海底地震計と制御震源を用いた北部大和海盆，秋田沖 日本海東縁部海陸境界域の地震波速度構造

千葉大学自然科学研究科*	西 坂 弘 正 [†]
東京大学地震研究所**	篠 原 雅 尚
千葉大学理学部***	佐 藤 利 典
東北大学理学部地震・噴火予知研究観測センター****	日 野 亮 太
東京大学海洋研究所*****	望 月 公 廣 [#]
東京大学地震研究所**	笠 原 順 三

Crustal Structure of the Yamato Basin and the Margin of the Northeastern Japan Sea Using Ocean Bottom Seismographs and Controlled Sources

Hiromasa NISHISAKA

Graduate School of Science and Technology, Chiba University, 1-33,
Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba 263-8522, Japan

Masanao SHINOHARA

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 1-1-1,
Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

Toshinori SATO

Faculty of Science, Chiba University, 1-33, Yayoi-cho,
Inage-ku, Chiba 263-8522, Japan

Ryota HINO

Observation Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions,
Faculty of Science, Tohoku University, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

Kimihiro MOCHIZUKI

Ocean Research Institute, the University of Tokyo,
Nakano-ku, Tokyo 164-0014, Japan

Junzou KASAHARA

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 1-1-1,
Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

(Received February 7, 2001; Accepted September 10, 2001)

The northeastern Japan Arc is a typical arc in the northwestern Pacific. In this area, many geophysical and geological studies have been conducted to resolve the formation of the Japan Sea and

*〒263-8522 千葉市稲毛区弥生町 1-33
**〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
***〒263-8522 千葉市稲毛区弥生町 1-33
****〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉

*****〒164-0014 東京都中野区南台 1-15-1
[†]現在 シュルンベルジェ株式会社
〒229-0006 神奈川県相模原市淵野辺 2-2-1
[#]現在 東京大学地震研究所

the northeastern Japan Arc. Therefore the northeastern Japan Arc is one of the most well investigated trench-arc systems in the world. However, the origin and evolution of the northeastern Japan Arc and the Japan Sea have not been revealed yet. Also, the data for detailed seismic structure in the boundary area are not enough. To understand the formation of the Arc and the Sea, we need data of the seismic structure of the whole arc-trench system from the trench to back-arc basin over the arc. In the autumn of 1997, seismic experiments were carried out in sea and land both on a profile from forearc to back-arc across the northeastern Japan Arc. We obtained a detailed seismic structure beneath the northern Yamato Basin and the eastern margin of the Japan Sea using twenty-six ocean bottom seismographs (OBSs), airguns and explosives as controlled sources on the profile in the Japan Sea. The profile in the Japan Sea is a part of the whole profile to obtain the seismic structure of the northeastern Japan arc-trench system. The Yamato Basin has a layer with a P-wave velocity of about 6 km/s. The 6-km/s layer has a thickness of 3–4 km. A layer with a P-wave velocity of 6.7–7.1 km/s underlies the 6-km/s layer and has a thickness of approximately 10 km. The entire crust is about 15–16 km thick, and the Moho interface is approximately 18 km deep below the sea surface in the Basin. The thickness of the 6-km/s layer and the depth of the Moho interface gradually increase with approaching to the northeastern Japan Arc. The velocities of the lower crust with 6.7–7.1 km/s are diminished with increase of a thickness of the 6-km/s layer. The P-wave velocity in the uppermost mantle is 8.0 km/s. In the northern Yamato Basin, the crust is twice thicker than usual oceanic crust and we can not confirm a high velocity layer in the lower crust, which were found in the southern Yamato Basin. Beneath some continental margins (volcanic margin), high velocity layers (>7 km/s) interpreted as the result of a large igneous activity were found at the bottom of the crust. However, in the boundary region between the Yamato Basin and the northeastern Japan Arc, there is no seismic evidence of such a high velocity layer in a lower crust. Thus, the seismic velocity structure in this area is similar to those of non-volcanic margins rather than the velocity structure in volcanic margins.

Key words: Japan Sea, Ocean Bottom Seismographs, Controlled sources, Crustal structure.

§1. はじめに

東北日本弧は、東側は太平洋、西側は日本海に囲まれ、陸上部分が最大幅 200 km 弱の北西太平洋の典型的な大陸縁辺部の島弧海溝系の一つである (Fig. 1). 東側の日本海溝では太平洋プレートが約 30 度の角度で、東北日本弧下に年間 10 cm の割合で沈み込み、それに伴う地震活動の活発なプレート境界域である。この地域では、島弧側プレートと沈み込むスラブとの間のプレート境界付近で発生する地震と、沈み込むプレート内で発生する地震によって二重面が形成されている [例えば, Hasegawa *et al.* (1978)]. また東北日本弧の背弧側に位置する日本海は、日本海南東部に海盆部の中心軸が南西-北東方向の走向を持つ水深 3000 m 弱の海盆である大和海盆、日本海北部・北東部に水深 3000 m 以上で平坦な地形をもつ日本海盆などの背弧海盆を有する北西太平洋の縁海の一つである (Fig. 1). 東北日本弧は、この大和海盆と日本海盆の二つの海盆と接し、日本海東縁部は受動的海陸境界域を形成している。

これまで東北日本弧及びその背弧域に位置する日本海では、数多くの地質学的、地球物理学的研究が行われ、現在では日本列島の形成と日本海の拡大は密接に関係していると考えられている。しかし日本海の拡大様式については、地質学的、古地磁気学的研究 [例えば, Jolivet *et al.* (1991), Lallemand and Jolivet (1985), Otofujii *et*

