ほか, 1995)。しかし、後志トラフでは深海掘削が行われてい

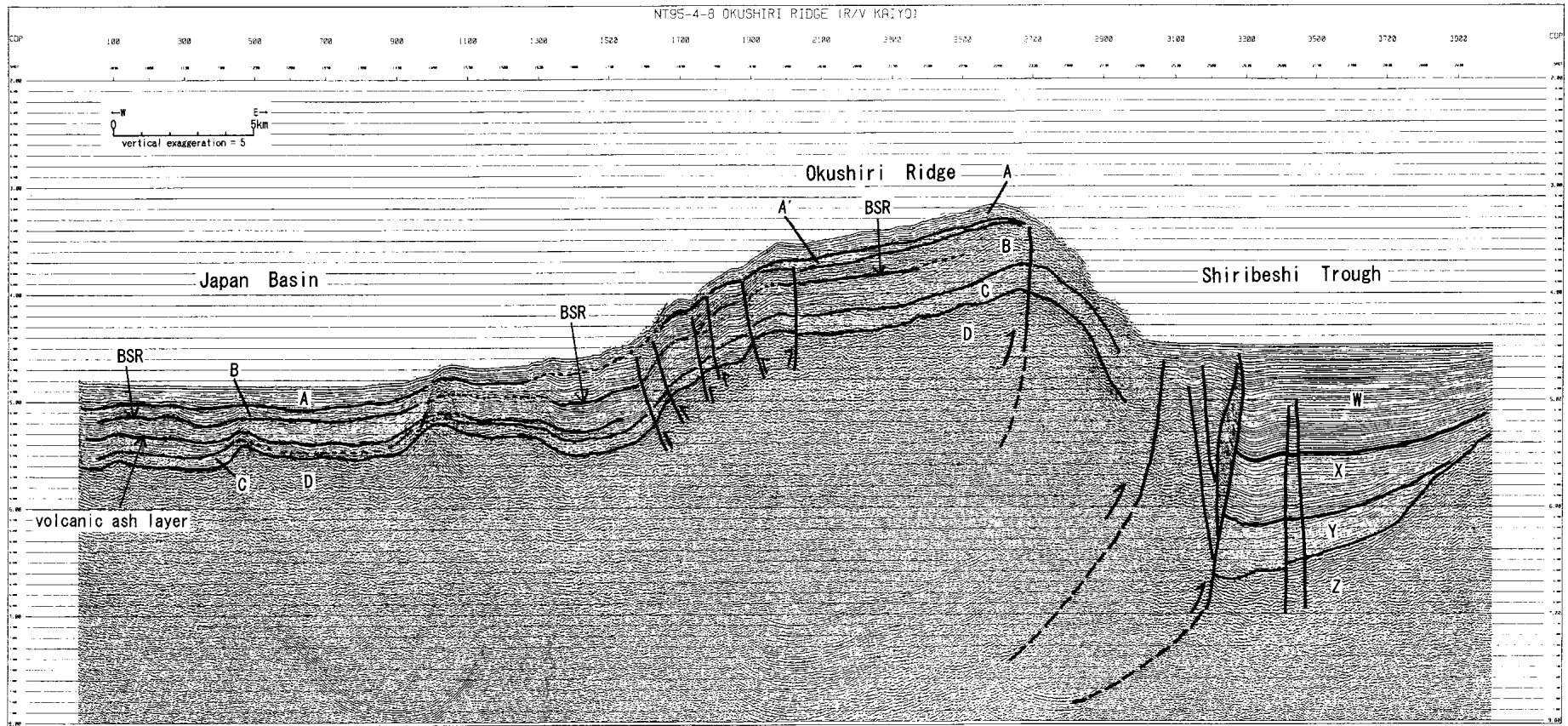


図 20 測線 NT95-4-8 プロファイルに解釈を加えた図。A, B, C, D, W, X, Y, Z はそれぞれ音響層序を示す
 Fig. 20 Seismic reflection profile of Line NT95-4-8 with its interpretation. A, B, C, D, W, X, Y, Z indicate acoustic stratigraphy.

表 4 後志トラフの音響層序
Table 4 Acoustic stratigraphy of the Shiribeshi Trough.

	音響的性質	岩質	層厚		年代
			秒 (往復走時)	メートル	
W層	半透明	タービダイト	0.60~1.10	540~990	?~第四紀
X層	半透明	?	0.20~0.60	180~540	?
Y層	透明	?	0~0.50	0~450	?
Z層 (音響基盤)	不透明	?	—	—	?

ないので、深部の実際の地質は不明である。また、堆積層の音波伝播速度も不明である。したがって、ここでは地層の音響的性質と構造のみを上位層から順に述べる。また、地層の深度や層厚については往復走時のみで記述する。

1) W層

最上位のW層は、音響的に半透明で成層構造が発達しており、層理面は明瞭な反射面として観察できる。この後志トラフの東側(島弧側)よりも西側(奥尻海嶺側)で層厚が大きく、奥尻海嶺と後志トラフの境界部付近で最大で約1.1秒(往復走時)の層厚を持つ。前に述べたように、後志トラフの表層にはタービダイトが堆積していることが明らかになっていることから、W層はタービダイトからなると言える。

2) X層

X層は、W層と同様に音響的に半透明で成層構造が発達しているが、層理面はW層に比べて不明瞭である。また、W層と同様に東から西に向けて厚層化している。層厚は奥尻海嶺と後志トラフの境界部付近で最大で約0.6秒(往復走時)である。

3) Y層

Y層は、音響的透明層で、部分的には層理面が見られるが不明瞭である。また、上位の二層と同様に東から西に向けて厚層化しており、プロフィール上の東端では消滅している。Y層の層厚は奥尻海嶺と後志トラフの境界部付近で最大で、約0.5秒(往復走時)である。

4) Z層

最下位のZ層は音響的に不透明で音響基盤である。音響基盤の上面は凹凸しており、特に逆断層によって変位している。音響基盤は西(奥尻海嶺側)へ傾動しており、奥尻海嶺と後志海盆の境界付近で最も深く、最大深

度は約6.7秒(往復走時)である。後志トラフの音響基盤は東側の北海道・本州弧の基盤と繋がっていると考えられるので島弧地殻の岩石からなると推察される。一方、西側(奥尻海嶺側)では後志海盆の音響基盤は追跡できない。

6.4 奥尻海嶺・後志トラフの地質構造

プロフィール上で、奥尻海嶺から後志トラフにかけてのこの地域では数枚の逆断層が観察できる(図20)。これらの逆断層は西傾斜と東傾斜の二種類に大別できる。西傾斜の逆断層は主に奥尻海嶺の東側で見られ、東傾斜の逆断層は奥尻海嶺の西側で見られる。

1) 西傾斜の逆断層

西傾斜の逆断層は主に後志トラフ内、奥尻海嶺と後志トラフの境界部分、そして奥尻海嶺頂上付近に見られる(図20)。

後志トラフ内の逆断層は、堆積層中に複数枚見られるが、深部で一枚の逆断層へと収束している。断層面は緩くカーブしており、地下浅部で高角、地下深部では低角に見える。また、逆断層にともなう褶曲によって堆積層が背斜構造を示している。この逆断層と褶曲は最上位の地層まで変形させているが、逆断層の変位量はわずかである。このことから、後志トラフ内の逆断層は比較的最近まで活動しているものと推察される。また、さらに東側の後志トラフ内の断層は、二枚の断層が対になっている。これらの逆断層は小規模な褶曲をとまっており、音響基盤からW層の中程(海底面から往復走時で約0.5秒の深さ)までを変形させている。また、後志トラフと奥尻海嶺の境界部分を見ると、不明瞭ではあるが西傾斜の逆断層が見られる。逆断層は緩くカーブしており、浅部で高角に観察され、深部で低角と想像できる。この逆断層と前記の後志トラフ内の逆断層は地下深部で

一枚の主スラストに収束していると推定でき、この主スラストによって、奥尻海嶺の音響基盤が後志トラフの音響基盤に対して衝上しているものと推察される。つまり、この主スラストが後志トラフの島弧地殻と奥尻海嶺の海洋性地殻の境界であると推察される。また、後志トラフ内の堆積層の中に見られる逆断層は、この主スラストから派生した断層であると推察される。

また、奥尻海嶺頂上付近では、奥尻海嶺の音響基盤からB層までを変位させている逆断層が見られる。この逆断層も高角で、断層面が緩くカーブしているように見える。しかし、その変位量はわずかである。

2) 東傾斜の逆断層

一方、東傾斜の逆断層は奥尻海嶺の西側斜面上に複数見られる。この逆断層は褶曲をとまない、音響基盤から最上位のA層までを変形させている。この逆断層も地下浅部では高角、地下深部では低角で断層面はカーブしているように見える。

6.5 まとめ

奥尻海嶺の音響層序は基本的に日本海盆の音響層序と連続しており、上位からA層、A'層、B層、C層、D層の5層に分類される。深海掘削(ODP Site796, Site795)の結果から、それぞれの地層の年代は、A層は第四紀、A'層は後期鮮新世、B層は後期中新世から前期鮮新世、C層は中期中新世から後期中新世、D層は中期中新世と推察できる。このうち、A'層はA層とB層の間にレンズ状に堆積しており、奥尻海嶺の中央部のみで見られる局所的な地層である。また、A層とA'層・B層は傾斜不整合の関係にあると言える。また、B層中にはOpal-A/CT BSRが観察された。