al. (1985)] などからいくつかの説が提唱されているが、日本海および東北日本弧の形成過程についてはわからないことも多い。

そこで東北日本弧およびその背弧域にある日本海の大和海盆では、島弧および背弧海盆形成などのテクニクスを明らかにするために、地震波を用いた地殻、最上部マントルの構造探査、自然地震観測が行われてきた。東北日本弧では、1960 年代に気仙沼-男鹿を結ぶ東北日本弧横断測線において屈折法を用いた構造探査が行なわれ、上部地殻は P 波速度 5.9 km/s、下部地殻は 6.6 km/s の二層で構成され、地殻の厚さは約 30 km であることが示された [Yoshii and Asano (1972), 吉井 (1977)]。また、最上部マントルの P 波速度は 7.5 km/s で、典型的な海洋性地殻下の最上部マントルの P 波速度より遅いことも明らかになった [吉井 (1977)]。しかし最近行われた観測点を高密度に展開した東北日本弧を横断した構造探査によると、その地殻構造は Yoshii and Asano (1972) に示された単純な二層構造ではなく、いくつかの層境界面を含む複雑な構造であることが明らかになった [岩崎・他 (1999)]。特に上部地殻の 6 km/s 層に注目すると、測線東部の北上地域で速度が 6.0 km/s を越えるのに対し、測線西部では 6.0 km/s より遅く層内の横方向の速度変化が見られ、島弧の地殻構造が複雑であることが示された。また一方で自然地震の記録を用いた三次

Fig. 1. Map showing locations of seismic profiles around the northeastern Japan Arc. Black lines indicate seismic survey lines. Contour interval is 500 m. Stars show the positions of large explosives. Size of explosives in the Japan Sea and the land are 400 kg and 500 kg, respectively. A rectangle with a black line indicates an area shown by Fig. 7.

元地震波トモグラフィーにより、東北日本弧全体の地殻及び最上部マントルの構造がイメージされている [例えば, Horiuchi *et al.* (1982a, b), Zhao *et al.* (1990, 1992)]. Zhao *et al.* (1990, 1992) の結果は、吉井 (1977) に示された最上部マントルの速度が急激に変化している領域が、日本海沿岸域に存在することを示した。

また日本海の形成を考察するために日本海の背弧海盆である大和海盆では、1960年代から二船式、ソノブイ探査が行なわれ速度構造が求められている [Ludwig *et al.* (1975), 村内 (1972)]. その結果、厚い堆積層を除いて地殻構造は大洋下の地殻構造と似ており、最上部マントルの速度は 7.7 km/s や 7.8 km/s と大洋底下の最上部マントルの速度より遅いことが示された。その後 1980 年代になり制御震源と海底地震計 (OBS) を組み合わせた構造探査実験が行われ、二船式、ソノブイ探査より高精度な地殻・最上部マントルの速度構造が求められた [例えば, Hirata *et al.* (1989)]. 例えば南部大和海盆では、OBS と制御震源としてエアガン、発破を用いた構造探査実験が行われ、南部大和海盆は地殻の速度分布の点では典型的な海洋性地殻と似ているが、堆積層を含めた地殻の厚さは約 14 km で海洋性地殻の約二倍の厚さをもつことが示された [Chung *et al.* (1990), Hirata *et al.* (1989), Katao (1988)]. また重力データからも、南部大和海盆および中部大和海盆の地殻の厚さは約 13 km

と推定されており [Nakasa and Seno (1994)], Hirata *et al.* (1989) と調和的な結果が得られている。一方北部大和海盆でも、OBS と制御震源にエアガンを用いた構造探査が行われている [Shinohara *et al.* (1992), Nishizawa and Asada (1999)]. 北部大和海盆では P 波速度約 6 km/s 前後の層が確認され、さらに Nishizawa and Asada (1999) よりモホ面が海面下約 19 km に存在することが明らかになっている。この結果より北部大和海盆も地殻の厚さ、速度分布より海洋性地殻と大陸性地殻の中間的な構造であると考えられる。これは海洋性地殻であると考えられている日本海盆北東部 [Hirata *et al.* (1992)] で見られる地磁気の縞模様 [Seama and Isezaki (1990)] が、大和海盆では明瞭に確認できない [Isezaki and Uyeda (1973)] ことから、大和海盆は海洋性地殻ではないことが推定され、地震学的データと調和的である。

さらに、大和海盆と東北日本弧との境界に位置し、日本海拡大および東北日本弧の形成と関連していると思われる日本海東縁部には、日本海拡大時に伴う伸張構造の影響を受けた数多くの活断層が成長している [岡村 (1998)]. また日本海東縁部には、地質学的研究より日本海拡大と関連した巨大な横ずれ断層の存在も指摘されている [Jolivet and Tamaki (1992), Lallemand and Jolivet (1985)]. 近年この日本海東縁部では、地球物理学、

地質学的見地から活動を開始したばかりの新しいプレート境界域であるという説が提唱されている [中村 (1983), 小林・中村 (1983)]. さらにこの地域では, 新潟地震 (1964), 日本海中部地震 (1983), 北海道南西沖地震 (1993) と巨大地震が発生しており, 巨大地震とその余震域との間に地震の発生していない空白域などの存在が指摘され注目されている [例えば, Ohtake (1995)].

そこで日本海東縁部ではプレート境界の位置, および空白域の起因を調査するために制御震源を用いた構造探査が行なわれ, 地殻, 最上部マントルの速度が求められている [Nishizawa and Asada (1999)]. その構造は, 大和海盆から島弧側に向うに従い P 波速度約 6 km/s 層が厚くなり, 下部地殻下部の速度が, 大和海盆から島弧にかけ遅くなっている. また P 波速度 6 km/s 層が海陸境界域の遷移域で急激に遅くなっているが, 日本海溝で見られるプレートが沈み込む構造は見られない. さらにモホ面が島弧に向うにつれて, 深くなる傾向を示している. しかし Nishizawa and Asada (1999) は, 制御震源にエアガンを用いているため深部からの屈折波を十分な S/N 比で観測することが難しく, さらに測線長が十分でないことから, 下部地殻下部の速度, Pn 速度およびモホ面の深さは, 一部しか明らかになっていない. そのため, 東北日本弧と日本海拡大を考察する上で地殻, 最上部マントルの情報は少ない.

このように東北日本弧及び日本海では島弧海溝系におけるテクトニクスを考えるうえで, 陸域, 海域別々に数多くの研究 [例えば, Yoshii and Asano (1972), Hirata *et al.* (1989)] が行われ, そのテクトニクスについて議論されてきた. しかし, 密接に関係しているにもかかわらず, 海陸同一実験による日本海と東北日本弧の形成の研究はこれまでになかった. 特に島弧の形成および現在の島弧活動は, 地殻, 最上部マントルの構造に直接反映しており, 沈み込み域から島弧を経て, 背弧海盆に至る島弧海溝系全体の地殻, 最上部マントルの地震波速度構造は, 島弧全体のテクトニクスを考えるうえで必要不可欠な情報である. また日本海形成以降大きな改変を受けていないと思われる受動的な海陸境界域である日本海東縁部の地殻, 最上部マントルの構造は, 日本海拡大時や日本列島形成時の情報が含まれていると考えられるため, 日本海の形成及び日本海形成に伴う東北日本弧背弧域のテクトニクスを考察する上で欠かすことはできない. 加えて日本海拡大に伴う日本海のテクトニクスの地域差を考えるには大和海盆の地殻, 最上部マントルの速度構造が重要である. しかし, 北部大和海盆および日本海東縁部ではエアガンによる構造探査 [例えば, Nishizawa and Asada (1999)] しか行われていないため, 南部大和海盆

[例えば, Hirata *et al.* (1989)] ほど詳細な地殻下部, 最上部マントルの情報は得られていない. そのため日本海形成時の北部大和海盆および日本海東縁部の役割, 日本海東縁部における地震の空白域と地殻構造との関係は, 地殻深部の情報が乏しいため詳細に明らかになっていない.

そこで 1997 年秋, 東北日本弧周辺のテクトニクスと, 日本海東縁部に存在する地震の空白域と地殻構造との関係を明らかにするために, 前弧域である太平洋側の日本海溝付近から東北日本弧を横断し, 背弧域である日本海大和海盆北部に至る長大な測線で, 島弧全体の地殻, 最上部マントルの地震波速度構造を明らかにするために構造探査実験が行われた. 本研究では, 背弧域の日本海・大和海盆から東北日本弧にかけての海域の測線で行われた OBS と制御震源を用いた屈折法・広角反射法, およびシングルチャンネル反射法地震探査により求められた地震波速度構造を示す. 特に地殻深部に注目し, 東北日本弧の形成と日本海形成に関連するテクトニクスを, 他のリフト活動を伴う海陸境界域の地震波速度構造と比較しながら議論する.

§2. 観測およびデータ処理

背弧域の日本海における観測は, 1997 年 10 月 17 日から 10 月 31 日にかけて, 東京大学地震研究所の庸船新日丸により行われた. この探査では OBS および制御震源を用いた屈折法・広角反射法地震探査とシングルチャンネルハイドロフォンストリーマーを用いた反射法地震探査が行われた. 観測には千葉大学, 東京大学地震研究所, 東京大学海洋研究所, 東北大学が参加した. この庸船で使用した OBS の内わけは, 東京大学海洋研究所・千葉大学所有のデジタル型 OBS13 台 [篠原・他 (1993)], 東京大学地震研究所所有のデジタル型 OBS11 台 [笠原・他 (1995), 笠原・他 (1997)], 東北大学所有のデジタル型 OBS2 台 [塩原・他 (1999)] の計 26 台である.

海域探査の測線は大和海盆から, 佐渡海嶺北部, 最上トラフを横切って東北日本弧沿岸に至る東西約 230 km である (Fig. 2). 測線の西側には, 水深約 2500~2600 m の大和海盆が位置し, 測線中央部から島弧にかけては, ほぼ南北の走向をもつ断層崖が発達し, 佐渡海嶺などの地形の高まりと, 最上トラフなどの地形の窪みなどが多数存在し起伏に富んでいる. 本研究ではこの海域の詳細な地震波速度構造を明らかにするために, OBS を地形が比較的平らな大和海盆では 15 km, 大和海盆の東縁の断層崖付近から佐渡海嶺西端付近にかけて約 5 km, 佐渡海嶺西端から最上トラフ, 日本海沿岸から約

20 km 付近までの海域には約 10 km の間隔で設置した (Fig. 2). 制御震源として，エアガン 17 リットル二基を船速約 5 ノットで 50~70 秒，距離にして約 125~175 m 間隔で発震した。また火薬 20 kg×95 発，400 kg×2 発計 97 発を約 2 km 間隔で発破し，詳細な地震波速度構造を求めるのに十分なデータを得た。船の測位は，10

秒または 60 秒間隔でデータをサンプルしている Differential GPS (相対測位) を用い，エアガンおよび発破の発震時における船の位置は相対測位のデータを内挿することで行っている。

OBS で得られた記録は，解析に必要なエアガン，発破の発震時間分を切りだし距離—時間軸断面図を作成し

Fig. 2. Upper: Bathymetric map of the experiment area. A black line indicates refraction and single-channel reflection survey line. On the profiles, Ocean Bottom Seismographs (OBSs) were deployed, and explosives and airguns were shot. Solid circles denote positions of OBS which successfully recorded the seismic data. The profile covers the region from the Yamato Basin which is one of the back-arc basin of the Japan Arc to the coastal area of the northeastern Japan Arc. Lower: Profile of sea floor under survey line. Circles show the positions of the OBSs, and numerals above circles indicate the OBS number. Numerals in the lower show interval distances of OBSs in km. The horizontal axis is the distance in km from the western end of the profile. The vertical axis indicates the depth below the sea surface in km.