一方、後志トラフの音響層序は上位からW層、X層、Y層、Z層の4層に分類される。また、奥尻海嶺と後志トラフの地質構造を見ると、奥尻海嶺東部から後志トラフにおいては西傾斜の数枚の逆断層が褶曲をとまって音響基盤や堆積層を変形させているのが見られる。これら数枚の逆断層は、地下深部で一枚の主スラストに収束しているものと見られ、この海域では、奥尻海嶺の海洋性地殻がこの主スラストによって後志トラフの島弧地殻に対して衝上しているものと推察される。

7. 考 察

前記のように、今回、シングルチャンネル音波探査記録とマルチチャンネル音波探査記録の解析によって、日本海盆中西部と日本海盆東縁部の音響層序や地質構造が明らかになった。

ここでは、まず、日本海盆中西部の地質構造と従来の海底地磁気異常や地殻熱流量などの研究との対比を行い、日本海盆の形成史について考察をする。また、日本海盆東縁部の地質構造から、奥尻海嶺の隆起の時期や過程、ひいては日本海盆の収束の時期について考察をする。また、日本海盆北西縁部で発見されたメタンハイドレートBSRとこの海域の地殻熱流量測定値との比較検討を行う。

7.1 日本海盆中西部の地質構造と日本海盆の形成史

日本海盆中西部の地質構造図を図21に示す。この図は、音波探査プロファイルの解析から求めた音響基盤の地形図に音響基盤(海底に露出している)、音響基盤の高まり(海底面に露出していない)、断層をプロットしたものである。この図を見ると、日本海盆の音響基盤の地形は135°E付近を境界として北東部と南西部に二分できる。音響基盤の地形は、北東部ではほぼ北北東-南南西方向のリニエーションを持ち、6.5秒(往復走時)の等深度線で囲まれる平坦面が広がっている。一方の南西部ではほぼ東北東-西南西方向のリニエーションを持ち、6秒(往復走時)の等深度線で囲まれるほぼ平坦な面を持っている。このように、日本海盆の北東部と南西部は地形的な傾向が異なるため、ここでは日本海盆の北東部を北東日本海盆、日本海盆の南西部を南西日本海盆と呼ぶ。

北東日本海盆の音響基盤の地質構造を見ると、ポゴロフ海山とその周辺には北北東-南南西方向のリニエーションを持つ正断層が発達している。また、ポゴロフ海山の西側には正断層による地溝構造が見られる。さらに西側には、北北東-南南西方向の音響基盤の高まりの列が見られる。ポゴロフ海山の南東側は本研究の調査範囲外となるが、倉本(1989)はこの海域から得られたシングルチャンネル音波探査記録の解析から、この海域の音響基盤に東北東-西南西方向の傾向を持つ地溝地壘構造が発達していることを示している。そして、この地溝地壘構造は伸張応力場に典型的に発達する構造であることから、日本海盆北東部は北北西-南南東方向に伸張されて形成されたと推察している。

一方、南西日本海盆の音響基盤の地形を見ると、東部(図21中①の部分)は地形的高まりが多く平坦面が狭いが、西部(図21中②の部分)は地形的高まりがあまり見られず平坦面が広がっている。また、地質構造を見ると、東部に分布する正断層と西部に分布する正断層は位置的に離れており、連続していない。このように、南

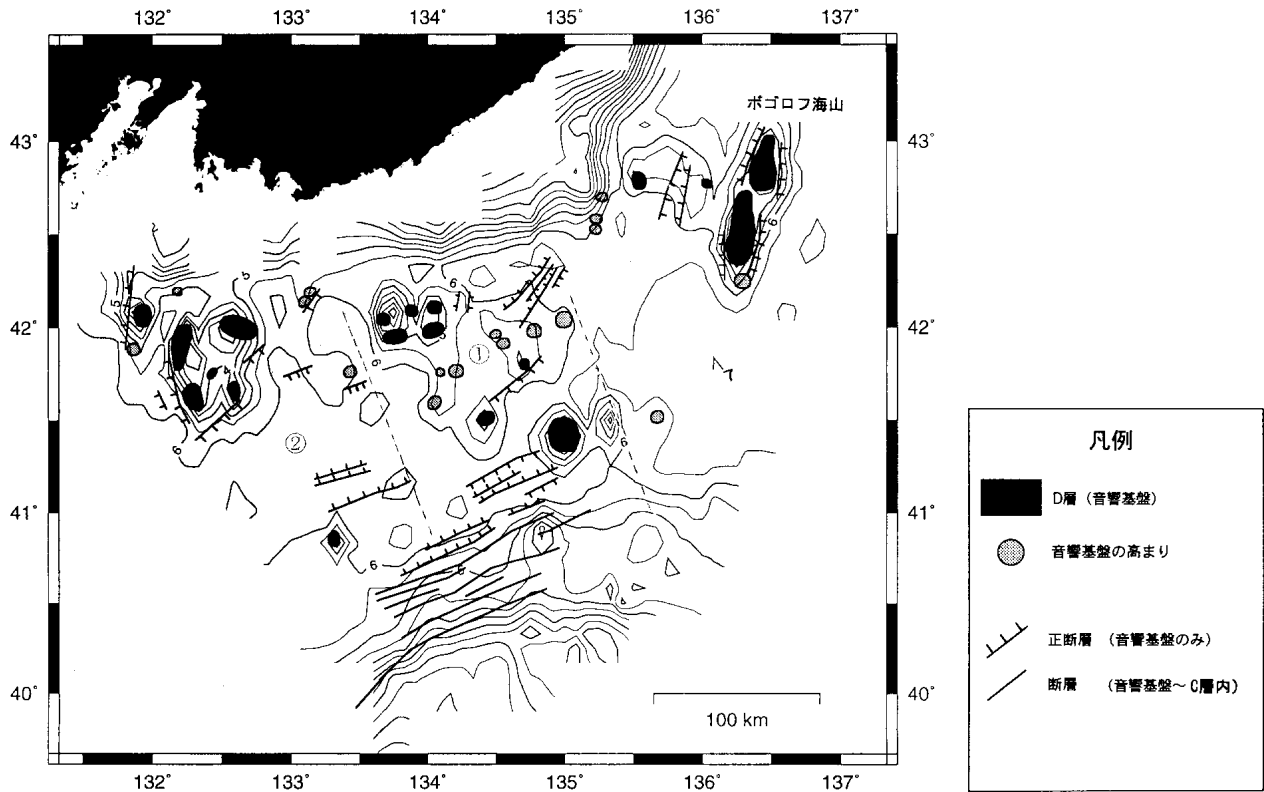


図 21 日本海盆中西部の音響基盤の構造図 (音響基盤地形図に断層や基盤地形の高まりをプロットしたもの)。コンター間隔は 0.5 秒 (往復走時)
 Fig. 21 Acoustic basement structural map of the central-western Japan Basin. Contour interval is 0.5 sec (two-way travel time).

西日本海盆の東部と西部は音響基盤の地形や地質構造が連続的ではないことから、さらに①東部と②西部に分けられる (図 21)。①の海域には、42°N, 134°50′付近に正断層によって形成された地溝地壘構造が見られる。この地溝地壘構造は北東-西南方向のリネエーションを持っている。また、その南側には東北東-西南西方向のリネエーションを持つ音響基盤の高まりの列が見られる。この音響基盤の高まりの列の南側には、東北東-西南西方向のリネエーションを持つ正断層によって形成された地溝地壘構造が発達している。また、②の海域にも東北東-西南西方向のリネエーションを持つ正断層によって形成された地溝地壘構造が発達している。前述したように、この地溝地壘構造は伸張応力場に典型的に発達する構造であることから、この地溝地壘構造に直交する方向、北北西-南南東方向に伸張されて南西日本海盆は形成されたと推察される。

以上のように、北東日本海盆と南西日本海盆は、北北西-南南東方向に伸張されて形成されたと推察される。これまで、日本海盆は海洋性地殻からなり、海洋底拡大

によって形成されることが明らかにされている (村内, 1972; Ludwig et al., 1975)。海洋底拡大によって日本海盆が形成されたならば、この海域で、海底地磁気異常の縞模様が観察されるはずである。このことから、Kinoshita et al. (1995) は日本海盆の地磁気縞状異常を求めており、日本海盆の形成年代を推定している。Kinoshita et al. (1995) によって求められた地磁気縞状異常を図 21 上にプロットしたものが図 22 である。この図を見ると、北東日本海盆の地磁気縞状異常は、本研究の調査範囲外に位置しているため地質構造との詳しい対比はできないが、前記した倉本 (1989) で示されている東北東-西南西方向の音響基盤の地溝地壘構造に対応しているものと推察される。この地磁気縞状異常から推定された北東日本海盆の形成年代は 16-24 Ma である (Kinoshita et al., 1995)。