た。しかし OBS は、自由落下により海底に設置されるため落下中に海流などの影響を受け正確な位置には設置できない。そこで暫定的に投入点の位置を元に距離-時間軸断面図を作成し、地震計近傍のエアガン発震点からの記録上明瞭な水中直達波の初動を用いて、OBS の海底での位置をインバージョンにより決定した。インバージョンにより決定された全ての OBS の位置は投入点より 100 m 以内に決定されている。次に求められた位置を用いて距離-時間軸断面図を作成し、OBS の両側の記録を slant stack することで τ - p 領域に変換し [Stoffa *et al.* (1981)], τ - p 領域で読み取ったデータから τ -sum inversion 法 [Diebold and Stoffa (1981), Shinohara *et al.* (1994)] により OBS 近傍の浅部一次元速度構造を求めた。ここで一次元速度構造とシングルチャンネル反射法地震探査から明らかになった堆積層の構造を用いて地殻浅部の二次元速度構造モデルを作成した。さらに海底地震計から震央距離の大きな領域における初動の見かけ速度と原点走時により海底地震計直下の深部構造を推定し、海底地震計直下の地殻浅部から地殻深部まで

の二次元速度構造初期モデルを作成し、二次元波線追跡法 [Červený and Pšenčík (1983), 平田・新庄 (1986)] により観測走時を 0.1 秒以内で説明できるよう試行錯誤的に、二次元 P 波速度構造を求めた。

§3. 解析結果

二次元波線追跡法で求められた二次元速度構造を示す (Fig. 3)。大和海盆では、堆積層の P 波速度は 1.6~1.8 km/s, 1.7~1.9 km/s で水平方向の速度変化は小さく厚さは約 400 m から 1 km である。大和海盆東端の地形が急激に変化する場所から佐渡海嶺を横切り、さらに島弧にかけての地形の起伏が激しい場所では、地形の高まりでは堆積層は薄く、地形の窪みでは厚くなっている。これはシングルチャンネル反射法地震探査の結果からも明らかである。この地形の起伏の大きな地域における堆積層の P 波速度は 1.6~1.9 km/s の範囲内にあり、堆積層内の水平方向における速度変化は小さい。また測線の東端では堆積物の厚さが約 2 km で周囲よりも厚く堆積している。

Fig. 3. P-wave velocity structure beneath the survey line. The vertical axis is the depth below the sea level. Squares denote the position of OBS shown by Fig. 4, Fig. 5 and Fig. 6. The horizontal axis is the distance in km from the western end of the survey line. Numerals are P-wave velocity in km/s. Velocities in parenthesis are not well resolved due to inadequate ray coverage. Thin solid lines are contours of P-wave velocity. Contour interval is 0.1 km/s.

堆積層の下には P 波速度 3 km/s 前後の層，さらにその下には 4~5 km/s の層が存在する．この二層のうち P 波速度 3 km/s 層の上面，下面の速度，および 4 km/s 層の上面の速度はそれぞれ τ -sum inversion により決定され，また 4 km/s 層の下面の速度は，二次元波線追跡法により震央距離の小さい領域の反射波の走時を説明できるように求めている．その結果，大和海盆下では，P 波速度約 3 km/s 前後の層が厚さ約 300 m から 500 m ほど存在している．さらにその下の P 波速度約 4~5 km/s の層の厚さは約 700 m から約 1 km である．大和海盆から島弧側にかけての地形が急激に変化する場所から島弧にかけても堆積層の下には P 波速度約 3 km/s 前後の層が存在し，またその下には P 波速度 4~5 km/s の層が存在している．この二層の層厚は，島弧にかけてそれぞれ 300 m から 1 km，900 m から 1.8 km と変化に富んでいる．またシングルチャンネル反射法地震探査で確認された音響基盤は，本研究で求められた P 波速度 3 km/s 層の上面に対応している．

その下には P 波速度 6 km/s 前後の層が存在する．この P 波速度 6 km/s 前後の見かけ速度をもつ初動は各 OBS のエアガンおよび発破の記録より非常に明瞭に確認できる．例えば大和海盆上に設置された OBS22 の記録では，西側で震央距離 33 km 付近まで，東側では 35 km まで追跡できる (Fig. 4)．そこで P 波速度 6 km/s 層の最上部速度は，それぞれの OBS に記録された初動の見かけ速度より決定した．また最下部の速度は初動の見かけ速度の連続的な変化，その出現範囲を考慮して決定した．その結果 P 波速度 6 km/s 層の層厚は，大和海盆下で約 3 km から 4 km で，水平方向での層厚の変化は小さい．またこの層の P 波速度は大和海盆の西側に設置された OBS25 直下で 5.9~6.4 km/s，大和海盆中央部の OBS22 直下で 6.0~6.5 km/s，東部の OBS20 直下では 5.9~6.4 km/s と層内の鉛直速度勾配は大きい．このモデルにより OBS22 の記録の見かけ速度 6 km/s 程度の初動をよく説明している (Fig. 4)．大和海盆東縁から島弧側にかけての地形が急激に変化する場所では，例えば OBS15 直下で 5.8~6.3 km/s，また佐渡海嶺の西端に設置された OBS10 直下での P 波速度は 5.6~6.1 km/s と若干遅くなる．またこの P 波速度約 6 km/s 層の層厚は，地形の急激に変化する場所から島弧にかけて徐々に厚くなる．それに伴い島弧側におけるこの層の層内の鉛直速度勾配は大和海盆と比べて小さくなっている．このモデルにより計算された走時および理論地震記象は，OBS10 に記録された見かけ速度 6 km/s より遅く，また OBS10 西側の震央距離 40 km 超える付近までの明瞭に確認できる初動をよく説明できる (Fig. 5)．さら

に島弧に近い OBS04 直下では，この層の P 波速度は 5.7~6.2 km/s で厚さは約 12 km から 13 km と求められた．この計算走時および理論地震記象は OBS04 の西側における見かけ速度 6 km/s より遅く，また震央距離 60 km 付近まで確認できる初動をよく説明できる (Fig. 6)．さらに島弧に近づくと，十分に波線が通っていないため信頼性は低いが，P 波速度約 6 km/s 層の層厚はさらに厚くなり，それに伴い層内の鉛直速度勾配はさらに小さくなっていると推測される．

さらに P 波速度 6 km/s 層の下には地殻下部層が存在する．この地殻下部層の上面の速度は，この層からの屈折波と考えられる波群の見かけ速度によって決定した．さらに下面の速度は波群の見かけ速度の連続的な変化と，その出現範囲によって決定されている．その結果，大和海盆の地殻最下層の P 波速度は，大和海盆中央部の OBS22 直下で 6.6~7.0 km/s (Fig. 4)，OBS22 の西側に設置された OBS25 直下の地殻最下部の P 波速度は 6.7~7.1 km/s である．また地殻下部層の厚さは大和海盆で約 10 km で，この層の層厚の変化は大和海盆では小さい．この層が島弧に近づくにつれ，地殻最下部層の P 波速度は大和海盆東端で 6.6~6.9 km/s，さらに島弧に向かうにしたがい 6.5~6.7 km/s と徐々に遅くなっている．特に地殻最下部層の上面の速度に注目すると，地形の急激に変化する地域から島弧にかけて P 波速度は 6.5 km/s，島弧側に近づくにつれ 6.6 km/s となっている．これは OBS10 の西側の記録 (Fig. 5) 上に見られる震央距離 50 km 付近の初動の見かけ速度は約 6.5 km/s であり，大和海盆上に設置された OBS に記録された地殻下部層を通過してきた波の見かけ速度よりも遅い．本研究で求めた速度構造モデルから計算される理論走時は，これらの初動の見かけ速度の変化をよく説明する．また佐渡海嶺西端から島弧にかけての地殻下部層最下面の P 波速度は 6.7 km/s または 6.8 km/s となっているが，この付近を通る波線の数が少ないため，十分な精度で決定されていない．また地殻最下部層の最下面の形状は，モホ面からの反射波 (PMP) の走時を説明できるように求めている．これにより，大和海盆の地殻の厚さは堆積層を含めて約 15 km から 16 km と推定される．モホ面は，大和海盆東端から島弧に向かって地形の変化の大きい地域から徐々に深くなっていく．

最上部マントルを見てみると，大和海盆下の最上部マントルの上面の P 波速度は地殻の厚さが予想以上に厚く，この実験における測線長が西方に十分延びていないため精度良く決定されていない．そこで，大和海盆東縁に設置された OBS の距離-時間軸断面図による Pn の見かけ速度から 8.0 km/s としている．大和海盆東端の地

Fig. 4. Observed seismograms of OBS22 for explosives sources and the results of 2-D ray tracing method.

(a) Observed seismograms, which were recorded on the vertical component, have digitally band-pass filtered (3–12 Hz). Amplitudes are normalized in proportion to a square of the offset distance between the source and the OBS.

(b) Synthetic seismograms calculated for 2-D ray tracing method. Amplitudes are normalized in proportion to a square of the offset distance between the source and the OBS.

(c) Theoretical travel times calculated by 2-D ray tracing method.

(d) Ray diagrams calculated by 2-D ray tracing method. Travel times in (a), (b) and (c) are reduced by 8 km/s. The horizontal axes of figures are the offset distance in km between the OBS and explosive shots.

Fig. 5. Observed seismograms of OBS10 for explosives sources and the results of 2-D ray tracing method. See Figure 4 for detailed explanation.

殻の厚さが変化する付近での最上部マンツルの速度は、十分波線が通っているため精度良く求められており 8.0 km/s である。さらに島弧側では、測線の西端から 200 km 付近より島弧側で発破を行っていないため、島弧側地殻下部より深部を通過する波線の数が少なく、P 波速度は十分な精度で決定できていない。したがって島弧側

の最上部マンツル内の速度も、大和海盆東端に設置された OBS で記録された最上部マンツル内を通る Pn の見かけ速度から 8.0 km/s としている。

Fig. 6. Observed seismograms of OBS04 for explosives sources and the results of 2-D ray tracing method. See Figure 4 for detailed explanation.

§ 4. 考 察

4.1 大和海盆の構造

本研究で得られた北部大和海盆の地殻構造モデルを、他の観測によって得られた地殻構造 [例えば, Nishizawa and Asada (1999), Shinohara *et al.* (1992)] と比

較しながら考察する (Fig. 7). 地殻浅部の堆積層の構造については、周辺の構造探査でも類似の結果が得られている。例えば本研究測線に近い測線で行われた Nishizawa and Asada (1999) による構造探査では、堆積層の P 波速度は 1.8 km/s で、厚さは約 600 m である。また

Fig. 7. Upper: Bathymetric map showing locations of previous studies for seismic structure and this study. Solid lines indicate survey lines for seismic study. Contour interval is 500 m. Numerals with square indicate the profiles of seismic structure studies, 1; This study, 2; Nishizawa and Asada (1999), 3; Shinohara *et al.* (1992), 4; Hirata *et al.* (1989). Inverted solid triangles denote the positions of OBSs which are used for the comparison of the seismic velocity structure.

Lower: Comparison of one-dimensional P-wave velocity structure of this study to structures with the previous studies in the Yamato Basin. The vertical axis is the depth below the sea surface. Numerals indicate P-wave velocity. These one-dimensional structures show representative of each two-dimensional velocity structure. There is a 3-km/s layer just below the acoustic basement in the northern Yamato Basin. The layer with a P-wave velocity of 6 km/s is also confirmed in the area. P-wave velocity increase with the depth in the 6-km/s layer. There is no layer where P-wave velocity is larger than 7.2 km/s in the lower crust of the northern Yamato Basin. The crust of the northern Yamato Basin is slightly thicker than that of the southern Yamato Basin.

ODP site 794 付近で行われたエアガンを用いた構造探査 [Shinohara *et al.* (1992)] でも、堆積層の P 波速度は 1.7 km/s で厚さは 200 m から 700 m であり、本研究および上記の両探査より堆積層内の横方向の速度不均質はほとんどない。この堆積層は 1989 年に大和海盆で行なわれた ODP site 794 の掘削の結果より、中新世中期から第四紀にかけて堆積したものであり、その中新世中期の堆積物の中には、tuff などの火山性物質が含まれていることが確認されている [Tamaki *et al.* (1992)]。

堆積層の下に存在する P 波速度 3 km/s 層は、Shinohara *et al.* (1992) では速度勾配の大きな層に対応すると考えられる。また Nishizawa and Asada (1999) でも、類似の 3.3~3.4 km/s の層が示されている。この層は ODP 794 site の掘削の結果より、basaltic sills や flows と tuff で構成される互層であることが確認されている [Tamaki *et al.* (1992)]。またこの火成岩では、アルゴン-アルゴン法による年代測定が行われており、site 794 における火成岩の年代は 20-21 Ma であると推定されている [Kaneoka *et al.*, (1992)]。