一方、南西日本海盆の①の海域では、地磁気縞状異常のリネエーションは東北東-西南西方向にのびており、その分布と地溝地壘構造の見られる範囲とはほぼ一致している。また、地溝地壘構造の見られる範囲よりも北に

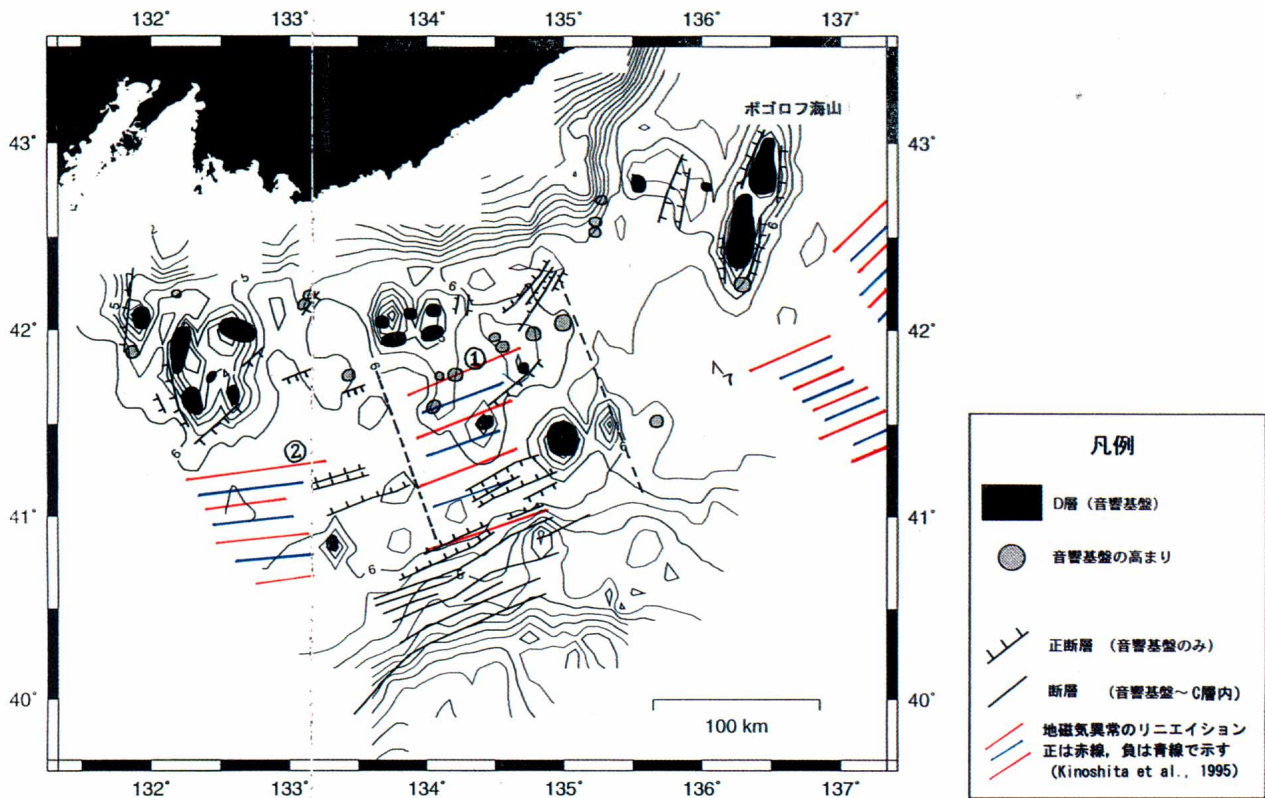


図 22 日本海盆中西部の音響基盤の構造と地磁気縞状異常の比較
 Fig. 22 Acoustic basement structure and geomagnetic lineations in the central-western Japan Basin.

は、音響基盤の高まりの列が見られるが、この音響基盤の高まりの列も、地溝地壘構造の方向と同様に東北東-西南西のリニエイションを持っている。この①の海域の地磁気縞状異常から推定された形成年代は 22-24 Ma である (Kinoshita et al., 1995)。

また、南西日本海盆の②の海域では、地磁気縞状異常と地壘地溝構造の位置にはずれがあるものの、その方向はほぼ一致している。この地磁気縞状異常から推定された北東日本海盆の形成年代は 13-15 Ma である (Kinoshita et al., 1995)。

次に、日本海盆中西部の音響基盤の地質構造と、この海域の温度構造とを比較する。今回、この海域の温度構造を推定するために、音波探査プロファイル上で見られる Opal-A/CT BSR の深度を用いた。図 23 にその Opal-A/CT BSR 深度の分布を示す。この図を見ると、Opal-A/CT BSR の深度は、135°E 付近を境界に北東部で浅く南西部で深くなっている。Opal-A/CT BSR の見られる B 層とその上位の A 層はこの海域全体ではほぼ層厚は一定であることから、この海域の場所による Opal-A/CT BSR 深度の変化は層序(時間)及び堆積速度の変化によるものではなく、海底の温度構造によるものと

考えられる。したがって、Opal-A/CT BSR 深度が浅い北東日本海盆は地温勾配が大きく、Opal-A/CT BSR 深度が深い南西日本海盆は温度勾配が小さいと推察される。

上記の Opal-A/CT BSR 深度による温度構造の推定法は間接的なものであるが、直接的に日本海盆の地殻熱流量から温度構造を求め、日本海盆の形成年代を推定した例として倉本 (1989) が挙げられる。倉本 (1989) は日本海盆を地殻熱流量より北東日本海盆と南西日本海盆に分類し、それぞれの地域での地殻熱流量値の平均値から基盤の年代値を換算している。それによると、北東日本海盆の基盤の年代値は 18-20 Ma、南西日本海盆の基盤の年代値は 31-35 Ma と推定されている。この倉本 (1989) の地殻熱流量による日本海盆の分類は、前述の音響基盤の地質構造や Opal-A/CT BSR の深度による日本海盆の分類と一致している。

ここで、地磁気縞状異常から推定された日本海盆の形成年代 (Kinoshita et al, 1995) と地殻熱流量値から推定された日本海盆の形成年代 (倉本, 1989) を比較すると、北東日本海盆はそれぞれ 16-24 Ma, 18-20 Ma とほぼ一致している (表 5)。この北東日本海盆の推定形

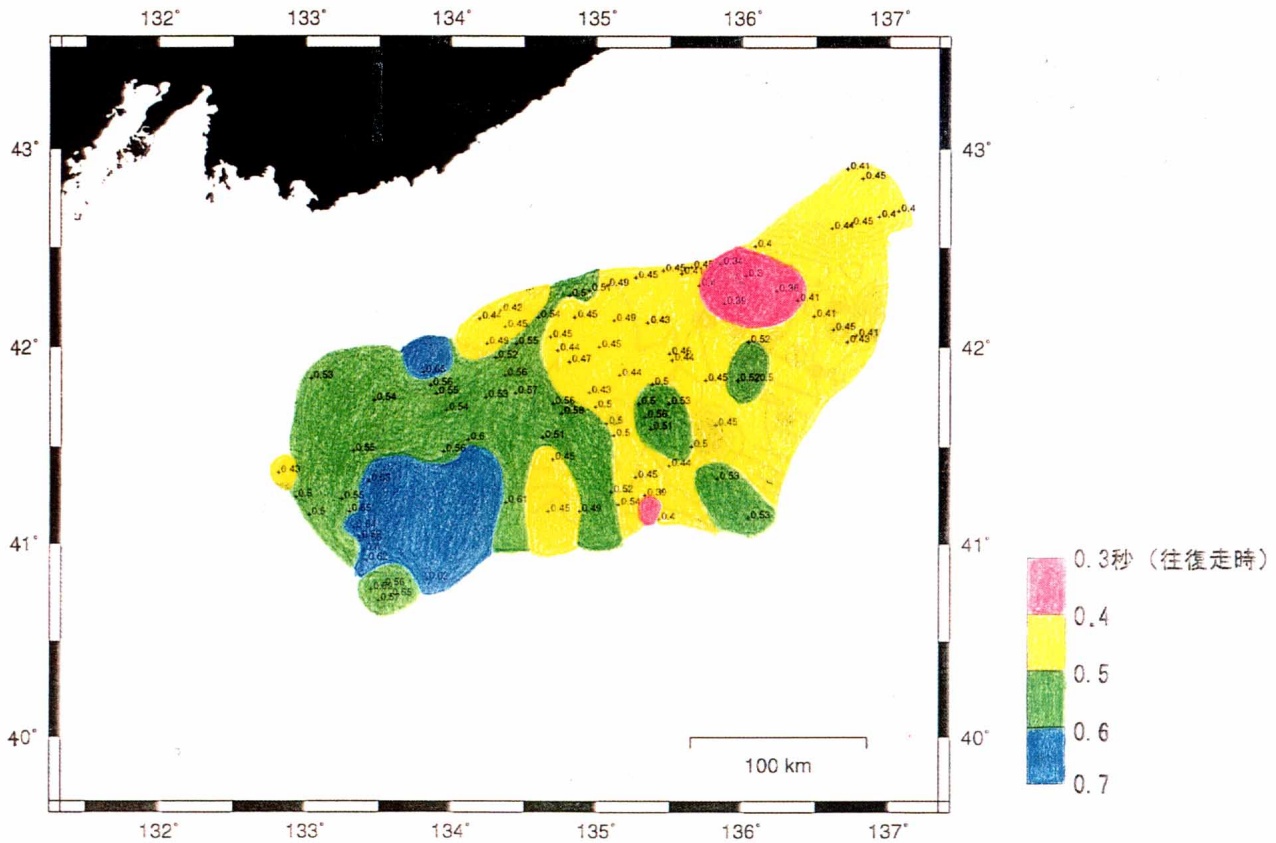


図 23 日本海盆中西部の Opal-A/CT BSR の深度。単位は秒 (往復走時)
 Fig. 23 Depth of the Opal-A/CT BSR in the central-western Japan Basin. Unit in second (two-way travel time).