さらに深部を見ると、本研究で得られた 5.9~6.4 km/s または 6.0~6.5 km/s の層に類似の層は Nishizawa and Asada (1999) でも確認されている。一方南部大和海盆 [Hirata *et al.* (1989)] では、P 波速度 6 km/s 前後の層は示されていない。さらに顕著な差が地殻下部に存在し、南部大和海盆には P 波速度 7 km/s を超える領域が厚さ約 4 km 存在している。この高速度層を Hirata *et al.* (1989) は、現在の日本海が伸張力により拡大し、それに伴いいたん地殻は薄くなったが、急激に伸張場から圧縮場に変化したために、地殻が薄くなった場所にアセノスフェアが上昇し、薄くなった地殻にマントル物質が付加することで現在の地殻の厚さになったと考えた。しかし本研究で示された北部大和海盆の速度構造は、むしろ大陸地殻および島弧地殻の速度分布に似ており、また地殻の厚さが一般的な大陸地殻より薄いことから大陸地殻が伸張したような構造であると考えられる。一方構造探査より速度および厚さの点から海洋性地殻である日本海北東部では、海洋性地殻であることを支持する地磁気縞模様が確認されている [Seama and Isezaki (1990)]。しかし大和海盆では地磁気縞模様が鮮明ではないという結果 [Isezaki and Uyeda (1973)] が得られており、これは本研究で求められた構造の解釈と調和的である。

4.2 日本海東縁部における地殻遷移域の速度構造

次に島弧側の速度構造を、他の海底地震観測によって得られた速度構造 [Nishizawa and Asada (1999)] と比較する。まず本研究の測線と交差している Nishizawa

and Asada (1999) を見てみると、本研究の結果と同様、佐渡海嶺西側付近で P 波速度 6 km/s 層の層内の速度が急激に遅くなっていることが認められる。さらに本研究ではこの付近のより深部の地殻下部層の P 波速度も周囲と比べ遅くなっており、地殻下部にまで P 波速度の遅い領域が広がっているように見える。この P 波速度の遅い地域を Nishizawa and Asada (1999) は、北海道南西沖地震の余震分布より得られた結果を参照し、この地域に断層帯の存在を示唆している。もし、この速度の遅い領域が断層帯の影響によるものだとすると、本研究の結果では、地殻下部にまで及ぶ断層帯の存在が考えられる。しかし、OBS の記録から、地殻深部にまで及ぶ断層の影響を示す直接的な証拠が得られていないため断言できない。また東北日本弧下の最上部マントルの速度は、典型的な海洋性地殻下の最上部マントルの速度よりも遅いことが明らかになっている [吉井 (1977)]、本研究では大和海盆から東北日本弧にかけて Pn の速度は 8.0 km/s で P 波速度が遅くなることはない。

一方本研究と Nishizawa and Asada (1999) との違いは、佐渡海嶺および最上トラフ下の P 波速度 6 km/s 層と地殻下部層の層境界が本研究では約 5km ほど深い点である。そこで、Nishizawa and Asada (1999) のように P 波速度 6km/s 層と地殻下部層の層境界を海面下 10 km 付近に設定し、走時解析を行った。その結果、大和海盆上に設置された OBS22 (Fig. 3) の東側の震央距離 80 km 以遠において見られる地殻下部層を通ってきた屈折波およびモホ面からの反射波 PMP の走時が 0.5 秒ほど早くなり、また OBS04 (Fig. 5) の西側において震央距離 70 km より以遠においては、地殻下部層を通ってきた屈折波およびモホ面からの反射波 PMP の走時が約 1 秒ほど早くなる。これは Nishizawa and Asada (1999) では、エアガンのみを用いた構造探査であったため、地殻最下部層を通ってきた屈折波が十分な S/N で観測されず、得られたモデルは PMP の走時のみを説明させるように求められたためと考えられる。本研究では、エアガンだけでなく発破を用いた構造探査も行われ、地殻下部からの屈折波も十分な S/N で観測されている。本研究で扱ったすべての OBS の観測走時を説明するには、Nishizawa and Asada (1999) のモデルよりも 6 km/s 層と地殻下部層との層境界が深いことは確実である。

4.3 大西洋における大陸縁辺海陸境界域の地殻構造との比較

日本列島および日本海に関する数多くの研究より、日本列島はユーラシア大陸から分離し、日本海はそれに伴うテクトニクスによって形成された縁海であると考えら

れている。また日本海東縁部にはプレートが沈み込む構造が見られないことから、日本海東縁部は受動的海陸境界域であると考えられる。一方大西洋も、大陸内のリフト活動によって形成された海洋であり、その点で日本海と大西洋の形成は似ている。近年大西洋では、大陸縁辺域における地殻構造の研究より、大規模な火成活動を伴った縁辺域と、大規模な火成活動を伴わない縁辺域の2種類の地殻構造が明らかになっている [Kodaira *et al.* (1996), Horsefield *et al.* (1993)]。

そこで活動的なリフト地域から地殻が生成し、大陸地殻から海洋性地殻への地殻の遷移が見られる大西洋の北部ノルウェーの大陸縁辺域 (Lofoten Margin) の速度構造 [Kodaira *et al.* (1996)] を見てみる。この Lofoten Margin は、活動的なリフトによって形成された地域であり、さらにホットスポットと考えられているアイスランドに近い場所である。この地域での構造探査の結果、Lofoten Margin では、海陸境界域の下部地殻下部に厚さ 2 km 程度の P 波速度 7.3 km/s の高速度層の存在が確認されている [Kodaira *et al.* (1996)]。また、アメリカ大西洋沿岸の海陸境界域でも下部地殻下部に P 波速度 7.1 km/s を超える高速度層が確認されている [Trehu *et al.* (1989)]。

一方イギリス南西沖北東大西洋の Goban Spur は、大規模な火成活動を伴わないリフト活動により形成された大陸縁辺域であると考えられている。この地域の構造探査より下部地殻下部には高速度層が存在しないことが示されている [Horsefield *et al.* (1993)]。また火成活動の活発な地域で見られるような大規模なシルやダイクが、あまり見られないことから大陸地殻が伸張して形成された地域であると考えられている。

このことから大規模な火成活動のある地域では、海陸境界域の地殻下部に P 波速度 7.0 km/s を超える高速度層が存在していると考えられる。そこで地殻下部に高速度層が存在するか検証するために本研究で得られた速度構造モデルの地殻下部層内に、厚さ 3 km ほどの P 波速度 7.3 km/s 層を置き、二次元波線追跡法を行った。その結果、OBS04 (Fig. 6) において地殻下部層を通る屈折波と、Pn との走時の間に明瞭な反射波が見られ、観測記録を説明できなくなる。また OBS22 (Fig. 4) の東側において震央距離 100 km 以遠の初動および後続波の走時をうまく説明できない。つまり、大和海盆から島弧への地殻遷移域の地殻構造には、Lofoten Margin やアメリカ大西洋沿岸の海陸境界域で見られるような厚い高速度層は存在せず、むしろ、Goban Spur のような地殻下部には高速度層が存在しない海陸境界域と似ている。しかし、Goban Spur ではリフト活動によって生成された厚

さ約 5.4 km の海洋性地殻が見られるのに対し、北部大和海盆から日本海東縁部にかけてはこのような海洋性地殻は見られない。つまり本研究測線下の島弧への地殻遷移域は、Goban Spur のような火成活動を伴わない大陸縁辺域の地殻構造と似ている。しかし地殻遷移域の近くに、地殻の厚さが薄い海洋性地殻が見られないことから、典型的な non-volcanic margin とは異なるテクトニクスにより形成されたと考えられる。

§5. 結 論

日本海拡大に伴う東北日本弧および日本海形成などを考察する上で、過去、現在のテクトニクスに関する情報が含まれる地殻、最上部マントルの構造を明らかにすることは重要である。そこで前弧域の沈み込み帯から東北日本弧を横断し、背弧の日本海大和海盆に至る大規模な構造探査が行われた。本論文では、背弧域の大和海盆から島弧側の地殻遷移域の地殻、最上部マントルの速度構造を明らかにした。以下に本研究の結果をまとめる。

北部大和海盆では堆積層の下に、シングルチャンネル反射法地震探査から明らかになった音響基盤に対応した P 波速度 3 km/s 層の存在が明らかになった。その下には層厚の変化に富む P 波速度 4~5 km/s が存在する。さらに P 波速度 6 km/s 前後の鉛直速度勾配の大きな層が存在し、層厚は 3 km から 4 km である。また約 10 km の厚さをもつ地殻下部層の速度は 6.7~7.1 km/s で、層内の速度勾配は上部地殻に比べて小さい。この結果北部大和海盆の地殻の厚さは約 15 km から 16 km で、南部大和海盆より若干厚いことが明らかになった。

島弧側の地殻遷移域では、P 波速度約 6 km/s の層厚は最大約 12 km から 13 km である。また地殻下部層の速度が大和海盆から島弧にかけて徐々に遅くなる。また地殻下部層およびモホ面が島弧にかけて徐々に深くなっている。

大和海盆の一部の地殻下部には P 波速度 7 km/s を超える層が存在しているが、地殻遷移域には、大西洋の海陸境界域で見られるような高速度層は見られない。このことから本研究域の速度構造は non-volcanic margin の速度構造と似ている。しかし non-volcanic margin で見られる海陸境界域に隣接する海洋性地殻は本測線下では見られない。つまり本測線下の地殻構造は、大西洋における non-volcanic margin と異なるテクトニクスによって形成されたと考えられる。

謝 辞

本研究を進めるに伴い、岩崎貴哉教授（東京大学地震研究所）には多くのご助言を頂きました。さらにこの実

験を行うにあたり、是沢定之氏（東京大学地震研究所）を始めとし、関係諸機関の大学院生の多大な協力があったため、実験が行われたことに謝意を表わします。なお、本論文の中の図の多くは GMT (Generic Mapping Tools) [Wessel and Smith (1995)] Software を利用したものであり、感謝致します。加えて、海洋科学技術センターの仲西理子博士および匿名の査読者には、本論文を改善するうえで貴重なご意見を頂きました。