成年代は、ODP Site795 (日本海盆北東部) の深海掘削によって得られた基盤岩の放射年代 17-24 Ma と矛盾しない (Kaneoka et al., 1992)。また、北東日本海盆上のポゴロフ海山からドレッジされた玄武岩の放射年代が 18 Ma と求められていることとも矛盾しない (Sahno and Vasiliev, 1974)。しかし、一方の南西日本海盆は地磁気縞状異常による推定形成年代値 (13-24 Ma) と地殻熱流量による推定形成年代値 (31-35 Ma) との間には大きな差がある。この差が生じたのは、両海域の地殻構造や形成史に違いがあることが原因であると考えられる。

一般的に、海洋底拡大によって形成された大洋底や縁海底は、年代が古くなるにつれて基盤深度が深く温度が低くなることが知られている (\sqrt{t} 則)。しかし、本研究の結果、表 6 に示すように、北東日本海盆は南西日本海盆に比べて音響基盤深度が深いにもかかわらず、Opal-A/CT 続成境界 BSR から推定した相対温度が高いことが明らかになった。このことは、両海域が同様に海洋底拡大によって形成された海洋性地殻からなるものと考えると矛盾する。したがって、両海域の地殻は異な

る形成史と地殻構造を持つものと推察される。つまり、日本海盆北東部は海洋底拡大によって形成された海洋性

表 5 日本海盆の推定形成年代値
 Table 5 Estimated age of construction of the Japan Basin.

	地磁気縞状異常からの推定値 (Kinoshita et al., 1995)	地殻熱流量値からの推定値 (倉本, 1989)
北東日本海盆	16-24Ma	18-20Ma
南西日本海盆	13-24Ma	31-35Ma

表 6 本研究の結果明らかになった南西日本海盆と北東日本海盆の違い

Table 6 Comparison of the southwestern and northeastern Japan Basin as studied in this study.

	南西日本海盆	北東日本海盆
音響基盤の深度	浅い	深い
堆積層 (C層) の厚さ	薄い	厚い
Opal-A/CT BSR から推定した相対温度	低い	高い
地殻構造 (推察)	伸張・薄化した大陸性地殻	海洋性地殻

地殻からなるのに対し、南西部は海洋底拡大は起こらず大陸性地殻からなるものと推察される。Tamaki et al. (1992) によると、海洋性地殻が存在する海域は日本海盆北東部に限られており、その周辺の日本海盆南西部や大和海盆は伸張・薄化した大陸性地殻が存在していると述べている (図 24)。本研究の結果は、この Tamaki et al. (1992) の説に矛盾しないものと言える。しかし、Tamaki et al. (1992) の説では海洋性地殻の西端の位置は不明とされているが、本研究の結果、温度構造や音響基盤の地形の変化が 135°E 付近に見られることから、135°E 付近が海洋性地殻の存在の西限であろうと推察される (図 21, 図 23)。

7.2 奥尻海嶺の隆起と日本海盆の収束

次に、奥尻海嶺の隆起について述べる。奥尻海嶺の堆積構造を見ると、奥尻海嶺の音響層序の A 層と A' 層・B 層が傾斜不整合の関係にあることから、奥尻海嶺は A' 層の堆積後に隆起を開始したと推察される。奥尻海嶺上の A 層の堆積速度を考える際、ODP Site796 (奥

尻海嶺頂上付近) 地点は海嶺隆起後地形の変化や侵食を受けているため不適切と考えられるので、今回、ODP Site795 (日本海盆東北縁部) の深海掘削の結果を参考にした。奥尻海嶺上の堆積層の層序は基本的に日本海盆へと連続しているため、ODP Site795 (日本海盆東北縁部) の深海掘削の結果を参考にしても問題はないと考えられる。それによると、奥尻海嶺上の A 層の平均堆積速度は約 52 m/m.y. である (Tamaki et al., 1990)。奥尻海嶺上の A 層の層厚は音波伝播速度を 1,600 m/s とすると 80~104 m であるので (表 3), A 層の層厚を平均堆積速度で割ると A 層の堆積を開始した年代は約 1.8 Ma と見積もることができる。したがって、奥尻海嶺は約 1.8 Ma から隆起を開始したと推察される。これまで奥尻海嶺の隆起については、ODP Site796 の深海掘削の結果から、1.8 Ma から海嶺が比較的急速に隆起したと考えられている。今回、音波探査プロファイル上の堆積構造から推察した奥尻海嶺の隆起の開始した年代と、ODP Site796 の結果はよく一致している。また、

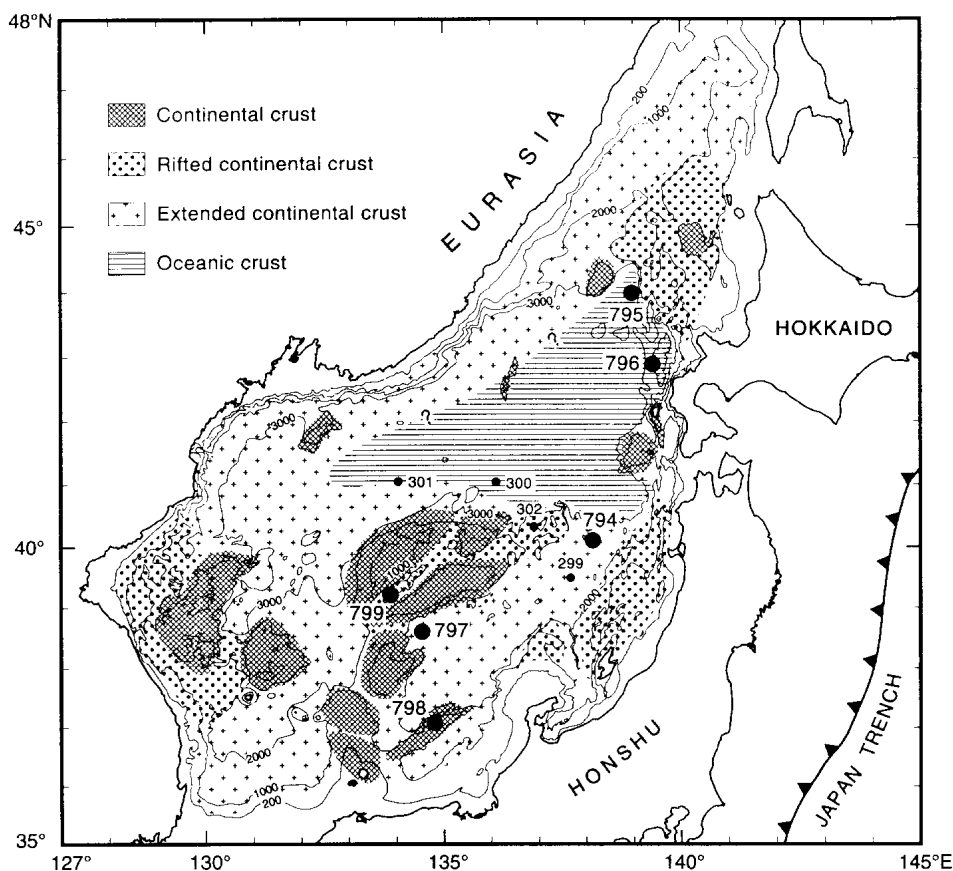


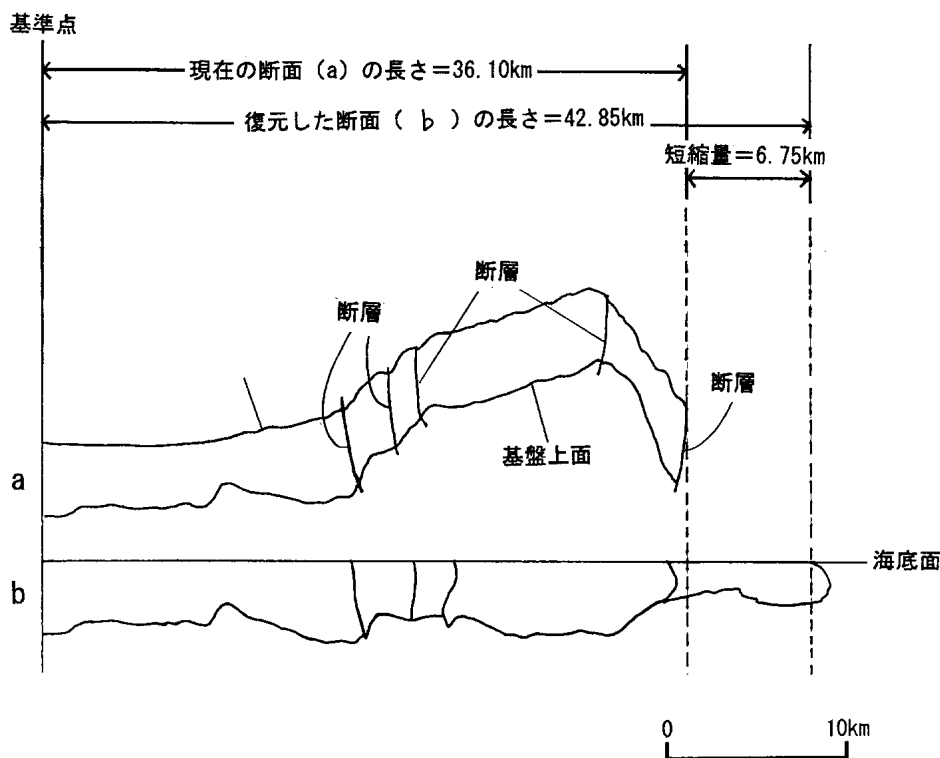
図 24 日本海盆の地殻構造 (Tamaki et al., 1992)。反射法・屈折法地震探査記録、海底サンプリングデータ、地磁気異常データ、基盤深度と地形などをもとに地殻構造を区別している

Fig. 24 Crustal structure of the Japan Basin (Tamaki et al., 1992) based on seismic reflection, refraction, bottom sampling, geomagnetic anomaly, depth and topography of the basement etc.

奥尻海嶺の堆積層は最上位のA層も含めて全体的に西に傾動していることから、奥尻海嶺は奥尻海嶺と後志トラフの境界付近の断層によって西に傾動しており、その傾動運動・隆起運動は現在も続いていると言える。

奥尻海嶺の基盤と堆積層の層序は基本的に日本海盆の層序と連続していることは前に述べた。そこで、奥尻海嶺が隆起する以前は日本海盆から奥尻海嶺の海域は平坦な海底面であったと仮定して、セクションバランス法を用いて奥尻海嶺が隆起する前の構造に復元をした。セクションバランス法とは、褶曲や断層によって変形をしている地域の断面上で、地層面や断層面を幾何学的に位置づけをし、地層面の長さや地層の体積を一定にしたままこの地域が受けた変形を取り除き、地層面を元の位置に復元する方法である。このセクションバランス法はスラスト帯や造山帯などにおいて、地層を復元し、断層や褶曲による地殻の短縮量を見積もるためによく用いられる方法である。今回、奥尻海嶺周辺から得られたマルチチャンネル音波探査プロファイルのうち、測線 NT95-4-5 をこの海域の断面として、セクションバランス法を用

いて、海底面を滑動面として地層の復元を行い、地殻の短縮量を推定した(図25)。その結果、図25に示すように、東西の地殻の短縮量は6.75kmと推定した。今回の地殻短縮量の推定は奥尻海嶺の隆起に関する逆断層の上盤のみの変形を扱っているため、地殻短縮量の最小値を示すと考えられる。したがって、奥尻海嶺が隆起をはじめた時期(1.8 Ma)から地殻が6.75km短縮したとすると、奥尻海嶺付近の地殻の平均短縮速度は、およそ4 mm/yrと推定される。この奥尻海嶺の地殻は日本海盆の海洋性地殻と連続していることから、奥尻海嶺の隆起にともなう地殻の短縮量は、日本海盆が収束した量であると考えられる。瀬野(1993)によると、この海域でのユーラシアプレートとオホーツクプレート間のプレート収束速度は6 mm/yrと示されている。今回推定した奥尻海嶺周辺の平均地殻短縮量は、この瀬野(1993)で示されたプレート収束速度(6 mm/yr)の下限を示すものと推察される。しかし、今回セクションバランス法を用いて行った断面の復元は、短縮を開始した当時の海底面ではなく、現在の海底面を滑動面としたこ



- a : 現在(変形後)の断面
- b : 海底面を滑動面として復元した断面

図25 セクションバランス法による地殻短縮量の推定
Fig. 25 Estimation of shortening of the crust by section balance method.

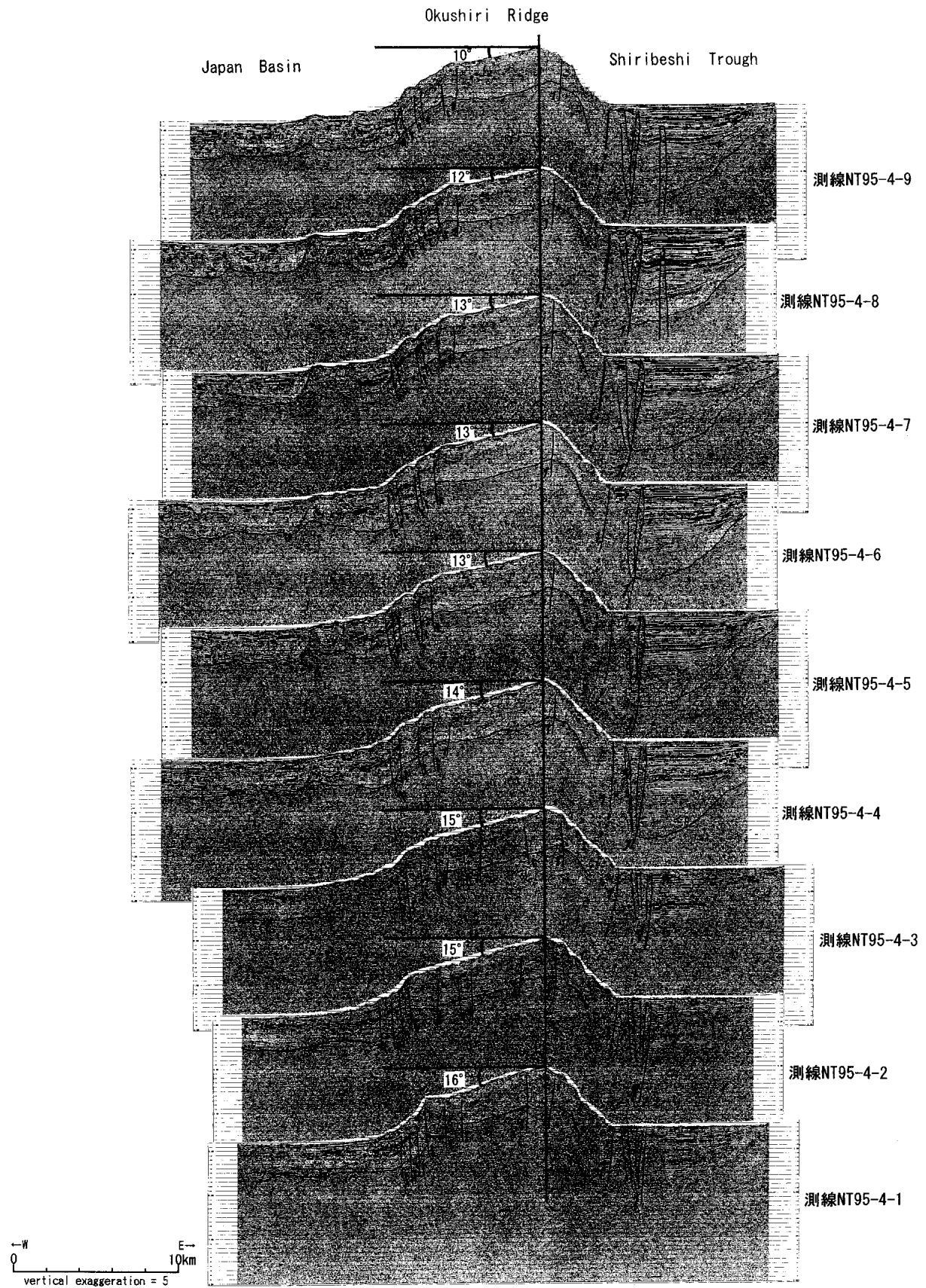


図 26 奥尻海嶺の地質構造と傾斜角度。マルチチャンネル音波探査プロフィールに地質構造の解釈を加えたもの。図の下から上へ順に、測線 NT95-4-1～測線 NT95-4-9 を並べた
 Fig. 26 Geological structure and angle of inclination in the Okushiri Ridge.