この研究は、地震研究所地震予知特別事業費「地震発生ポテンシャル評価のための特別観測研究」によって行われました。

参考文献

- Červený, V. and I. Pšenčík, 1983, Program package SEIS83, Numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method, Charles University, Prague.
- Chung, T. W., N. Hirata and R. Sato, 1990, Two-Dimensional P- and S-Wave Velocity Structure of the Yamato Basin, the Southeastern Japan Sea, from Refraction Data Collected by an Ocean Bottom Seismographic Array, *J. Phys. Earth*, **38**, 99-147.
- Diebold, J. B. and P. L. Stoffa, 1981, The traveltime equation, tau-p mapping and inversion of common midpoint data, *Geophysics*, **46**, 238-254.
- Hasegawa, A., N. Umino and A. Takagi, 1978, Double-Planed Structure of the Deep Seismic Zone in the Northeastern Japan Arc, *Tectonophysics*, **47**, 43-58.
- 平田 直・新庄直樹, 1986, SEISOBS—SEIS83 の海底地震記象用プログラムへの変更一, *地震*, **39**, 317-321.
- Hirata, N., H. Tokuyama and T. W. Chung, 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.
- Hirata, N., B. Karp, T. Yamaguchi, T. Kanazawa, K. Suyehiro, J. Kasahara, H. Shiobara, M. Shinohara and H. Kinoshita, 1992, Oceanic crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 JAPAN-USSR Expedition, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2027-2030.
- Horiuchi, S., H. Ishii and A. Takagi, 1982a, Two-Dimensional Depth Structure of the crust beneath the Tohoku District, The Northeastern Japan Arc Part I. Method and Conrad Discontinuity, *J. Phys. Earth*, **30**, 47-69.
- Horiuchi, S., A. Yamamoto, S. Ueki, K. Tachibana, T. Kono and A. Takagi, 1982b, Two-Dimensional Depth Structure of the crust beneath the Tohoku District, The Northeastern Japan Arc Part II. Moho Discontinuity and P-Wave Velocity, *J. Phys. Earth*, **30**, 71-86.
- Horsefield, S. J., R. B. Whitmarsh, R. S. White and J. C. Sibuet, 1993, Crustal structure of the Goban Spur rifted continental margin, NE Atlantic, *Geophys. J. Int.*, **119**, 1-19.
- Isezaki, N. and S. Uyeda, 1973, Geomagnetic anomaly pattern of the Japan Sea, *Mar. Geophys. Res.*, **2**, 51-59.
- 岩崎貴哉・佐藤比呂志・平田 直, 1999, 過去の制御震源地震探索に基づく東北日本弧の地殻構造, Sk-001, 地球惑星科学関連学会合同大会.
- Jolivet, L. J., P. Huchon, J. P. Brun, X. L. Pichon, N. C. Rooke and J. C. Thomas, 1991, Arc Deformation and Marginal Basin Opening: Japan Sea as a Case Study, *J. Geophys. Res.*, **96**, 4367-4384.
- Jolivet, L. J. and K. Tamaki, 1992, Neogene Kinematics in the Japan Sea Region and Volcanic Activity of the Northeast Japan Arc, In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al. Proceedings of ODP, Scientific Results, **127/128**, 1075-1106.
- Kaneoka, I., Y. Takigami, N. Takaoka, S. Yamashita and K. Tamaki, 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, In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., Proceedings of ODP, Scientific Results, **127/128**, 819-836.
- 笠原順三・松原忠泰・佐藤利典・是沢定之・片尾 浩, 1995, ハイドロフォン付光磁気ディスク型海底地震計 (MOOBS/H-1) の開発, *海洋音響学会誌*, **22**, 253-267.
- 笠原順三・松原忠泰・佐藤利典・望月公廣, 1997, 高精度デジタル海底地震計 MOOBS-24 の開発, *海洋音響学会誌*, **24**, 39-47.
- Katao, H., 1988, Seismic structure and formation of the Yamato Basin, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **63**, 51-86, 1988.
- 小林和男・中村一明, 1983, 縁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.
- Kodaira, S., M. Bellenberg, T. Iwasaki, T. Kanazawa, H. B. Hirschleber and H. Shimamura, 1996, Vp/Vs ratio structure of the Lofoten continental margin, northern Norway, and its geological implications, *Geophys. J. Int.*, **124**, 724-740.
- Lallemand, S. and L. Jolivet, 1985, Japan Sea: a pull-apart basin?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 375-389.
- Ludwig, W. J., S. Murauchi and R. E. Houtz, 1975, Sediments and structure of the Japan Sea, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 651-664.
- 村内必典, 1972, 人工地震探査による日本海の地殻構造, *科学*, **42**, 367-375.
- Nakasa, Y. and T. Seno, 1994, Compensation Mechanism of the Yamato Basin, Japan Sea, *J. Phys. Earth*, **42**, 187-195.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性, *地震研究所彙報*, **58**, 711-722.
- Nishizawa, A. and A. Asada, 1999, Deep crustal struc-

- ture off Akita, eastern margin of the Japan Sea, deduced from ocean bottom seismographic measurements, *Tectonophysics*, **306**, 199–216.
- Ohtake, M., 1995, A seismic gap in the eastern margin of the Sea of Japan as inferred from the time-space distribution of past seismicity, *The island Arc*, **4**, 156–165.
- 岡村行信, 1998, 日本海東縁海域の逆断層と地殻短縮量推定の試み, *月刊地球*, **20**, 460–465.
- Otofujii, Y., T. Matsuda and S. Nohda, 1985, Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan—rifting process of the Japan Arc, *Earth Planet Sci. Lett.*, **75**, 397–405.
- Seama, N. and N. Isezaki, 1990, Sea-floor magnetization in the eastern part of the Japan Basin and its tectonic implications, *Tectonophysics*, **181**, 285–297.
- Shinohara, M., N. Hirata, H. Nambu, K. Suyehiro, T. Kanazawa and H. Kinoshita, 1992, Detailed crustal structure of northern Yamato Basin, In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al. *Proceedings of ODP, Scientific Results*, **127/128**, 1075–1106.
- 篠原雅尚・末広 潔・松田滋夫・小沢和男, 1993, DAT レコーダを用いたデジタル大容量海底地震計, *海洋調査技術*, **5**, 21–31.
- Shinohara, M., N. Hirata and N. Takahashi, 1994, High Resolution Velocity Analysis of Ocean Bottom Seismometer Data by the τ -p Method, *Marine Geophys. Res.*, **16**, 185–199.
- 塩原 肇・望月将志・金澤敏彦, 1999, 長期広帯域海底地震計の試験観測, *日本地震学会講演予稿集*, P049.
- Stoffa, P. L., P. Buhl, J. B. Diebold and F. Wenzel, 1981, Direct mapping of seismic data to the domain of intercept time and ray parameter—A plane-wave decomposition, *Geophysics*, **46**, 255–267.
- Tamaki, K., K. Suyehiro, J. Allan, J. C. Ingle, Jr. and K. A. Pisciotta, 1992, Tectonic Synthesis and Implications of Japan Sea ODP Drilling, In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., *Proceedings of ODP, Scientific Results*, **127/128**, 1333–1348.
- Trehu, M., A. Ballard, L. M. Dorman, J. F. Gettrust, K. D. Klitgord and A. Schreiner, 1989, Structure of the Lower Crust Beneath the Carolina Trough, U. S. Atlantic Continental Margin, *J. Geophys. Res.*, **94**, 10585–10600.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, New version of the generic mapping tools (GMT) version 3.0 released, *EOS Trans, AGU*, **76**, 329, 1995.
- Yoshii, T. and S. Asano, 1972, Time-term analysis of explosion seismic data, *J. Phys. Earth*, **20**, 47–57.
- 吉井敏尙, 1977, 東北日本の地殻上部マントル構造, *科学*, **47**, 170–176.
- Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa, 1990, 3-D seismic velocity structure of the crust and uppermost mantle in the northeastern Japan Arc, *Tectonophysics*, **181**, 135–149.
- Zhao, D., A. Hasegawa and S. Horiuchi, 1992, Tomographic Imaging of P and S Wave Velocity Structure Beneath Northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909–19928.