とから、誤差が大きくなっている可能性がある。したがって、今回推定した奥尻海嶺、日本海盆の短縮量は概略的なものである。

次に、奥尻海嶺における地質構造の南北方向の変化について述べる。図 26 はマルチチャンネル音波探査プロフィールに地質構造の解釈を加えたものを、一番南に位置する測線 NT95-4-1 から一番北に位置する測線 NT95-4-9 まで、図の下から上へ順に並べた図である。図中の奥尻海嶺上に書き込まれている数字は、プロフィール上での奥尻海嶺の見かけの傾斜角度を示している。奥尻海嶺の見かけの傾斜角度は最北の測線 NT95-4-9 では 10° 、最南の測線 NT95-4-1 では 16° で、北から南へ行くにつれて急傾斜になる傾向にある。この奥尻海嶺の西への傾動は、奥尻海嶺と後志トラフの境界付近の主スラストによるものと考えられることから、この主スラストの運動量は北から南へ行くほど大きいと推定される。したがって、地殻の短縮速度は、前記した測線 NT95-4-5 の 4 mm/yr よりも、北方で小さく南方で大きくなると推察される。

ところで、日本海東縁部からユーラシア大陸のバイカル・リフトにかけての範囲はアムールプレートと呼ばれるマイクロプレートが存在し、ユーラシアプレートに対して東進していると言われている (Zonenshain and Savostin, 1981; Tamaki and Honza, 1985 など)。また、東北日本は北米プレート的一部分であるという説 (小林, 1983; 中村, 1983) や、東北日本はオホーツクプレートと呼ぶマイクロプレート的一部分であるという説 (瀬野, 1993) などが提唱されている。これらのことから、日本海東縁部はアムールプレートと北米プレート (オホーツクプレート) の収束境界であると考えられている (Tamaki and Honza, 1985 など)。そして、アムールプレートのユーラシアプレート安定部分に対する運動の回転極の位置はおよそ 65°N , 131°E と推定されている (宮崎ほか, 1996)。前記した奥尻海嶺の隆起速度 (地殻短縮速度) の南北方向の変化は、アムールプレートの回転極からの距離によるものと推察される。つまり、アムールプレートの回転極に近い奥尻海嶺北部は隆起速度 (地殻短縮速度) が小さく、回転極から遠い奥尻海嶺南部は隆起速度 (地殻短縮速度) が大きくなっていると考えられる。

7.3 メタンハイドレート BSR

今回、日本海盆北西縁部の BSR1, BSR2, BSR3 の各地点で発見したメタンハイドレート BSR の深度から、これらの地点での地温勾配を求めた。図 27 は温度-圧

力-メタンハイドレート安定領域の関係を示す図である。図中の水温断面は理科年表 (平成 8 年) を参照した。それによると、日本海の海水温は $1,200 \text{ m}$ 以深では約 0°C となっている。また、メタンハイドレート安定曲線は水深 $2,800 \text{ m}$ 以浅では Field and Kvenvolden (1985)、水深 $2,800 \text{ m}$ 以深では Kvenvolden et al. (1985) を参照した。メタンハイドレートは低温・高圧の環境下で安定であるので、図 27 のメタンハイドレート安定曲線と水温断面の両方の下側の領域がメタンハイドレートの安定領域である。また、この図には、BSR1, BSR2, BSR3 の各地点の海底面と BSR の深度をプロットした。プロフィールから読み取った BSR の海底面からの深度は、BSR1 地点では 0.40 秒 (往復走時)、BSR2 地点では 0.50 秒 (往復走時)、BSR3 地点では 0.44 秒 (往復走時) である。これらプロフィールから読み取った BSR 深度 (秒) を、堆積層の音波伝播速度を $1,500 \text{ m/s}$ と $1,800 \text{ m/s}$ の二つに仮定して、深度 (m) に変換した。図中の①は $1,500 \text{ m/s}$ と仮定した場合の BSR 深度、②は $1,800 \text{ m/s}$ と仮定した場合の BSR 深度である。メタンハイドレート BSR はメタンハイドレート安定領域の下限に現れることが知られている。海底面下の堆積層中でメタンハイドレートの安定領域が制限される理由は、地温勾配により深部に行くほど温度が上昇するためである。したがって、その地点での水深と BSR 深度が得られれば、地温勾配を見積もることができる。ここで、DSDP 深海掘削の結果から堆積層の密度は約 1.5 g/cc であることから、堆積層中の圧力増加は海水中のその 1.5 倍であるとした。このことは、地温勾配やメタンハイドレート BSR の深度を読みとる際に考慮した。また、日本海盆で行われた深海掘削 (ODP Site795) の結果によると、地温勾配は海底下 $300 \sim 400 \text{ m}$ まではほぼ一定であるので、今回、深さによる地温勾配の変化は無いものとした。

上記のようにして求めた地温勾配は、BSR1 で① 65°C/km ② 55°C/km 、BSR2 で① 67°C/km ② 56°C/km 、BSR3 で① 70°C/km ② 59°C/km である。ここで、実際に日本海盆北西縁部で測定された地殻熱流量と比較をする。図 28 は BSR1, BSR2, BSR3 の 3 地点を含む海域の地殻熱流量測定値を表示する。図中の黒丸はそれぞれ、東から順に BSR1, BSR2, BSR3 の位置を示す。この図を見ると、BSR1 と BSR3 の 2 地点では付近に地殻熱流量測定点がないが、BSR2 地点では北に約 20 km の地点で 50 mW/m^2 、南に約 20 km の地点で 75 mW/m^2 という地殻熱流量測定値が得られている。そこ

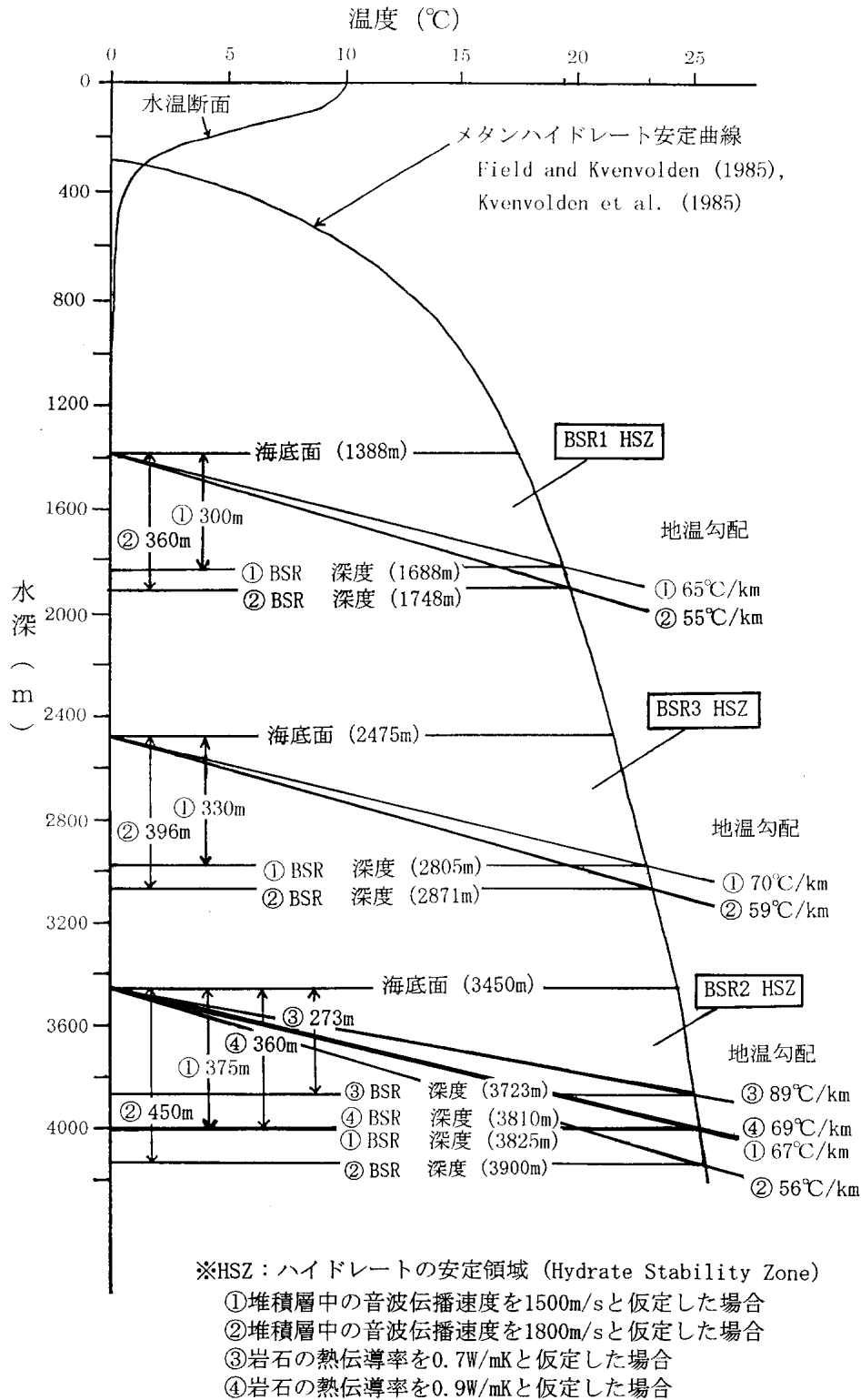


図 27 BSR の深度と地温勾配
Fig. 27 Depth of BSR and geothermal gradient.

で、BSR2 地点の地殻熱流量を 50 mW/m² と 75 mW/m² の平均をとって 63 mW/m² とした。

こうして推定した BSR2 地点の地殻熱流量 (63 mW/

m²) を、③ DSDP Site301 (日本海盆中部) の深海掘削で測定された岩石の熱伝導率 (0.7 W/mK) と④ ODP Site795 (日本海盆東縁部) の深海掘削で測定された岩

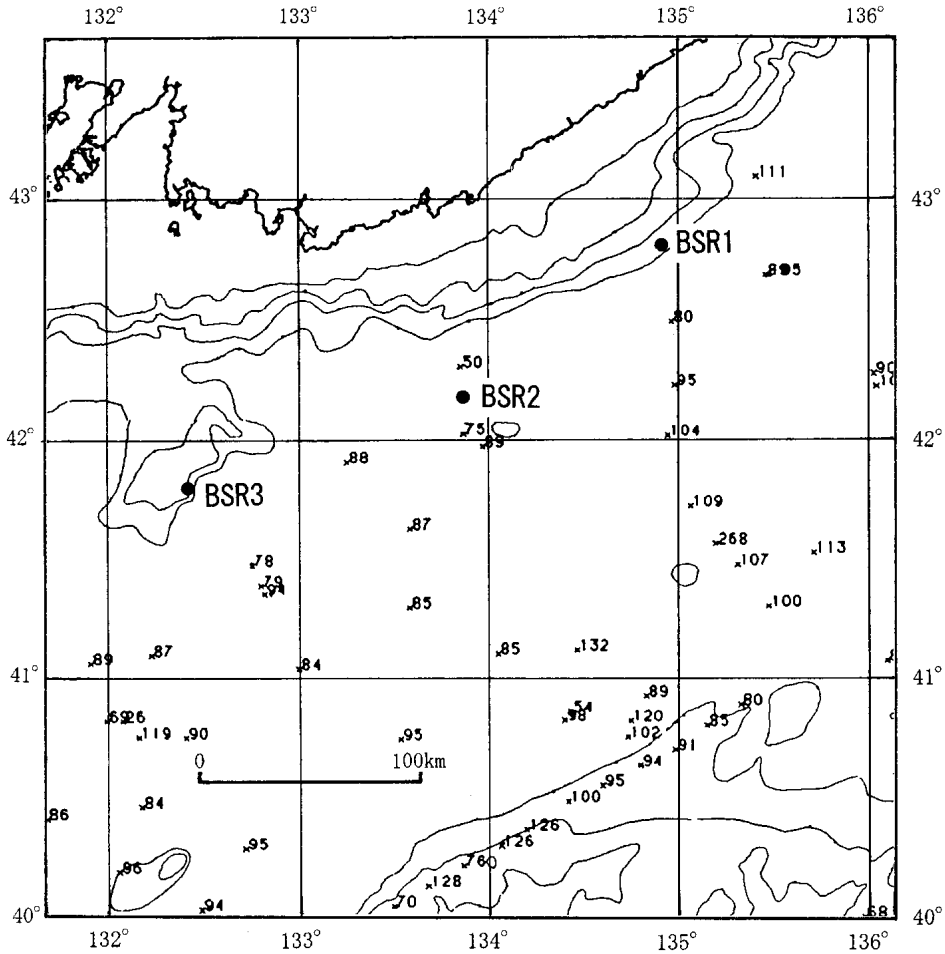


図 28 日本海盆北西縁部の地殻熱流量測定値。(単位は mW/m^2)
 Fig. 28 Measured heat flow in the northwestern Japan Basin. Unit in mW/m^2 .

石の熱伝導率 ($0.9 \text{ W}/\text{mK}$) で割ることによって、地温勾配 (③ $89^\circ\text{C}/\text{km}$, ④ $69^\circ\text{C}/\text{km}$) を推定した。この地温勾配の値を図 27 上の BSR2 地点のメタンハイドレート安定領域にプロットすると、メタンハイドレート安定領域の下限は③273 m と④360 m の深度に示される。これらの深度をまとめると、①375 m と②450 m は音波伝播速度を $1,500 \text{ m}/\text{s}$ と $1,800 \text{ m}/\text{s}$ に仮定した時のメタンハイドレート BSR の深度で、③273 m と④360 m は実際の地殻熱流量測定値から推定した地温勾配を用いて推定したメタンハイドレート安定領域下限の深度である。

前述したように、メタンハイドレート BSR はメタンハイドレート安定領域の下限に現れると考えられているので、両者に差が生じるのはそれぞれの推定方法に間違いがあるからだと考えられる。今回求めた BSR2 地点の①～④のメタンハイドレート BSR 深度とメタンハイドレート安定領域下限深度を比較すると、①は 375 m,

④は 360 m とその差は 15 m (音波探査プロフィール上では往復走時で 0.02 秒) と小さく、ほとんど変わらない。①は音波伝播速度を $1,500 \text{ m}/\text{s}$ と仮定したときのメタンハイドレート BSR の深度で、④は実際の地殻熱流量測定値を熱伝導率 $0.9 \text{ W}/\text{mK}$ で割って地温勾配 $69^\circ\text{C}/\text{km}$ を推定したときのメタンハイドレート安定領域下限深度である。したがって、BSR2 地点における堆積物の音波伝播速度は $1,500 \text{ m}/\text{s}$ 、地温勾配は $69^\circ\text{C}/\text{km}$ と見積もることができる。上記のことから、BSR3 地点と同様に BSR1 と BSR3 の各地点において、音波伝播速度を $1,500 \text{ m}/\text{s}$ 、熱伝導率を $0.9 \text{ W}/\text{mK}$ と仮定すると、BSR1 地点の地温勾配は $65^\circ\text{C}/\text{km}$ で地殻熱流量は約 $59 \text{ mW}/\text{m}^2$ 、BSR3 地点の地温勾配は $70^\circ\text{C}/\text{km}$ で地殻熱流量は約 $63 \text{ mW}/\text{m}^2$ と見積もることができる。

8. 結論とまとめ

日本海盆中西部及び日本海盆東縁の奥尻海嶺から得ら

れた反射法音波探査記録の解析・解釈を行い、これらの海域の音響層序と地質構造を明らかにした。本研究の結果、日本海盆は堆積構造や地質構造から、135°E 付近を境界として南西日本海盆と北東日本海盆に二分できることがわかった。南西日本海盆は、北東日本海盆に比べて音響基盤深度が浅く、堆積層が薄く、Opal-A/CT 続成境界 BSR から推定した相対温度が低いことが明らかになった。このことから、両海域の地殻は異なる地殻構造と形成史を持つものと考えられる。つまり、北東日本海盆は海洋底拡大によって形成された海洋性地殻からなるのに対し、南西日本海盆は海洋底拡大に至らず伸張・薄化された大陸性地殻からなるものと推察される。そして、この海洋性地殻と大陸性地殻の境界は、135°E 付近に位置するものと推察される。

また、日本海盆東縁の奥尻海嶺上の堆積層に不整合が見られた。この不整合面の年代から、奥尻海嶺は約 1.8 Ma から隆起を開始したと推察される。この年代は、奥尻海嶺上で行われた深海掘削の結果とよく一致している。また、セクションバランス法によって奥尻海嶺周辺海域の地殻短縮量の最小値を約 6.75 km と推定した。したがって、奥尻海嶺の隆起開始時期から現在までの地殻短縮速度は平均で約 4 mm/y と推定した。この地殻短縮速度は、瀬野 (1993) に示されたユーラシアプレートとオホーツクプレート間の収束速度 (6 mm/y) の下限を示すものと推察する。

また、今回、日本海盆北西縁部の海底扇状地堆積物中にメタンハイドレート BSR を発見し、この BSR の深度からこの海域の地温勾配と地殻熱流量を推定することができた。メタンハイドレートの存在は、エネルギー資源としてだけではなく地球規模の環境変動に大きく関与している可能性が指摘されている (松本ほか, 1996)。したがって、今回の日本海盆北西縁部のメタンハイドレート BSR の発見は、日本海の環境変動を考える上でも重要なものと考えられる。

謝 辞

本研究の実施に当たり、琉球大学理学部物質地球科学科の本山功講師からは、研究全般にわたって指導・助言を賜った。また、東京大学海洋研究所の玉木賢策教授からは、地球物理データ作画・表示ソフトウェア「GMT System」の操作法、及び日本海のテクトニクスについて、指導を受けた。同じく東京大学海洋研究所の徳山英一助教授からは、特に奥尻海嶺の地質構造に関して多くの助言を賜った。以上の方々に厚く感謝する次第であ

る。本研究の一部は、科学技術庁科学技術振興調整費による平成 6~8 年度総合研究「日本海東縁部の地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究」の一環として実施されたことを付記し、併せて関係各位に謝意を表する。

引用文献

- Carlson, R. L., and Melia, P. J. (1984) : Subduction hinge migration. *Tectonophysics*, vol. 102, 399-411.
- Dewey, J. F. (1980) : Episodicity, sequence, and style at convergent plate boundaries. in Strangway, D. W., ed., *The continental crust and its mineral deposits* : Geological Association of Canada Special Paper, 20, 553-573.
- Field, M. E. and Kvenvolden, K. A. (1985) : Gas Hydrates on the northern California continental margin. *Geology*, vol. 13, 517-520.
- Glatzmaier, G. A., Schubert, G., and Bercovici, D. (1990) : Chaotic, subduction-like downflows in a spherical model of convection in the Earth's mantle. *Nature*, vol. 347, 274-277.
- Hilde, T. W. C. and Wageman, J. M. (1973) : Structure and origin of the Japan Sea, in : *The Western Pacific*, P. J. Coleman ed. (University of Western Australia Press) 415-434.
- Ingle, Jr., Suyehiro, K., Breymann, M. (1990) : *Proc. ODP, Init. Repts.*, vol. 128, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Isezaki, N. (1986) : A magnetic anomaly map of the Japan Sea. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 38, 403-410.
- 井内美朗・大塚雅之・公文富士夫・本山 功・片山 肇 (1995) : 北海道南西沖海域の表層堆積物. 平成六年度研究概要報告書, 地質調査所, 63-88.
- Kaneoka, I., Takigami, Y., Takaoka, N., Yamashita, S. and Tamaki, K. (1992) : 40 Ar-39 Ar Analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor : Constraints on the age of formation of the Japan Sea. *Proc. ODP, Scientific results*, 127/128, Pt. 2, 819-836.
- Karig, D. E. (1971) : Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, 6796-6802.
- Karig, D. E. and Ingle Jr., J. C. M. eds. (1975) : *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U. S.

- Govt. Printing Office, Washington, D. C., vol. 31, 927.
- Katao, H. (1988) : Seismic structure and formation of the Yamato Basin. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, vol. 63, 51-86.
- 木村政昭 (1985) : 日本海で発見された新生拡大軸. *地学雑誌*, vol. 94, No. 5, p. 383-387.
- Kimura, M., et al. (1987) : Report on DELP 1985 Cruises in the Japan Sea Part VII : Topography and Geology of the Yamato Basin and Its Vicinity. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, vol. 62, 447-483.
- 木下肇 (1992) : 北西太平洋縁海海域の海洋底地殻構造発達史-地球物理的探査. 平成2年度・3年度科学研究費補助金(国際学術研究)課題番号(02044027)研究成果報告書.
- Kinoshita, H., Nakasa, Y., Morijiri, R., and Fujiwara, T. (1995) : Formation of Backarc Basin and Genesis of Ophiolite. *Journal of Geography*, vol. 104, 392-407.
- 小林洋二 (1983) : プレート“沈み込み”の始まり. *月刊地球*, vol. 5, No. 9, 510-514.
- 国立天文台 (1995) : 理科年表. 丸善株式会社, 平成8年, 700-701.
- 倉本真一 (1989) : 背弧オフィオライトの形成モデル. *地学雑誌*, vol. 98, 267-277.
- 倉本真一 (1989) : 日本海拡大の時代と様式 (review). *月刊地球*, vol. 11, No. 9, 503-511.
- 倉本真一 (1992) : 日本海堆積物の物性測定が明らかにしたこと. *月刊地球*, 号外 No. 6, 223-228.
- Kuramoto, S., Tamaki, K., Langseth, M. G., Nobes, D. C., Tokuyama, H., Pisciotto, K. A. and Taira, A. (1992) : Can Opal-A/Opal-CT BSR be an indicator of the thermal structure of Yamato Basin, Japan Sea? *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 127/128, pt. 2, 1145-1156.
- 倉本真一 (1996) : メタンハイドレート探査とBSRの持つ意味. *地質学雑誌*, vol. 102, No. 11, 951-958.
- Kvenvolden, K. A. and MacDonald, T. J. (1985) : Gas Hydrates of the Middle America Trench, Deep Sea Drilling Project Leg 84. In von Huene, R.
- Aubouin, J. et al. (Eds.), *Init. Repts. Deep Sea Drill. Prof.*, vol. 84, U. S. Gov. Print. Off., Washington D. C., 667-682.
- Lallemand, S. and Jolivet, L. (1985/1986) : Japan Sea : a pull-apart basin? *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 76, 375-389.
- Ludwig, W. J., Murauchi, S. and Houts, R. E. (1975) : Sediments and structure of the Japan Sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 651-664.
- 前川竜男・今井 登 (1996) : 天然海水中のメタンハイドレートの安定条件. *地質学雑誌*, vol. 102, No. 11, 945-950.
- 松本 良・奥田義久・青木 豊 (1994) : メタンハイドレート. 日経サイエンス社, 253.
- 松本 良・渡部芳夫・佐藤幹夫・岡田尚武・廣木義久・川崎正行ほか (1996) : 海洋のガスハイドレートの分布と産状—ODP Leg 164 ブレークリッジ掘削の成果—. *地質学雑誌*, vol. 102, No. 11, 932-944.
- Miyashiro A. (1986) : Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific. *Tectonophysics*, vol. 122, 195-216.
- 宮崎真一・日置幸介・畑中雄樹・鷺谷 威・辻 宏道 (1996) : GPS データを用いたAM-EU間 Euler Vector の推定. 1996年度測地学会資料, 147-148.
- 村内必典 (1972) : 人工地震探査による日本海の地殻構造. *科学*, vol. 42(7), 397-375.
- 岡村行信・倉本真一 (1994) : 津軽半島西方, 日本海盆南縁および大和海盆のシングルチャンネル音波探査. 平成五年度研究概要報告書, 地質調査所, 42-60.
- 中嶋 健・片山 肇・池原 研 (1994) : GH93 航海の堆積物. 平成五年度研究概要報告書, 地質調査所, 148-173.
- 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*, vol. 58, 711-722.
- 押田 淳 (1994) : 日本海の基盤地形と地磁気異常. *月刊地球*, 号外 No. 9, 98-102.
- Otofuji, Y. and Matsuda, T. (1983) : Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 62, 349-359.
- Sahno, B. G. and Vasiliev, B.I. (1974) : Basaltoids of the Japan Sea bottom. In *Problems of Geology and Geophysics of the Marginal Seas of the NW Pacific*, edited by N. P. Basilkovsky and B. Ya. Karp, *Far East Sci.*, 52-55 (in Russian).
- 佐藤幹夫・岡村行信 (1993) : 大和海盆東部の音波探査.

- 「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」平成四年度研究概要報告書，地質調査所，34-47.
- 佐藤幹夫・前川竜男・奥田義久 (1996) : 天然ガスハイドレートのメタン量と資源量の推定. 地質学雑誌, vol. 102, No. 11, 959-971.
- 瀬野徹三 (1983) : 日本海沈み込み説に関する一考察—日本海溝における地震のスリップ・ベクトル—. 地震, vol. 36, 270-273.
- 瀬野徹三 (1993) : 日本付近のプレート運動と地震. 科学, vol. 63, No. 11, 711-719.
- Seno, T. (1985) : Is northern Honshu a microplate? Tectonophysics, vol. 115, 177-196.
- Shimazu, M. (1968) : Absolute age determination of granite in Yamato Bank. Nihonkai (Japan Sea), 55-56.
- 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, vol. 6, No. 1, 38-48.
- 玉木賢策 (1985) : 日本海の年代. 地学雑誌, vol. 94, No. 4(870), 222-237.
- Tamaki, K. and Honza, E. (1985) : Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea. Tectonophysics, vol. 119, 381-406.
- Tamaki, K. (1988) : Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 39(5), 269-365.
- 玉木賢策・小林和男 (1988) : 地磁気異常からみた日本海. 月刊海洋科学, vol. 20, No. 12, 705-710.
- Tamaki, K., Pisciotto, K., Allan, J. et al. (1990) : Proc. ODP, Init. Repts., vol. 127, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Tamaki, K. and Honza, E. (1991) : Global tectonics and formation of marginal basins : Role of the western Pacific. Episodes, vol. 14, No. 3, 224-230.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J. et al. (1992) : Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP Drilling. Proc. ODP, Scientific Results, vol. 127/128, Pt. 2, 1333-1348, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Tamaki, K. (1995) : Opening Tectonics of the Japan Sea. Backarc Basins : Tectonics and Magmatism, ed. Brian Taylor, 407-420.
- 寺田寅彦 (1934) : 日本海海底の形態. 地震研究所彙報, vol. 12, 650-656.
- 地質調査所 (1981) : 日本海中部海域広域海底地質図 1 : 1,000,000.
- 徳山英一・末益 誠 (1986) : 富山深海扇状地の形成年代と成因. 月刊地球, vol. 8, No. 12, 734-739.
- 徳山英一・倉本真一・徐 垣・宮下純夫・竹内 彰・門馬和人・田中武男 (1989) : 日本海盆地殻断面の調査—「しんかい2000」による奥尻海嶺西縁断層壁の観察—. 海洋科学技術センター試験研究報告書, 101-110.
- Wessel, P. and W. H. Smith (1991) : Free software helps map and display data, EOS Trans. AGU, vol. 72, No. 41, 445-446.
- Yamano, M., Uyeda, S., Aoki, Y. and Shipley, T. H. (1982) : Estimates of heat flow derived from gas hydrates. Geology, vol. 10, 339-343.
- Zonenshain, L. P. and Savostin, L. A. (1981) : Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. Tectonophysics, vol. 76, 1-45.

(原稿受理 : 1997年7月4日)